A topographic map of the Loma Galena area, showing contour lines and various geographical features. The map is the background of the entire page.

**METALOGÉNESIS DEL DEPÓSITO
POLIMETÁLICO LOMA GALENA,
PROYECTO NAVIDAD,
(42°2'S - 68°8'O), CHUBUT**

TESIS DOCTORAL

Verónica Emilia Bouhier

2017

Universidad Nacional del Sur



Universidad Nacional del Sur

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

**METALOGÉNESIS DEL DEPÓSITO
POLIMETÁLICO LOMA GALENA, PROYECTO
NAVIDAD, (42°2'S - 68°8'O), CHUBUT**

Verónica Emilia Bouhier

Bahía Blanca

2017

Argentina

PREFACIO

Esta tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor en Geología de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur y en la Facultad de Geología y Petróleo de la Universidad Nacional del Comahue durante el período comprendido entre el 1 de Abril de 2012 al 23 de Abril de 2017, con la dirección de la Dra. Marta B. Franchini (CONICET, CPEM Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, Instituto de Paleobiología y Geología, Universidad Nacional de Río Negro) y la Dra. Graciela R. Mas (Universidad Nacional del Sur).

Verónica Emilia Bouhier

26 de abril de 2017
Departamento de Geología
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el/....../..... , mereciendo la calificación de(.....)

RESUMEN

El Proyecto de Ag + Pb ± (Cu, Zn) Navidad se localiza en el suroeste del Macizo Norpatagónico, Patagonia, Argentina. La mineralización está hospedada en rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Cañadón Asfalto.

En el distrito se reconocieron 3 unidades volcánicas de composición máfica a intermedia, facies de autobrecha, hialoclastita y peperita que extruyeron en el Jurásico Medio (U/Pb: $173,9 \pm 1,9$ Ma y $170,8 \pm 3,0$ Ma). Presentan firmas geoquímicas de arcos volcánicos: Rb, Ba y Th enriquecidos respecto a los elementos HFS, enriquecimiento de los elementos de las tierras raras livianos (LREE) y empobrecimiento de Y-Ti. Estas características son atribuidas a contaminación de los magmas jurásicos con rocas corticales. Las composiciones isotópicas de Sr y Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$: 0,704165 a 0,706589 y $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$: -5,3 a -3,2), xenocristales de circón con edades permo-triásicas (U/Pb: 281,3 Ma, 246,5, 218,1, y 201,3 Ma), xenocristales de cuarzo y enclaves máficos son rasgos característicos de estas rocas y constituyen otra evidencia de la asimilación de corteza superior en los magmas jurásicos.

Loma Galena (recursos de 6410,8 t de Ag; 997,130 t de Pb) es uno de los ocho depósitos del Proyecto Navidad. La mineralización se presenta en venas y brechas hidrotermales, en autobrechas y brechas caóticas mineralizadas y en las sedimentitas lacustres en contacto con la materia orgánica. Este depósito se formó por la mezcla de fluidos canalizados por fallas del *rift* jurásico y litologías permeables.

La actividad hidrotermal precursora de la mineralización polimetálica quedó registrada en los rellenos de calcita y siderita en venas y brechas. Estos carbonatos se formaron de fluidos salinos (~ 16,4 % en peso NaCl eq.) en ebullición, con 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 un origen magmático. La interacción de estos fluidos con las rocas de caja formó calcita + adularia ± albita ± clorita ± siderita ± cuarzo.

Dos episodios mineralizantes subsecuentes contribuyeron con la dotación final de metales del depósito. El primero y más importante introdujo (Fe)+ Ag + Pb + Zn a través de fluidos canalizados por fallas en el centro del depósito. El episodio subsecuente introdujo Cu con Ag a través de fluidos de circulación más acotada procedentes del norte y canalizados por la falla Sauzal, que reemplazaron algunos sulfuros previos. La mineralogía de mena (pirita ± marcasita > galena > esfalerita > calcopirita > bornita > tetraedrita-tennantita > covellina-digenita) y ganga (carbonatos

> calcedonia > sulfatos) son consistentes con un depósito epidermal somero de sulfuración intermedia. Las bandas coloformes de pirita y marcasita presentan los mayores contenidos de Ag, si bien todos los sulfuros y sulfosales tienen Ag. Los framboides de pirita, los agregados coloformes de pirita ± marcasita y los contenidos de metales traza en sulfuros y sulfosales sugieren su formación a partir de la mezcla de fluidos. Las firmas isotópicas del azufre ($\delta^{34}\text{S}$ de -15,4 a 12,9 ‰) en los sulfuros señalan fuentes mixtas del azufre, una fuente sedimentaria derivada de la reducción biogénica del sulfato de los niveles evaporíticos ($\delta^{34}\text{S}$ 35,3 ‰) y otra de origen hidrotermal.

Calcedonia ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ -0,2 a 2 ‰), baritina II (Th: 169°-111°C), calcita II ($\delta^{13}\text{C}$ -3,5 a -1,7‰; Th95°-58°C; 0-4% en peso NaCl eq.) precipitaron luego de los sulfuros por la mezcla de fluidos hidrotermales con aguas ricas en CO_2 calentadas por vapor que fueron dominantes en la última etapa. En las rocas de caja, el gradiente geotérmico generado por la mezcla de estos fluidos formó nuevos minerales y sus distribuciones revelan una zonación vertical de los filosilicatos (illita, illita-esmectita, clorita-esmectita, tosudita, esmectita, caolinita, glauconita).

Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en calcita I (0,70647-0,70669), calcita II (0,70659-0,70675) y baritina (0,70667) hidrotermales, en la caliza (0,70667) y evaporita (0,70663) lacustres, son similares a las composiciones isotópicas de las rocas volcánicas, por lo que podría considerarse que el Sr proviene de una fuente en común. Las composiciones isotópicas de Pb de los sulfuros $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,222 a 18,262), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15,584 a 15,616), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38,178 a 38,260) son similares a las de las rocas volcánicas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,270 a 18,379; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,613 a 15,625 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38,266 a 38,430) e indican fuentes mixtas del Pb, con contribuciones del manto y de la corteza.

ABSTRACT

The Navidad Project Ag + Pb ± (Cu, Zn) is located in the southwest of the North Patagonian Massif, Patagonia, Argentina. The mineralization is hosted in volcanic and sedimentary rocks of the Cañadón Asfalto Formation.

In the district, 3 volcanic units with mafic to intermediate composition were extruded during the Middle Jurassic (U/Pb: 173.9 ± 1.9 Ma and 170.8 ± 3.0 Ma). Lava flows surrounded by autobrecciated carapace were extruded in subaerial conditions, whereas hyaloclastite and peperite facies suggest contemporaneous subaqueous volcanism and sedimentation. They show arc-like signatures including high-K basaltic-andesite to high-K dacite compositions, Rb, Ba and Th enrichment relative to the less mobile HFS elements (Nb, Ta), enrichment in light rare earth elements (LREE), Y-Ti depletion and high Zr contents. These characteristics could be explained by assimilation of crustal rocks in the Jurassic magmas, which is also supported by the presence of zircon xenocrysts with Permo-Triassic ages (281.3 Ma, 246.5, 218.1, and 201.3 Ma) and quartz xenocrysts recognized in these volcanic units. Furthermore, their isotopic compositions of Sr and Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$: 0.704165 to 0.706589 and $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$: -5.3 to -3.2) are evidences of crustal assimilation.

Loma Galena (6410.8 t Ag, 997,130 t Pb) is one of the eight deposits of the Navidad Project. The mineralization occurs in veins and hydrothermal breccias, in mineralized autobreccias and chaotic breccias and in lacustrine sediments in contact with organic matter. This deposit was formed by the mixture of fluids channeled by Jurassic rift faults and permeable lithologies.

Early calcite and siderite precipitated in veins and breccias from boiling fluids with high salinity (~ 16.4% wt NaCl eq.), temperatures (Th) <208 °C, and isotopic compositions ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ 7.4 ‰ at 11.6 ‰ and $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -6.4 to -2.3 ‰) that suggest a magmatic origin. The interaction of these saline fluids with the host rocks formed calcite + adularia ± albite ± chlorite ± siderite ± quartz.

Two subsequent mineralizing episodes contributed to the final metal endowment of the Loma Galena deposit. The first and most important introduced (Fe) + Ag + Pb + Zn through fluids channeled by faults located in the center of the deposit. The subsequent episode introduced Cu with Ag through fluids of limited circulation from the north and channeled by the Sauzal fault, and replaced some previous sulfides. Based on the metal content, ore (pyrite ± marcasite > galena > sphalerite > chalcopyrite > bornite

> tetrahedrite-tennantite > covellite-digenite) and gangue (carbonates > chalcedony > sulfates) mineralogy. Loma Galena can be classified as an intermediate sulfidation epithermal deposit formed at shallow levels. Colloform bands of pyrite and marcasite show the highest Ag contents, although all sulfides and sulfosalts carry Ag. Pyrite framboids, colloform pyrite-marcasite, and trace metal content in sulfides and sulfosalts suggest their formation by fluid mixing. The sulfur isotopic signatures ($\delta^{34}\text{S}$ of -15.4 to 12.9‰) of sulfides indicate a mixed source, with sedimentary sulfur derived from the biogenic reduction of the sulfate from the evaporites ($\delta^{34}\text{S}$ 35.3‰) and hydrothermal sulfur.

Chalcedony ($\delta^{18}\text{O}$ -fluid-0.2 to 2 ‰), barite II (Th: 169 ° -111 ° C), calcite II ($\delta^{13}\text{C}$ -3.5 to -1.7 ‰, Th 95-58 ° C, 0-4% weight NaCl eq.) precipitated after sulfides from the mixture of hydrothermal fluids with CO_2 -rich steam-heated waters which were dominant in the last stage. In the host rocks the geothermal gradient generated by the mixture of these fluids formed new minerals and their distributions reveal a vertical zonation of phyllosilicates (illite, illite-smectite, chlorite-smectite, tosudite, smectite, kaolinite, glauconite).

The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in hydrothermal calcite I (0.70647-0.70669), calcite II (0.70659-0.70675) and barite (0.70667) and in the limestone (0.70667) and evaporite (0.70663), are similar to the isotopic compositions of the volcanic rocks, suggesting a common source of Sr. The Pb isotopic compositions of the sulfides $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.222 to 18.262), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.584 to 15.616), $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.178 to 38.260) are similar to the isotopic composition of volcanic rocks ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.270 to 18.379; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.613 to 15.625 and $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$: 38.266 to 38.430) and suggests mixed sources of Pb, with contributions from the mantle and crust.

AGRADECIMIENTOS

Muchas personas han contribuido directa o indirectamente en este estudio, si bien una tesis doctoral es un trabajo personal, nada hubiera sido posible sin el apoyo y participación de muchas personas que nombro a continuación:

Antes que a nadie, me gustaría agradecer a la Dra. Marta Franchini por dirigir esta tesis. Por haberme enseñado y haberme dado las herramientas necesarias para estudiar depósitos minerales, por su estímulo, su entusiasmo, su exigencia, su vocación y su compromiso con este proyecto. Gracias!

A la Dra. Graciela Mas por haberme acompañado en este camino, por su contención en los momentos difíciles, y por la gran ayuda y orientación que me brindó durante estos años de tesis. Por su buen humor y buena predisposición. Por su amistad y su cariño.

A mis amigas metalogenéticas, colegas y compañeras de trabajo, integrantes del Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, las Dras. Laura Maydagán y Ana Laura Rainoldi. INFINITAS GRACIAS! Por explicarme, ayudarme, transmitirme todos sus conocimientos, isotópicos, microtermométricos, petrológicos, geoquímicos, incondicionalmente. Por trabajar a la par, siempre con alegría y por su gran compromiso con este proyecto. Gracias!

Al Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, a todos sus miembros por estar siempre dispuestos a recibir mis consultas, por su apoyo y guía en las diversas técnicas y temáticas que abordamos durante el transcurso de esta tesis. Es un orgullo para mí formar parte de este grupo. Gracias!

Gracias a la Universidad Nacional del Sur, porque en esta institución pude realizar mis estudios de grado y posgrado de manera Libre, Pública y Gratuita. Gracias a todas las personas que luchan y lucharon para que permanezca en este estado.

Gracias a todo el personal docente, administrativo y de maestranza del Departamento de Geología de la Universidad del Sur, por haberme hecho sentir cómoda desde los primeros días de este trabajo.

Al CONICET por haberme otorgado una beca doctoral, la cual permitió que pueda dedicarme de manera exclusiva a desarrollar los estudios necesarios para realizar esta tesis doctoral. También por financiar el PIP n° 330 (“Origen, transporte y precipitación de metales en algunos yacimientos argentinos. Eficiencia de los procesos que intervienen en la formación de la mineralización”), dirigido por la Dra. Marta Franchini.

Al INGEOSUR y a todos sus integrantes por la orientación y apoyo que me han otorgado durante estos años.

Al Departamento de Geología y Petróleo de la Universidad Nacional del Comahue y al CIMAR, por haber puesto a mi disposición lupas, microscopios, bibliografía, cámaras, difractómetro de rayos y haberme acogido durante los primeros años de esta tesis.

A la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica por financiar el PICT 2013-2916. (Termocronología, Metalogénesis y Evolución Geológica de la Cuenca Navidad, Chubut, Argentina) dirigido por la Dra. Marta Franchini.

A la Universidad Nacional del Comahue por el PIP: 041209 (“Origen, transporte y precipitación de metales en algunos yacimientos argentinos. Eficiencia de los procesos que

intervienen en la formación de la mineralización”) que financió parte de los estudios realizados en esta tesis.

A todo el equipo de Pan American Silver, y un especial agradecimiento al Lic. Marcelo Paolini, por su gran ayuda, sus explicaciones, su hospitalidad, y por poner a disposición información que nos resultó valiosísima para poder realizar gran parte de este trabajo. Al Lic. Marcos Jiménez, por sus explicaciones y comentarios en las primeras campañas a Navidad. A Daniel Pérez por su colaboración con la logística y buena predisposición para ayudarnos durante nuestras campañas. Gracias!

A las Dras. Florencia Gargiulo y Melisa Angeletti, Profesoras de la Cátedra de Mineralogía del Departamento de Geología – UNS, por haber entendido los tiempos que requiere la realización de una tesis doctoral, especialmente en la etapa final. Por responder todas mis preguntas, por sus valiosos comentarios y sugerencias. Pero principalmente por su amistad, creo que entre tantas cosas lindas que me pasaron durante la realización de esta tesis, una de ellas fue haberlas conocido, y haber generado este vínculo con personas tan maravillosas y de gran corazón como ustedes. Gracias!

A la Dra. Agnes Impiccini, por sus valiosos comentarios, opiniones y ayuda con los minerales arcillosos.

A la Dra. Josefina Pons, por su lectura y comentarios sobre el modelo que ayudaron a mejorarlo.

A Adolfo Giusiano, por su hospitalidad y amabilidad durante mis estadías en Neuquén y por su valiosa colaboración y consejos que sirvieron para mejorar y enriquecer las descripciones y secuencias estratigráficas.

A la cátedra de Petrología del Departamento de Geología - UNS: Dras. Cristina Frisicale y Vanesa Araujo y Dres. Juan Cruz Martínez y Jorge Dristas, por haber compartido con alegría estos años juntos en la oficina y en la materia que compartimos: Práctica de Campo I. Por haber puesto a mi disposición lupas, microscopios, bibliografía, cámaras etc., desinteresadamente en todos los momentos que necesité usarlas, por sus consejos y buenos ánimos. Gracias!

A la Sociedad de Geólogos Economistas (SEG) por la ayuda económica que me otorgó en 2012 que permitió el financiamiento de algunos estudios realizados en el marco de esta tesis.

Al SEG-Student Chapter – UNS, por los viajes y cursos organizados, que contribuyeron a mi formación y a la realización de esta tesis. A todos sus integrantes, por los buenos momentos compartidos.

A Paul Lotkha, por los interesantes debates mantenidos acerca de Navidad, por su ayuda desinteresada, por sus explicaciones, y por ser una excelente persona. Gracias Paul!

Al Dr. Fernando Tornos por los datos isotópicos de Sr obtenidos en el Centro de Astrobiología, Madrid. Por sus comentarios que ayudaron a mejorar la interpretación de los datos isotópicos.

Al Dr. Pablo Caffè por su ayuda y colaboración con el estudio de las rocas volcánicas. Por poner a nuestra disposición sus conocimientos geoquímicos y petrológicos. Por responder todas nuestras preguntas. Gracias!

Al Dr. Carlos Rapela, por sus valiosos comentarios y aportes que favorecieron a enriquecer los resultados del estudio geoquímicos de las rocas volcánicas y su interpretación en un contexto regional.

Al Dr. Stuart Simmons por los valiosos comentarios y material bibliográfico que ayudaron a clarificar el sistema y enriquecer el análisis de las alteraciones hidrotermales.

A la Dra, Patrice Patrier y a Melanie Fromaget, por los análisis de los filosilicatos realizados en el Laboratorio Hydrasa de la universidad de Poitiers, por su colaboración y aportes en el estudio de la alteración hidrotermal en Loma Galena.

A la Dra. Nora Cesaretti, Profesora de la Cátedra de Geología de Combustibles del Departamento de Geología de la UNS por ayudarme desinteresadamente en la descripción de las rocas carbonáticas, en los análisis microtermométricos y de catodoluminiscencia.

A la Dra. Gabriela Ferracutti me gustaría expresarle mi gratitud por sus comentarios de aliento en los estadios finales de esta tesis y por haber aceptado codirigir mis estudios posdoctorales.

Al equipo de Geoquímica y del Laboratorio de rayos X: Dras. Silvina Marfil y Leticia Lescano, Lic. Lenis Madsen, Dr. Pedro Maiza y Rodolfo Salomón por la ayuda y orientación con los análisis de rayos X.

A los docentes de la cátedra de Geología de Yacimientos, Dra. Mirta Garrido, Dr. Eduardo Dominguez, Dra. Laura Maydagán y Lic. Violeta Gonzales por poner a disposición bibliografía y microscopios así como también a responder consultas e inquietudes de manera desinteresada.

A los jurados Dres. Jorge Coniglio (UNRC), Diego Guido (UNLP) y Dra. Mirta Garrido (UNS) por haber tomado el compromiso de evaluar esta tesis. Por sus correcciones y sugerencias que enriquecieron este trabajo y futuras publicaciones. Por sus cálidas devoluciones durante la defensa oral de la tesis. Muchísimas gracias!

A mi amiga Dra. Natalia Sanchez, por su valiosísima ayuda con temas de índole estructural, su generosidad, su siempre presente: “avísame si necesitas algo, te doy una mano”. Gracias Naty!

A mi amigas geológicas, por compartir juntas este camino desde el 1^{er} año de la carrera hasta siempre, Dras. Ana Laura Rainoldi y Celeste D’anunzio y Lic. Lenis Madsen, por su amistad, su ayuda en lo personal y en lo académico. Chin Chin Salud!

A Mirta, mi suegra, por la ayuda incondicional con el cuidado de Ulises en sus primeros años de vida, que coincidieron con los primeros años de esta tesis. Por darme la tranquilidad de que dejaba lo más valioso que tengo en las mejores manos mientras José y yo trabajábamos. Gracias Mirta!

A mi Papá, Eduardo Bouhier, por ser mi primer profesor de Geología, por ser el primero que me hizo ver la naturaleza con otros ojos. Por su ayuda en una de mis campañas a Gastre y por la mano con la lista bibliográfica. Esa ayuda no solo fue una mano con el muestreo, selección, rotulado, embalaje, carga de muestras de rocas volcánicas, etc.. sino que significó reafirmar que estas, que siempre conté con vos, desde que tengo uso de razón hasta siempre, estas ahí firme para lo que necesite. Gracias infinitas Pa.

A mi Mamá, Susana Mercanti, por la ayuda que me dio con Ulises, durante mis campañas a Gastre. Por el cariño y amor inmenso que le ofreció a mi hijo mientras yo no estaba, reflejo del amor que nos tenemos nosotras. Gracias Mami, por eso y por todo lo demás.

A mis hermanos Julia, Luis e Irene, por escucharme, ayudarme y acompañarme. Los adoro. Gracias por existir.

A mi abuelas Elena y Lili, por estar siempre orgullosas de mí y hacérmelo saber, por haber confiado siempre en que yo podía y por darme ánimos. Por dejarme los mejores ejemplos de vida para seguir adelante. Abuela Elena, eterna, estas en mi corazón siempre...

A José, mi amor, mi compañero, por contenerme en los momentos difíciles, por festejar conmigo los logros, por hacerme ver las cosas siempre desde otra perspectiva, por todos sus consejos, por ayudarme a no perder el rumbo cuando se me mezclaron las prioridades, por compartir conmigo esta vida. Hasta el fin de los tiempos. Gracias.

A mi hijo Ulises, por portarse bien mientras yo trabajaba, por esperarme y entenderme, por su paciencia, por ser mi motor, mis ganas de vivir y de ser mejor persona. Gracias Uli ♥.

INDICE

CAPÍTULO I

PRESENTACIÓN, ANTECEDENTES y OBJETIVOS	1
1.1 Introducción	3
1.2 Historia de la Exploración	6
1.2.1 Antecedentes Científicos	6
1.2.2 Antecedentes Mineros. Historia del Descubrimiento .	8
1.3 Objetivos	11
1.3.1 Objetivo General	11
1.3.2 Objetivos Específicos	11
1.4 Estructura de la Tesis Doctoral	12
1.5 Referencias	14

CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA DEL SECTOR SUROESTE DEL MACIZO NORPATAGÓNICO –EL MAGMATISMO JURÁSICO Y LOS DEPÓSITOS EPITERMALES	17
2.1 Introducción	19
2.2 Geología regional del Macizo Nordpatagónico	19
2.2.1 Basamento Pre-Jurásico	19
2.2.1.1 Rocas metamórficas	20
2.2.1.2 Rocas intrusivas	20
Granitoides Mamil Choique	20
Batolito de la Patagonia Central	21
Batolito Subcordillerano	23
2.2.2 Cuenca de Cañadón Asfalto	24
Formación Las Leoneras	24
Formación Lonco Trapial	25
Formación Cañadón Asfalto	25
Formación Cañadón Calcáreo	26
2.2.3 Depósitos Cretácicos	26
2.2.4 Depósitos del Cretácico Superior - Paleógeno	27
2.2.5 Depósitos Neógenos- Cuaternarios	28
2.3 Vulcanismo Jurásico en Patagonia	29
2.4 Depósitos Epitermales Asociados al Vulcanismo Jurásico en Patagonia	30
2.5 Referencias	32

CAPÍTULO 3

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA, ISOTÓPICA Y EDAD DE LAS VOLCANITAS QUE HOSPEDAN LA MINERALIZACIÓN EN EL DISTRITO NAVIDAD	41
3.1 Introducción	43

3.2 Geología del Distrito Navidad	43
3.2.1 Litología	43
3.2.2 Estructura	46
3.3 Metodología	48
3.3.1 Trabajos de Campo	48
3.3.2 Trabajos de Laboratorio	49
3.3.2.1 Geoquímica de las rocas ígneas	50
3.3.2.2 Geocronología	50
3.3.2.3 Isótopos radiogénicos	51
3.4 Resultados	51
3.4.1 Las rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto.	51
3.4.1.1 Unidad Volcánica A	51
3.4.1.2 Unidad Volcánica B	54
3.4.1.3 Unidad Volcánica C	59
3.4.2 Geocronología	62
3.4.3 Geoquímica	63
3.4.4 Isótopos radiogénicos (Sr, Nd, Pb)	67
3.5 Discusión	69
3.5.1 Mecanismos de emplazamiento y ambiente	69
3.5.2 Geocronología	71
3.5.3 Geoquímica y ambiente tectónico	74
3.5.4 Fuentes de los magmas	79
3.6 Conclusiones	81
3.7 Referencias	85
Anexo 1. Geocronología	95

CAPITULO 4

CARACTERÍSTICAS DE LA MINERALIZACIÓN POLIMETÁLICA	97
4.1 Introducción	99
4.2 Metodología	99
4.2.1 Trabajos de campo	99
4.2.2 Trabajos de laboratorio	100
4.2.2.1 Microscopía óptica	100
4.2.2.2 Microscopía electrónica de barrido	101
4.2.2.3 Análisis de datos geoquímicos	101
4.2.2.4 Análisis químicos de los minerales	101
4.2.2.5 Composición química de los minerales de ganga	102
4.2.2.6 Catodoluminiscencia	102
4.3 Resultados	102
4.3.1 Distribución de los metales y caracterización geoquímica	102
4.3.2 Yacencia de la mineralización	109
4.3.2.1 Venas y venillas hidrotermales brechadas. Nivel Inferior	109
4.3.2.2 Venas, brechas hidrotermales y autobrechas mineralizadas. Nivel Medio	111

4.3.2.3 Sulfuros diseminados. Nivel Superior	115
4.3.3 Texturas y composición química de los sulfuros y sulfosales	116
4.3.3.1 Pirita y Marcasita	116
4.3.3.2 Galena	121
4.3.3.3 Esfalerita	122
4.3.3.4 Calcopirita	124
4.3.3.5 Bornita	125
4.3.3.6 Tetraedrita-tennantita	126
4.3.3.7 Covellina y digenita	128
4.3.3.8 Alteración supergénica	129
4.3.4 Texturas y composiciones química de los minerales de ganga	129
4.3.4.1 Carbonatos	129
4.3.4.2 Minerales del grupo de la sílice	132
4.3.4.3 Sulfatos	133
4.4 Discusión	133
4.4.1 El ambiente epidermal somero	133
4.4.2 Secuencia Paragenética	137
4.4.3 Fugacidad del Azufre	138
4.4.4 Distribución de los metales y fuente de la plata	140
4.4.5 Comparación con otros depósitos epidermales de la Patagonia y del mundo	142
4.5 Conclusiones	144
4.6. Referencias	145

CAPITULO 5

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS EN EL DEPÓSITO LOMA GALENA	161
5.1. Introducción	163
5.2. Metodología	164
5.2.1 Trabajos de campo	164
5.2.2 Trabajos de laboratorio	165
5.2.2.1 Microscopía óptica	165
5.2.2.2 Difracción de rayos X	166
5.2.2.3 Espectrometría de infrarrojo	167
5.2.2.4 Cristalinidad de caolinita	167
5.2.2.5 Catodoluminiscencia	167
5.2.2.6 Microscopía electrónica de barrido	167
5.3 Resultados	168
5.3.1 Alteración hidrotermal	168
5.3.2 Caracterización de los minerales de alteración	169
5.3.2.1 Adularia y albita	170
5.3.2.2 Carbonatos	174
5.3.2.3 Clorita, clorita-esmectita, tosudita	188
5.3.2.4 Illita, illita-esmectita y esmectita	182

5.3.2.5 Caolinita	187
5.3.2.6 Glauconita	192
5.3.2.7 Calcedonia y cuarzo	194
5.3.2.8 Sulfuros	195
5.3.2.9 Baritina y yeso	197
5.4 Discusión	198
5.4.1 Permeabilidad	198
5.4.2 Temperaturas según los minerales de alteración	199
5.4.3 Composición de los fluidos hidrotermales	202
5.4.4 Paragénesis	205
5.5 Conclusiones	206
5.6 Referencias	207
Apéndice 5.1	206

CAPÍTULO 6

ANÁLISIS DE INCLUSIONES FLUIDAS E ISÓTOPOS DE OXÍGENO, HIDRÓGENO, CARBONO, AZUFRE, ESTRONCIO Y PLOMO EN MINERALES DEL DEPÓSITO LOMA GALENA	223
6.1 Introducción	225
6.2 Metodología	225
6.2.1 Análisis isotópicos	225
6.2.1.1 Análisis isotópico del azufre en sulfuros y sulfatos	226
6.2.1.2 Análisis isotópico del carbono y del oxígeno en carbonatos	227
6.2.1.3 Análisis isotópico de estroncio en sulfatos, carbonatos y rocas de caja	228
6.2.1.4 Análisis de isótopos de plomo en sulfuros	229
6.2.2 Inclusiones fluidas	230
6.2.2.1 Petrografía de las inclusiones fluidas	231
6.2.2.2 Microtermometría	231
6.3 Resultados	233
6.3.1 Isótopos estables e inestables	233
6.3.1.1 Composición isotópica del oxígeno en cuarzo y calcedonia	233
6.3.1.2 Composición isotópica del oxígeno y del carbono en carbonatos	234
6.3.1.3 Composición isotópica del azufre en sulfuros y sulfatos	235
6.3.1.4 Composición isotópica del estroncio en sulfatos y carbonatos	239
6.3.1.5 Composición isotópica del plomo en sulfuros	241
6.3.2 Inclusiones fluidas	241
6.3.2.1 Calcita I - Episodio pre-mineralización	242
6.3.2.2 Calcita II - Episodio post-mineralización	244
6.3.2.3 Baritina II- Episodio post-mineralización	245
6.4 Discusión	248
6.4.1 Fuentes del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y origen de calcita I y II. Evolución isotópica del fluido	248
6.4.2 Fuente del azufre	251
6.4.3 Fuente del estroncio	255

6.4.4 Fuente del plomo	256
6.4.5 Comparación con otros depósitos de Patagonia y del mundo	259
6.5 Conclusiones	261
6.6 Referencias	263
CAPÍTULO 7	
MODELO METALÉGENÉTICO DEL DEPÓSITO LOMA GALENA	275
7.1 Petrogénesis de las volcanitas de la Formación Cañadón Asfalto en el distrito Navidad	277
7.2 Génesis de la mineralización polimetálica en el depósito Loma Galena	278



CAPÍTULO 1

PRESENTACIÓN, ANTECEDENTES Y OBJETIVOS

1.1. INTRODUCCIÓN

El Distrito Navidad se localiza en el sudoeste del Macizo Norpatagónico (Fig. 1.1 A), entre las localidades de Gastre y Gan Gan y sobre la ruta provincial N° 4, provincia de Chubut (42°4'S-68°8'O), Patagonia Argentina (Fig. 1.1B). Las principales localidades comprendidas dentro del área de estudio son: Río Chico y Mamil Choique en el extremo noroccidental, Lagunita Salada en el sector sur, Blancutre en el extremo SE, Gastre en la zona central y Gan Gan en el sector oriental (Fig. 1.1B). Todas ellas constituyen pequeñas poblaciones ganaderas (ovino y caprina) de menos de 500 habitantes (INDEC, 2010). Al pueblo de Gastre se puede acceder por caminos provinciales de ripio, ya sea desde la costa Atlántica, a través de la ruta provincial 4 que lo une con las ciudades de Puerto Madryn y Trelew, o desde el norte por las rutas provinciales 76 y 13 que a través de la ruta provincial 4 lo comunican con la localidad rionegrina de Ingeniero Jacobacci.

El yacimiento polimetálico Navidad (recursos de 19.670 t Ag, 1,32 Mt Pb y mineralización de Cu y Zn) es de clase mundial (Singer, 1995). Los recursos indicados calculados hasta el momento permiten compararlo en dimensiones con el depósito San Cristóbal, en Bolivia, de Apex Silver Mines, que contiene 455 Moz Ag (Phillipson y Romberger, 2004) y con el distrito Fresnillo, en México, con más de 48.000 t de Ag (Mega, 2010).

Comprende ocho depósitos dispuestos a lo largo de tres grandes corredores estructurales paralelos entre sí y con orientación NO, que de norte a sur se denominan: *Trend* Navidad, *Trend* Esperanza y *Trend* Argenta (Williams, 2010). Los depósitos que se alinean sobre el *Trend* Navidad, de NO a SE son: Loma Calcita NW, Loma Calcita, Loma Navidad, Zona Conector, Loma Galena, y Loma Baritina. Los depósitos Valle Esperanza y Loma de la Plata se encuentran en los *Trends* Esperanza y Argenta, respectivamente (Fig. 1.2).

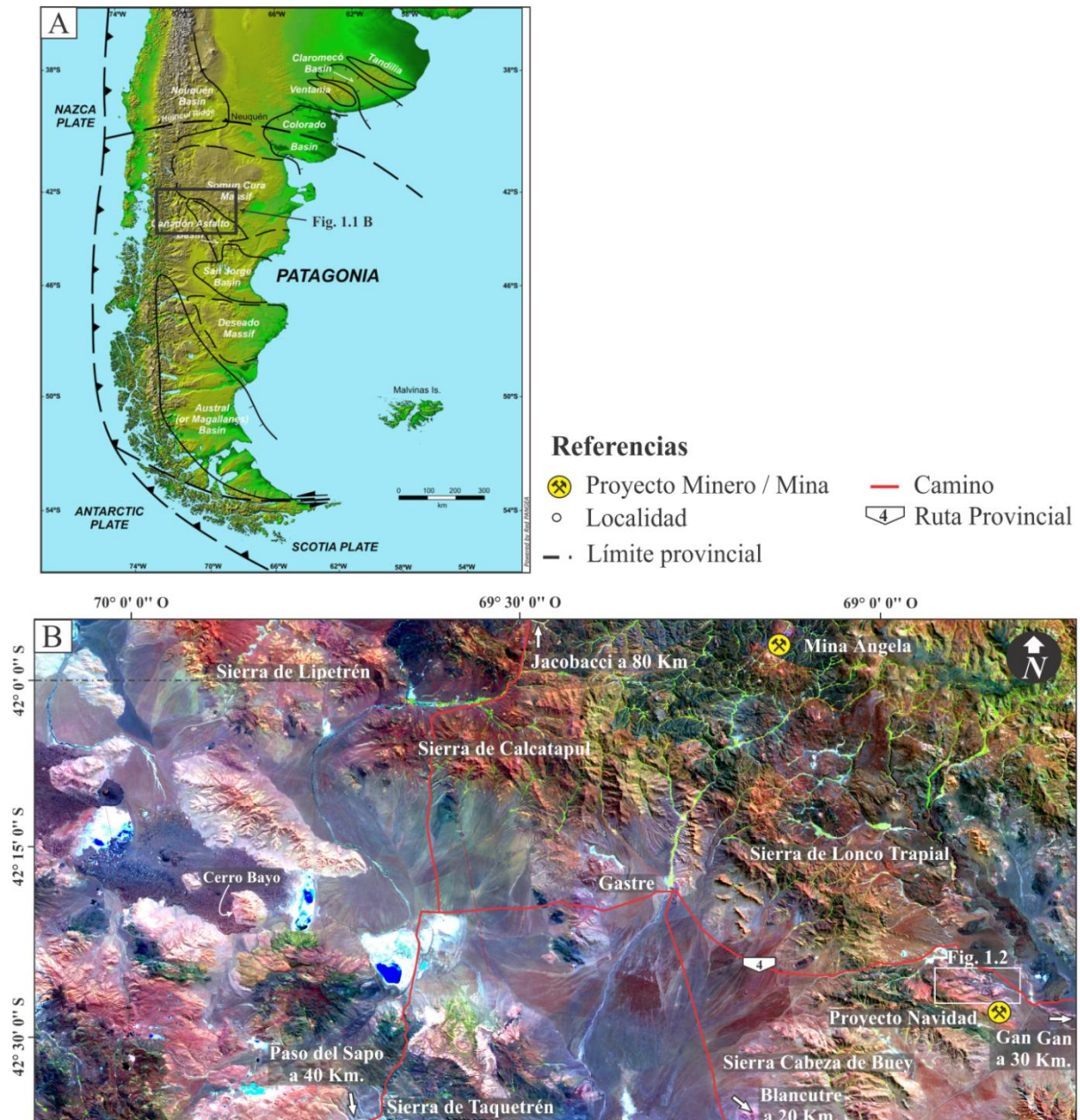


Figura 1.1. A) Ubicación del Macizo Norpatagónico. B) Ubicación del Proyecto Navidad, localidades aledañas y zona de estudio.

Williams (2000) clasificó los estilos de mineralización en el Distrito Navidad según la mineralogía de la mena, la intensidad y el tipo de alteración, intensidad de brechamiento hidrotermal y las relaciones Ag/Pb en proximal, transicional y distal. La zona próxima al ascenso de fluidos hidrotermales se caracteriza por la abundancia de brechas hidrotermales, minerales de ganga y mena con texturas que evidencian rápido

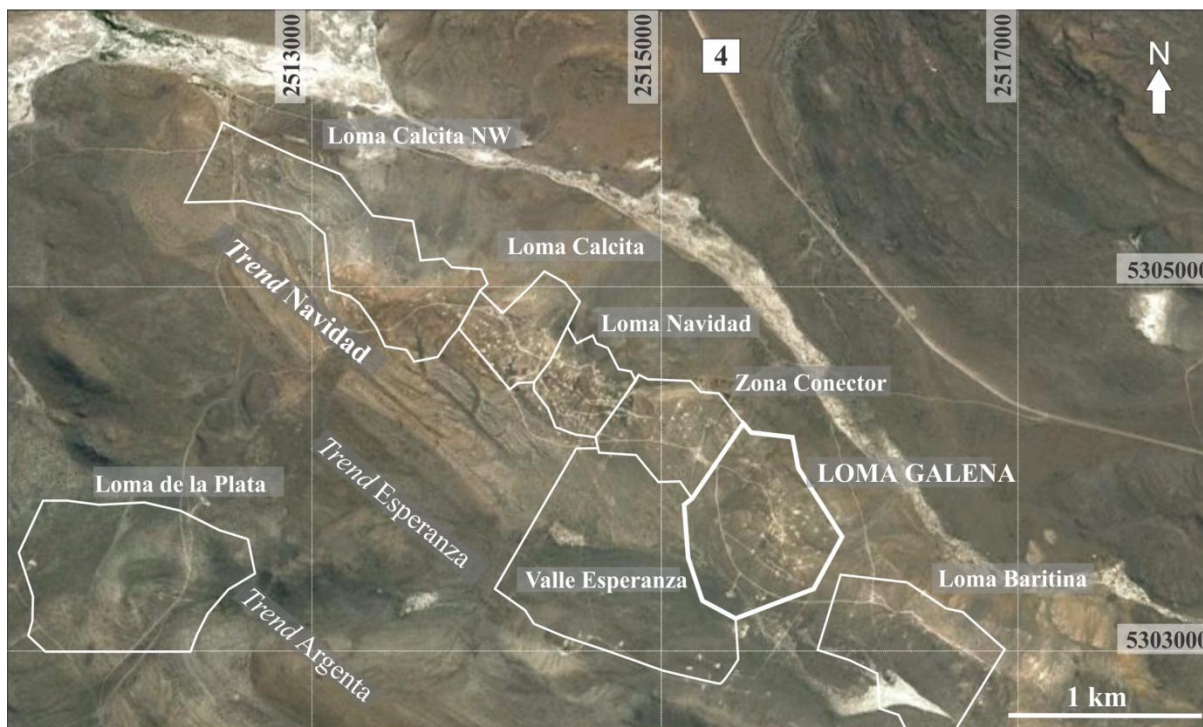


Figura 1.2. Ubicación de los 8 depósitos del Proyecto Navidad.

enfriamiento y precipitación en un ambiente epitermal, mayor intensidad de la alteración hidrotermal en las rocas de caja y relaciones Ag/Pb bajas. Esta zona proximal está representada por los depósitos de Loma Galena y Loma Navidad. Loma de la Plata y Valle Esperanza tienen un estilo de mineralización distal, con relaciones de Ag/Pb altas y escaso brechamiento hidrotermal, presentan un fuerte control litológico de la mineralización, la cual se encuentra mayormente hospedada en litologías permeables y con morfología estratiforme. A su vez, la intensidad de alteración hidrotermal en estos depósitos es menor (Williams, 2000). Loma Calcita NW, Loma Calcita y Loma Baritina representan un estilo de mineralización transicional.

Los 8 depósitos del distrito Navidad presentan una mineralogía de mena y ganga (sulfuros, carbonatos, baritina) con texturas crustiforme-coloforme y en cocarda que junto con las asociaciones de minerales de alteración hidrotermal permiten clasificarlo como del tipo epitermal (Sillitoe, 2007; Montgomery, 2003; Williams, 2010). Dada la abundancia de metales base, carbonatos y baritina, comparte más características con los

depósitos epitermales de sulfuración intermedia que con los de baja sulfuración (Sillitoe, 1993, 2007; White y Hedenquist, 1995; Hedenquist et al., 2000; Einaudi et al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003). Sin embargo, la naturaleza estratiforme de la mineralización polimetálica en algunos depósitos de Navidad difiere de la morfología vetiforme de los depósitos epitermales de sulfuración intermedia típicos, como por ejemplo Fresnillo en México, (Trejo 2001), Pallancata en Perú (Gamarra-Urrunaga et al., 2013) y Mina Marta en Argentina, (Paez et al., 2016). El depósito epitermal Jardín (Ag + Cu), ubicado en el norte de Chile, en el cual la mineralización estratiforme está en volcanitas brechadas cubiertas por rocas sedimentarias lacustres ricas en materia orgánica (Lortie y Clarck, 1987) ,podría considerarse como un depósito potencialmente análogo a Navidad. San Cristóbal, ubicado en Bolivia, es otro ejemplo de depósito epitermal de Ag, Pb y Zn hospedado en rocas sedimentarias lacustres y coladas volcánicas con morfología estratiforme, con zonas de alimentación confinadas a un complejo de domos dacíticos.

Loma Galena se ubica en el centro del *trend* Navidad (Fig. 1.2B) y por su mayor contenido de sulfuros es en un depósito clave para estudiar la metalogénesis de Navidad.

1.2. HISTORIA DE LA EXPLORACIÓN

1.2.1. Antecedentes científicos

Los primeros estudios metalogenéticos en el distrito Navidad se realizan en el marco de una tesis de magister realizada por Montgomery (2003). Dicho autor estudia muestras de superficie (ya que aún no se habían realizado perforaciones) de tres depósitos: Loma Navidad, Loma Galena y Loma Baritina (Fig. 1.2). Sus aportes sirvieron de base para las futuras investigaciones ya que propuso y clasificó a la mineralización

de Navidad como un sistema híbrido altamente eficaz para concentrar Ag, Cu y Pb, que comparte características de sistemas epitermales de sulfuración intermedia, depósitos tipo VMS (sulfuros masivos volcanogénicos) y depósitos de cobre hospedados en rocas sedimentarias.

Lhotka et al. (2005) definen al Distrito Navidad como un depósito atípico en Patagonia, con características similares a los depósitos epitermales de baja sulfuración, excepto por el gran volumen de roca mineralizada, la ausencia de oro y la mineralización de carácter sin-volcánica y sin-sedimentaria. Estos autores le adjudican también algunas características de los depósitos VMS. Sillitoe (2007) considera y clasifica a Navidad como un depósito epitermal de sulfuración intermedia, donde las rocas de caja están atravesadas por una zona de alimentación similar a una diatrema, con brechas freáticas rodeadas de stockwork epigenéticos. Además, sugiere la zonación vertical de los metales con los flujos volcánicos inferiores atravesados por venillas ricas en Cu y Ag, una zona intermedia de brechas y venillas portadoras de Ag y Pb y un halo con anomalías de Zn y As en las sedimentitas calcáreas y clásticas superiores. Williams (2010) define zonas a escala del distrito según el estilo de la mineralización y las divide en proximal, transicional y distal. Pratt (2010) a partir de trabajos de consultoría publicados en informes privados de Pan American Silver, hace un mapeo estructural y litoestratigráfico detallado de 6 de los 8 depósitos del distrito. Sugiere, entre otras cosas, que hay una fuerte evidencia de fallamiento extensional contemporáneo a la sedimentación y mineralización con formación de *semi-grabens*, discordancias angulares y fallas lítricas que separan los bloques mineralizados. Este autor interpreta los depósitos como parte de un sistema sin-genético y exhalativo. En su modelo, las venas y diques de brechas que cortan las volcanitas fueron los canales a través de los cuales ascendieron los fluidos hidrotermales. En el contacto entre las autobrechas y

sedimentitas, la reducción del sulfuro fue provocada por la materia orgánica y agua intersticial anóxica. Los fluidos surgieron como manantiales de agua caliente en las superficies de discordancias del *rift*, en los puntos más altos de bloques de fallas.

1.2.2. Antecedentes mineros. Historia del Descubrimiento

La historia exploratoria del distrito Navidad se remonta al año 1998, cuando la empresa minera australiana Normandy adquiere la compañía de capitales franceses La Source Developpement Argentina, que algunos años antes había comenzado a estudiar la meseta patagónica. En sus comienzos, La Source se focaliza en tareas exploratorias en la provincia de Río Negro, que luego conformarían el proyecto de oro y plata Calcatreu. Durante 2001, Normandy concluye que los resultados obtenidos no implican una explotación económicamente viable e inicia una segunda etapa, con el objetivo de ampliar los descubrimientos y recursos que llamó "Project Generation". Las tareas realizadas en esta etapa incluían muestreos regionales de sedimentos de corriente en las provincias de Río Negro y Chubut, generando datos geoquímicos del tipo BLEG A, los cuales conducirían al posterior descubrimiento de Navidad.

En el año 2002, la empresa minera Newmont compra los activos en todo el mundo de Normandy que incluían, entre otros, al Proyecto Calcatreu. Sin embargo, Newmont decide retirarse de Argentina y vender Calcatreu. Durante el mismo año, la empresa minera de capitales canadienses IMA Exploration Inc. explora sus propiedades en la provincia de Chubut y como parte de esas tareas de exploración se firma un acuerdo de confidencialidad entre IMA Exploration y Newmont Mining Corporation para revisar la propiedad minera Calcatreu. Durante una visita a la oficina de Newmont en la localidad de Ingeniero Jacobacci, Río Negro, se muestra al personal de IMA un mapa en progreso con resultados parciales de valores de metales obtenidos a partir de las campañas de

muestreo de sedimentos de corriente regional, llevadas a cabo por Normandy en el año 2001. Grandes anomalías de metales base y Ag generan gran interés por parte del personal de IMA exploration, los cuales solicitan copias digitales de los datos en bruto de dos programas de muestreo geoquímico regional de sedimentos de corriente (BLEG A) que cubrían grandes áreas en el sur de Río Negro y el norte de Chubut. Newmont, que ya había evaluado los resultados del muestreo regional y la rentabilidad del Proyecto Calcatreu y desestimando el potencial minero de la zona, a mediados de 2002 decide vender la propiedad. La propiedad se ofrece a múltiples partes interesadas, incluidas IMA Exploration Inc. y Aquiline Resources a fines de año 2002. La empresa minera Aquiline Resources decide comprar únicamente el Proyecto Calcatreu en Junio del 2003.

Meses después de la recepción de los datos geoquímicos regionales IMA Exploration Inc. inicia un programa de exploración y reconocimiento regional en el norte de Chubut involucrando zonas nuevas y áreas ya prospectadas por dicha empresa. El 28 de noviembre de 2002, durante la compilación de información geológica de la zona, se examinan y revisan los datos geoquímicos regionales (datos BLEG A) de Normandy. Estos datos indican importantes anomalías de metales (Ag, Pb, Zn) en una zona situada a ~ 60 km al este del área de interés original de IMA. El 10 de Diciembre de 2002, los geólogos de exploración de IMA visitan el área que presentaba estas grandes anomalías de metales y en su primer día de visita encuentran afloramientos con mineralización de interés económico en un sector que luego pasaría a llamarse Loma Navidad y Zona Conector (Fig. 1.2). Estos fueron los primeros 2 de los 8 depósitos que se conocen hoy en día. Al otro día de campaña, muestrean rocas con potencial económico en dos colinas cercanas que luego corresponderían a los depósitos de Loma Galena y Loma Baritina (Fig. 1.2). Es decir, que en menos de un día, se descubren 4

depósitos que en total suman recursos de 9.948 t de Ag y 1.084.110 t de Pb (Lothka, 2010; Williams, 2010).

Desde Febrero hasta Mayo del 2003, IMA Exploration Inc. completa mapas geológicos, muestreos de rocas de superficie y relevamientos geofísicos para definir futuras locaciones de perforaciones con diamantina (Lhotka, 2003). El 26 de Noviembre de 2003 se perfora el primer sondeo con diamantina el cual estuvo situado en Loma Navidad e intercepta un intervalo de 58,4 m en rocas volcánicas y sedimentarias con una ley media de 111 g/t Ag. El 4 de diciembre de 2003, el sondaje NV03-05 confirma que en Loma Galena la mineralización polimetálica se extendía debajo de la cubierta sedimentaria. Este primer sondaje en Loma Galena intercepta un intervalo mineralizado de 82,95 m con leyes medias de 249 g/t Ag y 4,6 % de Pb a partir de los 43,3 m de profundidad.

Durante el año 2004, continúan los descubrimientos y en Agosto de ese año el sondaje NV04-88 intercepta el primer depósito de plata ciego (no aflorante), con un intervalo mineralizado de 72,33 m con leyes medias de 202 g/t Ag y 3,45 % de Pb (Lhotka, 2010). Este sondaje contiene los primeros testigos con mineralización de plata nativa visible y define el depósito de Loma Calcita (Fig. 1.2).

En Marzo del 2004, Aquiline Resources demanda a la empresa IMA Exploration Inc. por incumplimiento del acuerdo de confidencialidad al utilizar los datos geoquímicos de BLEG A para el descubrimiento de Navidad. Todas las acciones judiciales se llevan a cabo en Canadá. Los tribunales fallan a favor de Aquiline Resources, por lo cual el Proyecto Navidad pasa a ser administrado por Aquiline a partir de Noviembre del 2006.

Los resultados de las tareas de exploración y campañas de perforación llevadas a cabo por la empresa Aquiline definen tres depósitos más en Navidad: Loma de la Plata,

Loma Baritina y Valle Esperanza (Fig. 1.2). A fines de año 2009, Aquiline vende el Proyecto a la empresa Pan American Silver la cual continúa con las tareas de exploración hasta la actualidad.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo General

El objetivo de esta tesis doctoral es conocer el origen de la mineralización polimetálica y establecer un modelo genético para el depósito Loma Galena, el cual se ubica en la zona próxima al ascenso de los fluidos hidrotermales. Además, se pretende conocer la relación espacial, temporal y genética entre la mineralización y las rocas volcánicas jurásicas que hospedan la mineralización polimetálica.

1.3.2. Objetivos Específicos

- Realizar el estudio petrológico, geoquímico, isotópico y geocronológico de las rocas volcánicas que hospedan la mineralización en el distrito Navidad.
- Determinar las características mineralógicas, texturales y químicas de la mineralización.
- Determinar las asociaciones minerales de alteración y sus variaciones laterales y verticales.
- Definir las características de los fluidos que precipitaron los metales y que alteraron las rocas de caja.
- Establecer las posibles fuentes de los metales, del S y de los fluidos, determinar los procesos que produjeron la precipitación de los metales.
- Definir la edad de la mineralización.

- Establecer un modelo genético para el yacimiento Loma Galena.
- Comparar este depósito con los yacimientos epitermales de la Patagonia y del mundo.

1.4. ESTRUCTURA DE LA TESIS DOCTORAL

Siguiendo el plan propuesto, la tesis se ha dividido en 7 capítulos. En cada uno se detallan las metodologías utilizadas y se da un listado de los trabajos referenciados. En el capítulo I se presenta la ubicación del Proyecto Navidad, los antecedentes de estudios, historia del descubrimiento, antecedentes científicos previos y los objetivos generales y específicos de la tesis.

El capítulo II aborda el contexto geológico del suroeste del Macizo Norpatagónico haciendo hincapié en los procesos geológicos que estuvieron involucrados durante la evolución tecto-sedimentaria de los depocentros de la Cuenca Cañadón Asfalto y el vulcanismo jurásico contemporáneo, estrechamente relacionado con las mineralizaciones epitermales de la zona. Se resumen las principales unidades volcánicas pre-jurásicas presentes en la zona que constituyen el basamento ígneo-metamórfico de la región sobre el cual se establecieron los depocentros jurásicos.

En el capítulo III se presenta el análisis petrológico de las rocas volcánicas que hospedan la mineralización polimetálica del Distrito Navidad. Se presentan los resultados litogeoquímicos, dataciones U-Pb - ICP-MS y geoquímica de isótopos radiogénicos (Sr, Nd, Pb) y la relación de estas rocas con unidades ígneas de la región. A partir de estos datos se propone un origen para las volcanitas de la Formación Cañadón Asfalto. Además, se comparan las rocas volcánicas del Distrito Navidad con rocas volcánicas jurásicas que albergan depósitos epitermales en el Macizo Norpatagónico, el Macizo del Deseado y la Cordillera de los Andes.

En el capítulo IV, se analizan la distribución geoquímica de los metales, las morfologías de la mineralización, las texturas y composiciones químicas de los sulfuros y sulfosales en el depósito de Loma Galena. Estos resultados permitieron definir pulsos de mineralización, la paragénesis de los sulfuros y de la ganga, e identificar a los minerales portadores de Ag. Para registrar las variaciones de la distribución espacial de las zonas mineralizadas en las zonas centrales y distales del depósito, se enfocó la investigación en dos perfiles NE representativos de la zona central y de la zona distal, con mayor y menor mineralización de plata y metales base, respectivamente.

En el capítulo V se presenta el estudio mineralógico detallado de la alteración (filosilicatos, carbonatos, sulfatos y silicatos) en las rocas en contacto con la mineralización polimetálica, con el fin de aportar información clave sobre la evolución química y térmica del sistema. Se enfocó la investigación en los perfiles NE representativos de la zona central y de la zona distal analizados en el capítulo 4 con el fin de relacionar las zonas mineralizadas con la alteración hidrotermal en Loma Galena.

En el capítulo VI se brindan las composiciones isotópicas los minerales formados durante la mineralización y la alteración de las volcanitas y sedimentitas de la Formación Cañadón Asfalto y los resultados microtermométricos de las inclusiones fluidas hospedadas en algunos minerales de ganga. Estos datos permitieron determinar el origen del azufre, los procesos que formaron los minerales de alteración, mena y ganga y la naturaleza y composición de los fluidos durante la evolución del sistema hidrotermal.

En el capítulo VII se presenta el modelo metalogénico para el depósito de Loma Galena elaborado con los resultados presentados en los capítulos previos.

1.5. REFERENCIAS

- Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W., y 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.
- Gamarra-Urrunaga, J. E., Castroviejo, R., Bernhardt, H. J. 2013. Preliminary mineralogy and ore petrology of the intermediate-sulfidation Pallancata deposit, Ayacucho, Peru. The Canadian Mineralogist. 51(1), 67-91.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. Reviews in Economic Geology. 13(2), 45-77.
- INDEC, 2010. Instituto Nacional de Estadística y Censos. www.indec.gov.ar
- Lhotka, P.G. 2003. Exploration of the Navidad silver-copper-lead property, December 2002 to May 2003, Chubut Province, Argentina, on Behalf of IMA Exploration Inc.
- Lhotka, 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): Congreso Geológico Argentino, XVI, La Plata, Argentina. 361–368.
- Lhotka, P.G. 2010. Discovery History of the Navidad Silver Deposits, Chubut, Argentina: One Thousand Years in the Waiting. Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication 15.
- Lortie, R.B y Clark, A. H. 1987. Strata-bound cupriferous sulphide mineralisation associated with continental rhyolite volcanic rocks, northern Chile; I, The Jardín copper silver deposit Economic Geology. 82 (3) 546-570.
- Megaw, P. K.M. 2010. Discovery of the silver-rich Juanicipio-Valdecañas zone, western Fresnillo district, Zacatecas, Mexico. Economic Geology. Publicación Especial. 15, 119–132
- 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, 158 p.
- Páez, G.N., Ruiz R., Guido, D.M. Ríos, F.J., Subías, I., Recio, C., Schalamuk, I.B. 2016. High-grade ore shoots at the Martha epithermal vein system, Deseado Massif, Argentina: The interplay of tectonic, hydrothermal and supergene processes in ore génesis. Ore Geology Reviews. (72) 546-561.
- Phillipson, S.E y Rombergerb S.B. 2004. Volcanic stratigraphy, structural controls, and mineralization in the San Cristobal Ag-Zn-Pb deposit, Southern Bolivia. Journal of South American Earth Sciences 16, 667–683.
- Pratt, W. 2010. Mapping program, Navidad Silver Project, Chubut, Argentina .Private report for Pan American Silver.

- Sillitoe, R. H. 1993. Giant and bonanza gold deposits in the epithermal environment: Assessment of potential genetic factors. *Special Publication-Society of Economic Geologists*. 2, 125-156.
- Sillitoe, R. H. y Hedenquist, J. W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Special Publication-Society of Economic Geologists*. 10, 315-343.
- Sillitoe, R.H. 2007. Geological Model and exploration potential of the Navidad Silver-Lead deposit, Chubut Province, Argentina. Unpublished report for Aquiline resources. 17p.
- Singer, D.A. 1995. World class base and precious metal deposit: A quantitative analysis. *Economic Geology* 90 (1): 88–104.
- Trejo, P. 2001. Geology of the Fresnillo Southeast Mine, Fresnillo, Zacatecas, Mexico. *Special Publication-Society of Economic Geologists*. 8, 105-114.
- 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.



CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA DEL SECTOR OESTE DEL MACIZO
NORPATAGÓNICO – EL MAGMATISMO JURÁSICO Y
LOS DEPÓSITOS EPITERMALES

2.1 INTRODUCCIÓN

El distrito minero Navidad se localiza en el sector occidental del Macizo Norpatagónico (“Macizo de Somuncurá”; Ramos, 1999) (Fig. 2.1). A nivel regional, los relevamientos geológicos de esta zona corresponden a las Hojas Geológicas 4669-I Gastre y 4669-II Gan Gan (Ardolino, 1999; Ardolino et al., 2011) y a investigaciones geoquímicas, geotectónicas, estratigráficas y paleontológicas más detalladas que se citan en el capítulo. El Macizo Norpatagónico limita al oeste con la Cordillera Patagónica y su límite sur está definido por la Cuenca Cañadón Asfalto (Fig. 2.1) y además es traslapado por los estratos del Cretácico Tardío del Grupo Chubut (Ramos 1999).

El presente capítulo aborda el contexto geológico del oeste del Macizo Norpatagónico, haciendo hincapié en los procesos geológicos que estuvieron involucrados durante la evolución tecto-sedimentaria de los depocentros de la Cuenca Cañadón Asfalto y el vulcanismo jurásico contemporáneo. Este vulcanismo está estrechamente relacionado con depósitos epitermales de interés científico y económico que se citan en esta sección y sus características más sobresalientes luego se comparan con las del depósito Loma Galena. También se resumen las características de las principales unidades pre-jurásicas que constituyen el basamento ígneo-metamórfico de la región sobre el cual se establecieron los depocentros jurásicos.

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL DEL MACIZO NORPATAGÓNICO

2.2.1 Basamento Pre-Jurásico

El basamento del área de estudio está compuesto por una compleja asociación de rocas metamórficas e intrusivas resultado de diversos eventos tectono-magmáticos desarrollados durante el Carbonífero y el Triásico (Duhart et al., 2002; von Gosen y Loske, 2004; Pankhurst et al., 2006; Zaffarana, 2011).

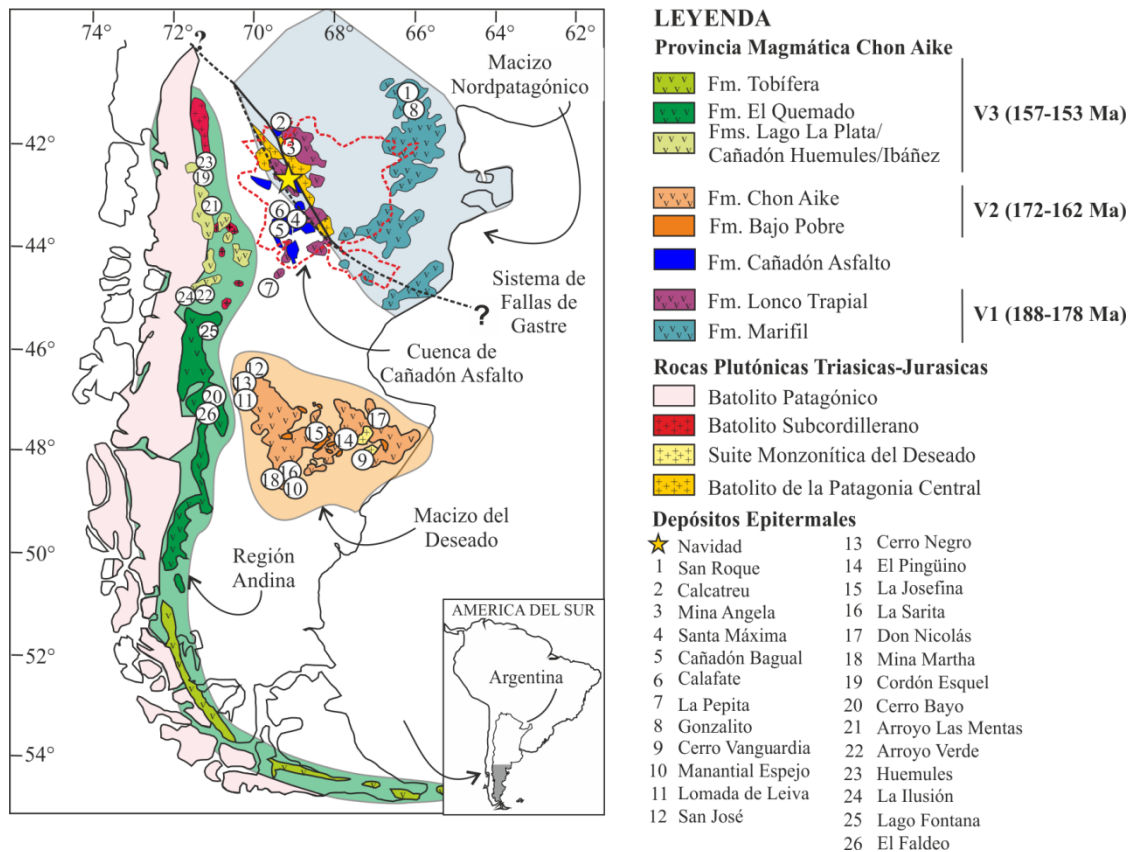


Figura 2.1. Mapa regional de la Patagonia que muestra la ubicación del Macizo Nordpatagónico, Macizo del Deseado, la región de la Cordillera Andina y la distribución de las principales unidades ígneas del Triásico-Jurásico -Cretácico. También muestra la ubicación del Proyecto Navidad y de otros distritos mineros mencionados en el texto. Fm. = formación. Modificado de Ramos (1999) Fernández et al. (2008) y Poblete et al. (2014).

2.2.1.1 Rocas metamórficas

En el área de estudio el basamento metamórfico está representado por la Formación Calcatapul de edad Paleozoica Tardía (Proserpio, 1978). La Formación Calcatapul aflora al noroeste del pueblo de Gastre, en el margen oeste de la Sierra de Calcatapul (Fig. 2.2) y consiste en una sucesión de rocas metavolcánicas de composición silíceo a máfica con buzamiento marcado que se intercalan con delgadas capas de filitas y metaconglomerados (Proserpio, 1978; von Gosen y Loske, 2004; Zaffarana et al., 2010).

2.2.1.2 Rocas intrusivas

Granitoides Mamil Choique. En la Sierra de Mamil Choique, ubicada en la esquina sudoccidental del Macizo Norpatagónico y al noroeste de la zona de estudio (Fig. 2.2), aflora un conjunto de intrusivos que conforman la Formación Mamil Choique (Ravazzoli y

Sesana, 1977) ó “Granitoides Mamil Choique” (Dalla Salda et al., 1994) de edad Permo-Triásica (edad K/Ar de $249,7 \pm 5,3$ Ma; Ravazzoli y Sesana, 1977). Los granitoides constituyen una unidad peraluminosa a calcoalcalina (López de Luchi y Cerredo 1997; López de Luchi y Cerredo 2008). En la región de Gastre, afloran en las sierras Cabeza del Buey, del Medio y Laguna del Toro (Fig. 2.2). Los granitoides en Laguna del Toro consisten en tonalitas y granitos de dos micas (Rapela et al., 1991) mientras que en Sierra del Medio son tonalitas y granitos *sensu stricto* (Llambías et al., 1984).

Batolito de la Patagonia Central. El Batolito de la Patagonia Central (Fig. 2.1) representa un evento intrusivo de escala regional (BPC, Rapela y Kay, 1988; Rapela et al., 1991; Rapela y Pankhurst, 1992) que consiste en una serie magmática calcoalcalina de composición félsica a mesosilésica. Este magmatismo fue asociado a un ambiente de arco magmático continental, emplazado durante un evento de subducción a lo largo del margen suroeste de Gondwana durante el Triásico-Jurásico Temprano (Rapela et al., 1991; Rapela y Pankhurst, 1992; Pankhurst et al., 1998), luego de los primeros estadios de ruptura del supercontinente Gondwana.

De acuerdo a los datos geocronológicos y geoquímicos, el Batolito de la Patagonia Central se divide en dos suites magmáticas denominadas Superunidad Gastre y Superunidad Lipetrén y en un plutón jurásico de pequeñas dimensiones denominado “Granodiorita Horqueta” (Rapela y Pankhurst, 1992). La Superunidad Gastre está compuesta por granitos tipo I, con evidencias de interacción de magmas félsicos y máficos, edades Rb/Sr recalculadas de 220 ± 3 Ma (Rapela y Pankhurst, 1992) y edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotita de 213 ± 5 Ma (Zaffarana et al., 2014). La Superunidad Lipetrén

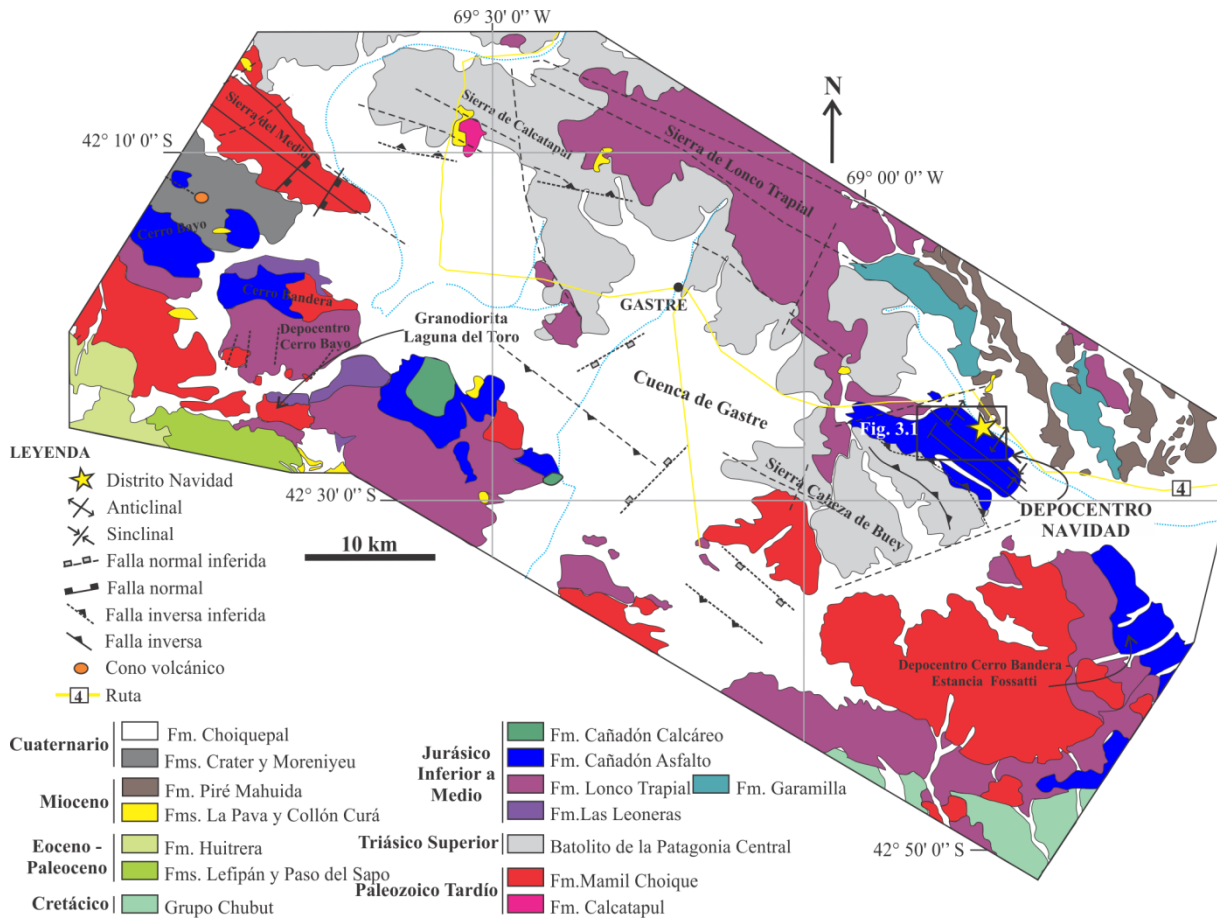


Figura 2.2: Geología del sector oeste del Macizo Norpatagónico (modificado de [Ardolino, 1999](#); [Ardolino et al., 2011](#) y [Zaffarana et al., 2014](#)) Los datos estructurales fueron tomados de [Bilmes et al. \(2013\)](#). El recuadro señala la ubicación de la figura 3.1 (capítulo III).

consiste en monzo-sienogranitos posteriores a los procesos de hibridación, que intruyen las unidades previas y que presentan características texturales que sugieren rápido enfriamiento y emplazamiento subvolcánico. Las edades Rb/Sr recalculadas para esta suite y edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en cristales de biotita de los monzogranitos son de $206,4 \pm 5,3$ y 206 ± 4 Ma, respectivamente ([Zaffarana et al., 2014](#)). Estas rocas afloran cerca de Gastre y del distrito Navidad ([Fig. 2.2](#)) y están alineadas con dirección NO-SE, al este de los Andes Norpatagónicos (de manera oblicua al margen continental andino). Plutones satélites están localizados al norte del batolito, en el Macizo Norpatagónico (isócronas Rb-Sr 210 ± 2 Ma y 210 ± 9 Ma, [Cingolani et al., 1991](#); [Rapela et al., 1996](#)). Sus firmas isotópicas incluyen valores con ϵNd menores a -2, que indican afinidades corticales ([Rapela et al.,](#)

2005). El BPC está cubierto por rocas volcano-sedimentarias mesozoicas sugiriendo que estas rocas estuvieron expuestas entre el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano (Zaffarana et al., 2014).

El emplazamiento del Batolito de la Patagonia Central ha sido vinculado con el Sistema de Fallas Gastre (SFG), un sistema de *rift* activo durante el Triásico Tardío - Jurásico Temprano, con fosas tectónicas de orientación noroeste, fallas con movimiento dextral subparalelas y anastomosadas (Rapela y Pankhurst, 1992). Este sistema de fallas parece haber desempeñado un rol muy importante en la formación de los depósitos del distrito Navidad.

Batolito Subcordillerano. Este evento magmático se extiende en la zona extra-andina de las provincias de Río Negro y Chubut, al oeste del BPC y de la zona de estudio (Fig 2.1), formando una franja de dirección N-NO, oblicua al eje de los actuales Andes Norpatagónicos, entre los 40° y 44°S. Este cinturón discontinuo está compuesto por rocas ígneas y sedimentarias del Jurásico Temprano, que se extiende por más de 250 km al este de la Cordillera Patagónica Norte (Fig. 2.1). A partir de datos isotópicos, geoquímicos y edades U/Pb de 187-178 Ma, Rapela et al. (2005) confirman que estas rocas corresponden a un arco magmático relacionado a subducción a lo largo del margen protopacífico de Gondwana, contemporáneo con los primeros estadios (V1) del volcanismo de la Provincia Magmática Chon Aike (Pankhursts et al., 1998). Sus características geoquímicas e isotópicas corresponden a típicos granitos tipo I, calcoalcalinos, con valores relativamente elevados de ϵ_{Nd} (Rapela et al., 2005) y mucho más mantélicos que los granitoides triásicos del Batolito de la Patagonia Central.

2.2.2 Cuenca Cañadón Asfalto

Los depósitos continentales del Jurásico-Cretácico en el Macizo Norpatagónico están representados por el relleno de la cuenca Cañadón Asfalto (Fig. 2.1; Homovc et al., 1991). Esta cuenca se originó por procesos extensionales-transtensionales durante el Jurásico Temprano y el Jurásico Tardío y abarca una superficie de ~72.000 km². Numerosos autores han estudiado la evolución de esta cuenca de orientación NNO (Figari y Courtade, 1993; Figari et al., 1996, 2005, 2015; Cortiñas, 1996; Silva Nieto, 2005; Silva Nieto et al., 2007; Savignano et al., 2016) y coinciden que su origen fue debido a procesos de extensión transtensionales (cuenca *pull-apart*) vinculados a la apertura del mar de Weddell (Mpodozis y Ramos, 2008). Los perfiles sísmicos (Figari, 2005) sugieren que los sedimentos y rocas volcánicas fueron depositados en varios depocentros generados en *semi-grabens*. La Cuenca Cañadón Asfalto se caracterizó por una gran diversidad de ambientes, representados por lagos, lagunas someras, ríos, pantanos afectados por actividad volcánica (Lizuain y Silva Nieto, 1996; Cabaleri y Armella, 1999; Cabaleri et al., 2010; Gallego et al., 2011). El relleno sedimentario y volcánico inicial ó Megasecuencia J1 (Figari et al., 2015) está compuesto por las formaciones Las Leoneras, Lonco Trapial y Cañadón Asfalto (Fig. 2. 2). El pasaje entre dichas unidades es considerado transicional (Cúneo et al., 2013).

Formación Las Leoneras. La Formación Las Leoneras (Fig. 2.2; Nakayama, 1973) constituye el primer relleno de la cuenca Cañadón Asfalto (Hettangiense-Sinemuriano? / Pliensbachiano a Bajociano Tardío, Figari et al., 2015). Se encuentra intercalada entre el basamento y la Formación Lonco Trapial y se depositó en un ambiente de cubetas de bajo relieve generadas en un régimen de extensión incipiente durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano. Este relleno inicial comienza con depósitos fluvio-deltaicos, ciclos de barras y canales de areniscas arcósicas con participación tobácea y calcárea (Cúneo et al.,

2013). Los flujos piroclásticos situados en un nivel de transición con la Formación Lonco Trapial arrojaron una edad U/Pb en circón de $\sim 188,9$ Ma (Cúneo et al., 2013).

Formación Lonco Trapial. La Formación Lonco Trapial (Lizuain y Silva Nieto, 1996; edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda de ~ 185 Ma, Zaffarana y Zomoza, 2012) consiste en una secuencia de rocas lávicas y volcanoclásticas con intercalaciones de rocas sedimentarias que afloran al sur y al oeste del Macizo Norpatagónico (Figs. 2.1, 2.2). Estas rocas son contemporáneas con la volcanitas félsicas a intermedias de la formaciones Marifil (Aragón et al., 1996) y Garamilla (edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 187 ± 2.3 Ma en circón; Benedini y Gregori, 2013) de vasta extensión al noreste del área de estudio (Figs. 2.1, 2.2). Las facies lávicas son flujos delgados y de composición máfica. En contraste, las brechas y aglomerados forman niveles gruesos con poca estratificación y de composición intermedia. Las facies hipabisales son abundantes y consisten en diques intraformacionales que alcanzan en ocasiones composiciones silíceas. La edad de estas volcanitas ha sido asignada al Jurásico Inferior (Pliensbachiano)-Jurásico Medio (Bajociano-Calloviano; Aragón et al., 2000; Franzese et al., 2002; López De Luchi y Rapalini, 2002; Silva Nieto, 2005; Escapa et al., 2008; Silva Nieto et al., 2011, Zaffarana y Zomoza, 2013).

Formación Cañadón Asfalto. El relleno inicial (Megasecuencia J1, Figari et al., 2015) de la cuenca de Cañadón Asfalto culmina con las rocas de la formación homónima (Stipanovic et al., 1968). Es la unidad más significativa de esta cuenca y consiste en una sucesión volcano-sedimentaria depositada en ambiente continental. Está constituida por calizas y depósitos epiclásticos con abundante contenido de materia orgánica que intercalan con rocas volcánicas de composición intermedia a máfica (Lizuain y Silva Nieto, 1996; Figari, 2005). Las facies sedimentarias documentadas reflejan un control climático en la sedimentación, con estacionalidad marcada en un escenario climático

árido a semi- húmedo. Los períodos de mayor humedad están representados por depósitos palustres-lacustres y los períodos de mayor aridez por depósitos evaporíticos y eólicos (Cabaleri et al., 2013). La edad de estos depósitos para algunos autores estaría comprendida entre el Jurásico Medio (Bajociano-Calloviano) y el Cretácico Inferior (Hauteriviano) (Volkheimer et al., 2009; Cabaleri et al., 2010; Gallego et al., 2011). Dataciones U/Pb en circón de tobas del Miembro Inferior arrojaron edades de ~178,7 Ma y $176 \pm 0,12$ Ma (Cúneo et al., 2013).

Formación Cañadón Calcáreo. Esta Formación consiste en una sucesión de areniscas rojizas, conglomerados gruesos y pelitas con intercalaciones de tobas acumulados en ambientes fluvial y lacustre (Proserpio, 1978; Rauhut, 2006) que sobreyace a la Formación Cañadón Asfalto en discordancia angular (Figari et al., 2015). Los circones datados en tobas de la Formación Cañadón Calcáreo dieron edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 157,4 (Cúneo et al., 2013). Se diferencia de la Formación Cañadón Asfalto por su escaso contenido de rocas carbonáticas y porque presenta menor deformación (Proserpio, 1978; Volkheimer et al., 2009).

2.2.3 Depósitos Cretácicos

Durante el Cretácico (Barremiano y Campaniano) un nuevo episodio de extensión produjo el fracturamiento, el basculamiento y la rotación de bloques junto con la reactivación de fallas preexistentes (Figari y Courtade, 1993). Esta nueva subsidencia del basamento reguló la depositación del Grupo Chubut (Barremiano a Campaniano; Codignotto et al., 1978; Passalia et al., 2015; Fig. 2. 2) en discordancia angular con los depósitos jurásicos de la cuenca. Las facies de relleno de este evento corresponden a espesos ciclos fluviales progradantes. La posterior subsidencia térmica y el ciclo

piroclástico corresponden a la Formación Cerro Barcino (Aptiano-Campaniano, [Codignotto et al., 1979](#)).

Sobre la base de estudios previos ([Allard et al., 2011](#); [Folguera y Ramos, 2011](#)) y datos de termocronología AHe en apatitos ([Savignano et al., 2016](#)), la Cuenca Cañadón Asfalto se invirtió tectónicamente durante el acortamiento y exhumación coetánea en el Cretácico Tardío-Paleógeno, que coincidió con una importante etapa de plegamiento en el cinturón corrido y plegado del margen oeste del continente, asociado a un período de subducción de bajo ángulo.

2.2.4 Depósitos del Cretácico Superior - Paleógeno

Los depósitos continentales y marinos de las formaciones Paso del Sapo y Lefipán ([Lesta y Ferello, 1972](#)) apoyan en discordancia angular sobre los depósitos jurásicos de la cuenca de Cañadón Asfalto. La Formación Paso del Sapo está constituida por depósitos epiclásticos del Campaniano-Maastrichtiano ([Papu, 1988](#)), interpretados como un sistema lacustre asociado a deltas que evolucionaron a estuarios dominados por mareas ([Spalletti et al., 1996](#); [Ruiz, 2006](#)). La Formación Lefipán, de edad maastrichtiana a daniana ([Medina et al., 1990](#)), está representada por rocas epiclásticas y carbonáticas con fósiles marinos formadas en sistemas deltaicos, estuarinos restringidos y abiertos de plataforma ([Olivero y Medina, 1994](#); [Spalletti, 1996](#); [Ruiz, 2006](#)).

Los depósitos volcánicos son andesitas, dacitas y riolitas de la Formación Huitrera ([Ravazzoli y Sesana, 1977](#)) de edad eocena-oligocena ([Rabassa, 1978](#); [Rapela et al., 1984](#); [Cazau et al., 1989](#); [Mazzoni et al., 1991](#)), formadas en un período de migración del volcanismo hacia el este ([Rapela et al., 1988](#); [Aragón et al., 2011](#)).

2.2.5 Depósitos Neógenos - Cuaternarios

Las rocas más jóvenes se encuentran dentro de la Cuenca Gastre (Fig. 2.1). Es una cuenca intermontana de tipo bolsón, cuya forma heredada por la estructuración ándica ha sido preservada (Bilmes, 2012). La estructuración principal habría tenido lugar en un lapso relativamente breve durante el Mioceno Medio (Bilmes, 2012). Sin embargo, las investigaciones termocronológicas realizadas en la región no revelaron evidencias de reactivación e inversión tectónica durante el Neógeno (Savignano et al., 2016).

Los depósitos continentales neógenos están representados por las formaciones La Pava (Nullo, 1979), Collón Curá (Yrigoyen, 1969) y Río Negro (Volkheimer, 1973) con escasos afloramientos en las márgenes o en sectores de fuerte incisión fluvial (Fig. 2.2). La Formación La Pava está compuesta por tobas y areniscas del Mioceno Inferior a Medio (Nullo, 1979). La Formación Collón Curá se compone de tobas y areniscas tobáceas con abundantes restos fósiles depositadas en el Mioceno Medio (González Díaz y Nullo, 1980; Pascual et al., 1984; Cazau et al., 1989; Mazzoni y Benvenuto, 1990; Vucetich et al., 1993; Pérez, 2010). Por encima y en discordancia erosiva, se disponen limos, areniscas y conglomerados fluviales con intercalaciones de tobas de la Formación Río Negro (González Díaz et al., 1986; González Díaz et al., 1990). Su edad se restringe al Mioceno Medio a Plioceno (Pascual et al., 1984; González Díaz et al., 1990).

Los depósitos continentales cuaternarios más antiguos consisten en los conglomerados y areniscas de los depósitos de piedemonte de la Formación Choiquepal (Fig. 2.2; Volkheimer, 1964) del Pleistoceno Medio a Superior. Los depósitos volcánicos están agrupados en dos unidades, la Formación Moreniyeu (Fig. 2.2; Proserpio, 1978) y la Formación Crater (Fig. 2.2; Ravazzoli y Sesana, 1977) que representan un campo volcánico formado durante el Pleistoceno Inferior - Medio (Mena et al., 2005; Mena et al., 2006; Pécskay et al., 2007; Haller et al., 2009). Por encima de las coladas lávicas y

depósitos de la Formación Choiquepal, hay depósitos holocenos evaporíticos, aluviales y fluviales (Proserpio, 1978; Regairaz y Suivres, 1984).

2.3 VULCANISMO JURÁSICO EN PATAGONIA

Las formaciones volcánicas de edad jurásica que afloran en la zona de estudio (formaciones Lonco Trapial, Marifil y Cañadón Asfalto) pertenecen a la Provincia Magmática Chon Aike de edad jurásica (Pankhurts et al., 1998). Esta Provincia Magmática se extiende a la Península Antártica y es una de las mayores provincias riolíticas del mundo (Fig. 2. 1, Pankhurts et al., 2000).

El voluminoso vulcanismo riolítico se produjo a lo largo del margen proto-Pacífico de Gondwana durante un lapso de 30 Ma, desde el Jurásico Temprano al Jurásico Tardío. Tres episodios principales representan las fases más intensas de esta actividad magmática: a) un episodio en el Jurásico Temprano al noreste de la Patagonia y sur de la Península Antártica (V1, 188-178 Ma), que coincide con el pico del vulcanismo basáltico de Karoo-Ferrar, b) en el Jurásico Medio (V2, 172-162 Ma) el vulcanismo migró hacia el sur de la Patagonia y al norte de la Península Antártica y, por último, c) en el Jurásico Tardío (V3, 157-153 Ma) el vulcanismo se trasladó a la Cordillera de los Andes (Féraud et al., 1999; Pankhurst et al., 2000 y referencias allí citadas).

El primer episodio (V1) incluye a las formaciones Marifil y Lonco Trapial en el Macizo Norpatagónico y a las formaciones Brennecke y Mount Poster en Antártida. Este episodio dio lugar a la erupción de grandes volúmenes de rocas volcánicas con afinidades de intraplaca (Pankhurst et al., 2000). El episodio V2 incluye a las formaciones Chon Aike, Bajo Pobre (Macizo del Deseado, Patagonia) y Mapple (Antártida). Las características químicas de las rocas extruidas sugieren que la generación de magma se produjo en la corteza continental, con composiciones menos evolucionadas. El episodio final V3 está

confinado a las formaciones volcánicas andinas El Quemado e Ibáñez y se consideran productos de arcos volcánicos de márgenes continentales (Pankhurst et al., 2000).

2.4 DEPÓSITOS EPITERMALES ASOCIADOS AL VULCANISMO JURÁSICO EN PATAGONIA

Las rocas volcánicas de la Provincia Magmática Jurásica Chon Aike alojan depósitos epitermales de Au-Ag de baja a intermedia sulfuración en el Macizo Norpatagónico, en el Macizo del Deseado y en la región de los Andes (Fig. 2.1, Schalamuk et al., 1997; Fernández et al., 2008; Sillitoe, 2008; Dietrich et al., 2012). En los últimos años, estudios metalogenéticos y de exploración han demostrado la estrecha relación genética y temporal entre la mineralización epitermal y el volcanismo jurásico presente en dichas regiones (Parada et al., 1997; Echavarría, 1999, Echavarría et al., 2005; Dietrich et al., 2012; Guido y Campbell, 2012; Poblete et al., 2014).

En el Macizo Norpatagónico, el episodio volcánico V1 está representado por las rocas volcánicas de composición intermedia a ácida de las formaciones Marifil– Garamilla y Lonco Trapial y hospeda depósitos en su mayoría epitermales polimetálicos (sulfuración intermedia y baja, por ejemplo, Navidad, San Roque, Calcatreu, Mina Ángela, Santa Máxima, Calafate, Cañadón Bagual, La Pepita, y Gonzalito; Fig. 2.1; Lanfranchini et al., 1999; Dejonghe et al., 2002; Williams, 2010; Dill et al., 2013, 2016). A excepción de Gonzalito (actualmente mina cerrada) todos estos depósitos están alojados en rocas volcánicas asignadas al primer episodio volcánico (V1, Pankhursts et al., 2000).

En el Macizo del Deseado, situado al sur del Macizo Norpatagónico y en la Patagonia extra-andina (Fig. 2.1), el segundo episodio volcánico (V2) está representado por una suite volcánica denominada Complejo Volcánico Bahía Laura (Feruglio, 1949; Guido, 2004) que comprende las formaciones Bajo Pobre, Cerro León, Chon Aike y La

Matilde. Esta zona representa hoy en día una de las regiones productoras de oro y plata más importantes del país, con 6 minas operativas (Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, Lomada de Leiva, San José, Mina Marta y Cerro Negro; [Echeveste, 2005](#); [Fernández et al., 2008](#); [Permuy Vidal, 2014](#); [Permuy Vidal et al., 2016](#)) y varios proyectos en etapa de exploración avanzada (El Pingüino, Don Nicolás; [Fig. 2.1](#); [Schalamuk et al., 1997](#); [Jovic et al., 2011](#); [Minera IRL Ltd, 2012](#); [López et al., 2015](#)) y/o próximos a ser explotados, como por ejemplo el proyecto La Josefina ([Moreira y Fernández, 2015](#)). La mineralización de Au-Ag se encuentra asociada a depósitos epitermales de sulfuración baja a intermedia alojados en rocas volcánicas del episodio V2 ([Arribas et al., 1996](#); [Schalamuk et al., 1997](#); [Guido y Schalamuk, 2003](#); [Echavarría et al., 2005](#); [Páez et al., 2016](#)) a excepción de depósito El Pingüino alojado en rocas volcánicas del Jurásico Temprano ([Jovic et al., 2011](#)).

En la región Andina de la Patagonia, el tercer episodio volcánico Jurásico está representado por las formaciones El Quemado, Lago la Plata, Cañadón Huemules e Ibáñez. Los depósitos epitermales se clasifican como de baja sulfuración (Cordón Esquel, Cerro Bayo en Chile; [Sillitoe et al., 2002](#); [Poblete et al., 2014](#)) y/o polimetálicos (Arroyo La Mentas, Arroyo Verde, Huemules, La Ilusión, y Lago Fontana, en Chubut y el Faldeo en Chile; [Fig. 2.1](#); [Parada et al., 1997](#); [Rolando, 2001](#); [Dejonghe et al., 2002](#); [Lanfranchini et al., 2013](#)).

2.5 REFERENCIAS

- Allard, J.O., Giacosa, R., Paredes, J.M., 2011. Relaciones estratigráficas entre la Formación los Adobes (Cretácico inferior) y su sustrato Jurásico: implicancias en la evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. In: Leanza, H.A., Franchini, M., Impiccini, A., Pettinari, G., Sigismondi, M., Pons, J., Tunik, M. (Eds.) XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, pp. 988–989.
- 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.
- Aragón, E., González, P. D., Aguilera, Y. E., Cavarozzi, C. 2000. Andesitas Alvar: volcanismo alcalino jurásico en el área de Paso del Sapo, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 55(1-2), 44.
- Aragón, E.; D'Eramo, F.; Castro, A.; Pinotti, L.; Brunelli, D.; Rabbia, O.; Rivalenti, G.; Varela, R.; Spakman, W.; Demartis, M.; Cavarozzi, C.E.; Aguilera, Y.E.; Mazzucchelli, M.; Ribot, A., 2011. Tectono-magmatic response to major convergence changes in the North Patagonian suprasubduction system; the Paleogene subduction-transcurrent plate margin transition. *Tectonophysics* 509(3-4), 218-237.
- 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).
- Arribas, Jr. A., Schalamuk, I.B., de Barrio, R., Fernández, R., Itaya, T., 1996. Edades Radimétricas de Mineralizaciones Epitermales Auríferas del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. IGCP Project 342: Age and isotopes of South American Ores. XXXIX Congreso Brasileiro de Geología, Brasil, pp 254-257.
- 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 Intermitan En El País Fragmentado Patagónico: Evolución Neógeno De La Cuenca De Gastre. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (3), 311-330.
- 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.
- Cabaleri, N. G., Benavente, C. A., Monferran, M. D., Narváez, P. L., Volkheimer, W., Gallego, O. F., Do Campo, M. D., 2013. Sedimentology and palaeontology of the Upper Jurassic Puesto Almada Member (Cañadón Asfalto Formation, Fossati sub-basin), Patagonia Argentina: Palaeoenvironmental and climatic significance. *Sedimentary Geology* 296, 103-121.

- Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J. y Spalletti, L., 1989. Cuenca Ñirihuau. En: G.A. Chebli y L.A. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Correlación Geológica San Miguel de Tucumán*, pp. 299-318.
- Cingolani, C., Dalla Salda, L., Hervé, F., Munizaga, F., Pankhurst, R.J., Parada, M.A., Rapela, C.W., 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia; new impressions of pre-Andean and Andean tectonics: Plutonism from Antarctica to Alaska. *Geological Society of America. Special Papers (265)* 29-44.
- 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
- Codignotto, J. O., 1979. Hojas Geológicas 63a Cullen, 64a Bahía San Sebastián y 65b Río Grande. Servicio Geológico Nacional, 1.
- 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.
- 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.
- Dejonghe, L., Darras, B., Hughes, G., Muchez, P., Scoates, J., Weis, D., 2002. Isotopic and fluid-inclusion constraints on the formation of polymetallic vein deposits in the central Argentinian Patagonia. *Mineralium Deposita* 37 (2), 158–172
- Dietrich, A., Gutierrez, R., Nelson, E., Layer, P., 2012. Geology of the epithermal Ag-Au Huevos Verdes vein system and San José district, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. *Mineralium Deposita* 47 (3), 1–17.
- Dill, H. D., Luna, L., Nolte, N., Hansend, B. T. 2016. Chemical, isotopic and mineralogical characteristics of volcanogenic epithermal fluorite deposits on the Permo-Mesozoic foreland of the Andean volcanic arc in Patagonia (Argentina). *Chemie der Erde – Geochemistry*. 76 (2), 275-297.
- Dill, H.G., Garrido, M.M., Melcher, F., Gomez, M., Weber, B., Luna, L. Bahr., A., 2013. Sulfidic and non-sulfidic indium mineralization of the epithermal Au–Cu–Zn–Pb–Ag deposit San Roque (Provincia Rio Negro, SE Argentina) with special reference to the “indium window” in zinc sulfide. *Ore Geology Reviews* 51, 103–128.
- Duhart, P., Haller, M. y Hervé, F., 2002. Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, Provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. En: C.A. Cingolani et al., (Eds.). XV Congreso Geológico Argentino, Calafate, pp. 97-100.
- Echavarría, L. E. 1999. Evolución geológica y su relación con la mineralización epitermal en el área El Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Studia Geológica Salmanticensia*, 35, 21-39
- Echavarría, L.E., Schalamuk, I. B., Etcheverry, R.O., 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. *Journal of South American Earth Sciences* 19 (4), 415-432

- Echeveste, H., 2005. Travertinos y jasperoides de Manantial Espejo, un ambiente Hot Spring Jurásico: Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 12 (1), 33-48.
- Escapa, I.H., Sterli, J., Pol, D. y Nicoli, L., 2008. Jurassic tetrapods and flora of Cañadón Asfalto Formation in Cerro Cóndor area, Chubut province. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4), 613-624.
- 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., Mykietiuik, 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.
- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, Tomo 1: 17-19
- 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., 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., 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., 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.
- Franzese, R.J. Pankhurst, C.W. Rapela, L.A. Spalletti, M. Fanning, M. Muravchick. 2002. Nuevas evidencias geocronológicas sobre el magmatismo gondwánico en el noroeste del Macizo Norpatagónico. C.A. Cingolani, N. Cabaleri, E. Linares, M.G. López de Luchi, H.A. Osters, H.O. Panarello (Eds.). XV Congreso Geológico Argentino (El Calafate/Santa Cruz), Actas I, 144–148
- 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.
- Gonzalez Diaz, E.F. y Nullo, F.E., 1980. Cordillera Neuquina. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, pp. 1099-1147.
- Gonzalez Diaz, E.F., Riggi, J.C., Fauqué, L., 1986. Formación Calefú (nov. Nom.): Reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicurá, en el área de Collón Curá, Sur del Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina* 41 (1-2), 81-105.
- Gonzalez Diaz, E.F., Osters, H.A., Riggi, J.C., Fauqué, L., 1990. Una propuesta temporal acerca del Miembro Limay Chico (Ex "Rionegrense") de la Formación Calefú, en el valle del río Collón Curá y adyacencias (SE del Neuquén). XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, pp. 243-246.

- Guido, D. y Schalamuk, I., 2003. Genesis and exploration potential for low sulfidation epithermal deposits in the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. In: Eliopoulos, D.G., (Ed.), Mineral Exploration and Sustainable Development. Society for Geology Applied to Mineral Deposits. Balkema-Rotterdam, Athens, Greece, pp. 493-496.
- Guido, D. M. 2004. Subdivisión litofacial e interpretación del volcanismo jurásico (Grupo Bahía Laura) en el este del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4), 727-742.
- Guido, D.M. y Campbell, K. A., 2012. Diverse subaerial and sublacustrine hot spring settings of the Cerro Negro epithermal system (Jurassic, Deseado Massif), Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 229-230, 1-12.
- Haller, M.J., Z. Pécskay, K. Németh, K. Gméling, G. I. Massaferro, C. M. Meister, F. E. Nullo., 2009. Preliminary K-Ar geochronology of Neogene back arc volcanism in Northern Patagonia, Argentina. IAVCEI-CVS-IAS-IMC Conference. Malargue, Argentina, pp. 40-41.
- Homoc, J., Figari, E. G., Courtade, S., 1991. Geología de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Provincia del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales SA, Informe Privado. Argentina.
- Jovic, S. M., Guido, D.M., Schalamuk, I. B., Ríos, F.J., Tassinari, C.C.G., Recio, C., 2011. Pingüino In-bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: Characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita* 46 (3), 257-271.
- Lanfranchini, M., Curci, M., Etcheverry, R., Marchionni, D., 1999. Epithermal Au-Ag mineralization in Estancia Pepita, Chubut Province, Argentine. *Studia Geológica Salmanticensia* 35, 99-113.
- Lanfranchini, M. E., y Etcheverria, R.O., de Barrio, R.E. Recio Hernández, C., 2013. Precious metal-bearing epithermal deposits in western Patagonia (NE Lago Fontana region), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 3, 86-100.
- Lesta, P., y Ferello, R., 1972. Región extra andina de Chubut y norte de Santa Cruz. *Geología Regional Argentina*. 2, 602-687.
- 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.
- Llambías, E. J., Llano, J. A., Rossa, N., Castro, C. E. Puidomenech, H., 1984. Petrografía de la Formación Mamil Choique en la Sierra del Medio – Departamento Cushamen – provincia del Chubut. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Argentina, pp. 554 –567.
- López, L., Jovic, S.M., Guido, D.M., Permuy Vidal, C., Páez, G.N., Ruiz, R., 2015. Geochemical distribution and supergene behavior of indium at the Pingüino epithermal polymetallic vein system, Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 64, 747-755.
- López de Luchi, M. G., y Cerredo, M. E. 1997. Mamil Choique granitoids in Sierra de Mamil Choique, SW North Patagonian Massif, Argentina. In *Extended Abstracts and Program: 2nd International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, Salvador, Bahía Brazil, pp. 125-126.
- 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.
- López de Luchi, M.G. y Rapalini, A.E., 2002. Middle Jurassic dyke swarms in the North Patagonian Massif: The Lonco Trapial Formation in the Sierra de Mamil Choique, Río Negro province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15(6), 625-641.
- Mazzoni, M.M. y Benvenuto, A., 1990. Radiometric ages of Tertiary ignimbrites and the Collón Curá Formation, Northwestern Patagonia. XI Congreso Geológico Argentino, San Juan, pp. 87-90.

- Mazzoni, M. M., Kawashita, K., Harrison, S., Aragón, E., 1991. Edades radimétricas eocenas en el borde occidental del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46(1-2), 150-158.
- Medina, F.A., Camacho, H.H., Malagnino, E.C., 1990. Bioestratigrafía del Cretácico superior - Paleoceno Marino de la Formación Lefipán, Barranca de los Perros, Río Chubut, Chubut. . 5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Tucumán, Argentina, pp. 137-142.
- Mena, M., Ré, G.H., Haller, M.J., Singer, S.E., Vilas, J.F., 2005. Estudio paleomagnético de los basaltos cenozoicos de Gastre, (Chubut, Argentina). XVI Congreso Geológico Argentino. La Plata, Argentina, pp. 391-398.
- Mena, M., Ré, G.H., Haller, M.J., Singer, S.E., Vilas, J.F., 2006. Paleomagnetism of the late Cenozoic basalts from northern Patagonia. *Earth Planets Space* 58, 1273-1281.
- Minera IRL Ltd., 2012. Don Nicolas Gold Project Technical Report (http://www.theaureport.com/cs/user/download/co_file/3085/brochureDonNicol).
- Moreira, P. y Fernandez, R. R., 2015. La Josefina Au–Ag deposit (Patagonia, Argentina): A Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment. *Ore Geology Reviews* 67, 297-313.
- 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.
- Nullo, F., 1979. Descripción geológica de la Hoja 39c, Paso Flores, Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional (Argentina), Boletín, No. 167, 70 p.
- 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.
- Páez, G.N., Ruiz R., Guido, D.M. Ríos, F.J., Subias, I., Recio, C., Schalamuk, I.B., 2016. High-grade ore shoots at the Martha epithermal vein system, Deseado Massif, Argentina: The interplay of tectonic, hydrothermal and supergene processes in ore genesis. *Ore Geology Reviews* 72, 546-561.
- 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.
- Papú, O.H., Wolkheimer, W., Sepúlveda, E.G., 1988, Masulas de Salviniacea del Cretácico tardío de Nordpatagonia y sur de Mendoza, Argentina. Su importancia bioestratigráfica y paleoambiental. V Congreso Geológico Chileno, Santiago de Chile, 3, pp. 67-81.
- Parada, M.A., Palacios, C., Lahsen, A., 1997. Jurassic extensional tectono-magmatism and associated mineralization of the El Faldeo polymetallic district, Chilean Patagonia: geochemical and isotopic evidence of crustal contribution. *Mineralium Deposita* 32 (6), 547-554.

- Pascual, R. Bondesio P., Vucetich, M. G., ScillatoYane G. J., Bond, M. Toni, E. P., 1984. Vertebrados fósiles Cenozoicos. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Argentina, pp. 539-561.
- Passalia, M.G., Llorens, M., Páez, M., 2015. First megaflorestic 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.
- Pécskay, Z., Haller, M.J. y Németh, K., 2007. Preliminary K/Ar geochronology of the Crater Basalt volcanic field (CBVF), northern Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(1), 25-29.
- Pérez, M.E., 2010. A new rodent (Cavioidea, Hystricognathi) from the middle Miocene of Patagonia, mandibular homologies, and the origin of the crown group Cavioideasensu stricto. *Journal of Vertebrate Paleontology* 30 (6), 1848-1859.
- Permuy Vidal, C., 2014. Caracterización detallada de la mineralización en veta Eureka, y su comparación con otras mineralizaciones del Distrito Cerro Negro, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata, Argentina, 273p. 1023
- Permuy Vidal, C., Guido, D.M., Jovic, S.M., Bodnar, R.J., Moncada, D., Melgarejo, J.C., Hames, W., 2016. The Marianas-San Marcos vein system: characteristics of a shallow low sulfidation epithermal Au-Ag deposit in the Cerro Negro district, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. *Mineralium Deposita* 51 (6), 725-748.
- 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.
- 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.
- Rabassa, J., 1978. Estratigrafía de la región de Pilcaniyeu Comallo, Provincia de Río Negro. 7º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Argentina, pp. 731-746.
- Ramos, V. A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. *Geología Argentina* 29(3), 41-96.
- 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. *Revista Geológica de 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.

- Rauhut, O. W., 2006. A brachiosaurid sauropod from the late Jurassic Cañadón Calcáreo Formation of Chubut, Argentina. *Fossil Record* 9(2), 226-237.
- Ravazzoli, I. A., y Sesana, F. L., 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico. *Servicio Geológico Nacional Boletín*, 148, 77p.
- Regairaz, A.C. y Suivre, G.M., 1984. Unidades Geomorfológicas en la depresión de Gastre, Provincia del Chubut, Noveno Congreso Geológico Argentino. San Carlos de Bariloche, Argentina, pp.7-21.
- Rolando, A.P., 2001. Metalogenia de metais base e evolução crustal de região do lago Fontana, Andes Patagónicos, Argentina. Tesis doctoral. Universidad Federal de Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Brasil. 201 p.
- 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*.
- Schalamuk, I.B., Zubia, M., Genini, A., Fernandez, R.R., 1997. Jurassic epithermal Au–Ag 1091 deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 12 (3), 173–186.
- Sillitoe, R.H., 2008. Major Gold Deposits and Belts of the North and South American Cordillera: Distribution, Tectonomagmatic Settings, and Metallogenic Considerations. *Economic Geology* 103 (4), 663–687. 1095
- Sillitoe, R.H., Cooper, C., Sale, M., Soechting, W., Echavarría, D., Gallardo, J.L., 2002. Discovery and geology of the Esquel low-sulfidation epithermal gold deposit, Patagonia Argentina. *Society of Economic Geologists, Special Publication* 9, 227-1098 240.
- Silva Nieto, D.G., 2005. Hoja Geológica 4369-III, Paso de Indios, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 265, 72 pp. Buenos Aires.
- 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 tecto-sedimentaria de los depocentros de la cuenca de Cañadón Asfalto (Jurásico–Cretácico), provincia del Chubut. *Ameghiniana* 44, 67R (Suppl.)
- Silva Nieto, D., Busteros, A., Lagorio, S., Narváez, P., Volkheimer, W., Lizufán, A., Giacosa, R., 2011. Características estratigráficas, registro de palinomorfos y edad de la formación Lonco Trapial al noreste de Gastre (Chubut). En: H.A. Leanza (Editor), XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén.
- 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 197-206.
- 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.
- 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.
- Volkheimer, W., O. Gallego, N.G. Cabaleri, C. Armella, P. Narváez, D.G. Silva Nieto, M. Paez, 2009. Stratigraphy, palynology, and conchostracans of a Lower Cretaceous sequence at the

- Cañadón Calcáreo locality, extra-andean central Patagonia: age and palaeoenvironmental significance. *Cretaceous Research* 30:270-282.
- 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.
- Vucetich, M.G., Mazzoni, M.M., Pardini, U.F.J., 1993. Los roedores de la Formación Collón Cura (Mioceno Medio), y la Ignimbrita Pilcaniyeu. Cañadón del Tordillo, Neuquén. *Ameghiniana* 30 (4), 361-381.
- Williams, D.K., 2010. Geology and Mineralization of the Navidad Ag-Pb-Cu-Zn District, Chubut Province, Argentina. *Society of Economic Geologists. Publicación Especial* 15, 203-227.
- 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. 2011. Estudio de la deformación pre-cretácica en la región de Gastre, sector sur del Macizo Norpatagónico (Doctoral dissertation, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires).
- Zaffarana, C.B. y R. Somoza, 2012, Palaeomagnetism and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. *Journal of the Geological Society* 169:371-379.
- Zaffarana, C.B., D. Gregori, S. Poma y R. Somoza, 2013. Comparación geoquímica y esquema tectónico de las unidades magmáticas del Jurásico Temprano de Patagonia Central. V Congreso Argentino del Jurásico. Trelew, Argentina, p. 54.
- 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.



CAPÍTULO 3
CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA, ISOTÓPICA
Y GEOCRONOLÓGICA DE LAS VOLCANITAS
QUE HOSPEDAN LA MINERALIZACIÓN EN EL
DISTRITO NAVIDAD

3.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan una breve reseña geológica del distrito y el estudio petrogenético de las rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto que hospedan la mineralización polimetálica en el distrito Navidad ([Fig. 3.1](#)). El mismo se basa en los análisis litogeoquímicos, dataciones U-Pb y análisis de isótopos radiogénicos (Sr, Nd, Pb) de las unidades volcánicas en cuatro depósitos del distrito minero Navidad.

La interpretación de los resultados se presenta en un contexto regional, que relaciona los cambios geoquímico-isotópicos y las fuentes de los magmas y metales con la migración de los centros volcánicos (V1, V2 y V3) descritos en el [capítulo 2](#). Por esta razón, y por la estrecha relación genética con las mineralizaciones metálicas de interés económico, se comparan los datos obtenidos en las rocas volcánicas de Navidad con otras rocas volcánicas de edad jurásica que albergan depósitos epitermales en el Macizo Norpatagónico, el Macizo del Deseado y en la región Andina de la Patagonia resumidos en el capítulo 2.

Con esta investigación se pretende contribuir al estudio a escala regional de los depósitos epitermales de la Patagonia, de la actividad volcánica del Jurásico-Cretácico asociada a estos depósitos y de los cambios geoquímicos propuestos en la literatura para estas rocas ([Pankhurst et al., 1998; 2000; Riley et al., 2001; Rapela et al., 2005](#)).

3.2 GEOLOGÍA DEL DISTRITO NAVIDAD

3.2.1 Litología

La Geología del distrito de Navidad ([Fig. 3.1](#)) fue descrita en detalle en los trabajos de [Williams \(2010\)](#), [Lhotka \(2010\)](#), [Pratt \(2010\)](#) y [Savignano et al. \(2016\)](#) y un breve resumen de estos estudios se presenta en esta sección. El distrito Navidad es uno

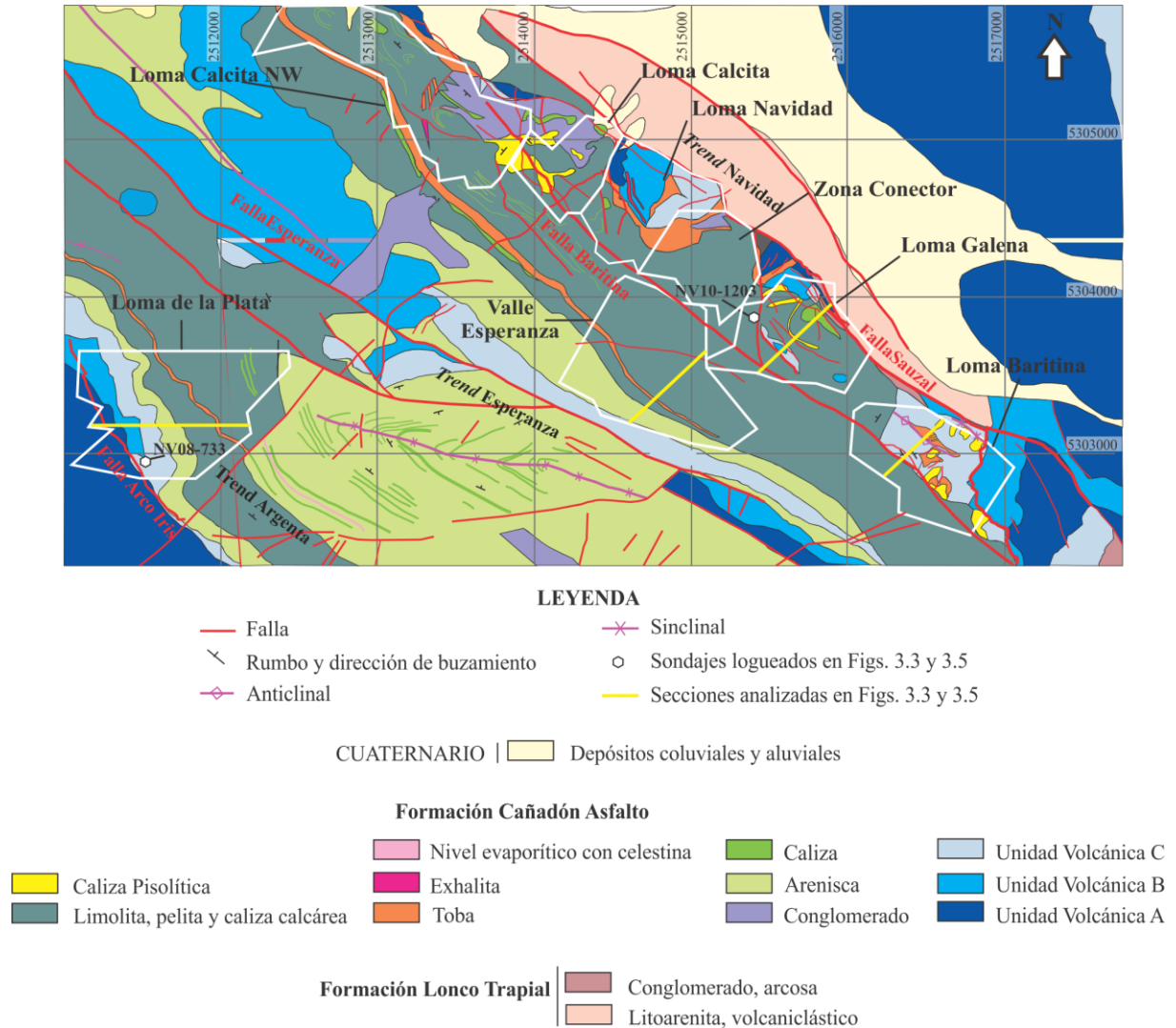


Figura 3.1. Mapa geológico detallado de la zona de estudio (ver ubicación en la Fig. 2.2, capítulo II) que incluye las unidades litológicas, las estructuras principales, la ubicación de los cuatro depósitos estudiados en este capítulo, la ubicación de las secciones transversales y los sondajes que se muestran en las figuras 3.3 y 3.5 (modificado de Pratt, 2010).

de los depocentros más septentrionales de la Cuenca Cañadón Asfalto. Las rocas más antiguas afloran al norte, noroeste, sur y oeste del distrito (Fig. 2.2., Capítulo 2) y corresponden a tonalitas y granitos paleozoicos de la Formación Mamil Choique y a granitoides triásicos del Batolito de la Patagonia Central. Estas rocas conforman los altos topográficos al oeste del depocentro y definen los límites de la cuenca sobre la que se depositaron las rocas sedimentarias y volcánicas jurásicas.

Las sedimentitas y rocas volcánicas de las formaciones Las Leoneras y Lonco Trapial que yacen en discordancia sobre los granitoides de la Formación Mamil Choique representan los estadios iniciales del *rift*. Estas litologías fueron denominadas '*red-beds*' por Sillitoe (2007) y afloran en una franja semi-continua con orientación NO-SE al noreste de los depósitos del corredor Navidad, en contacto tectónico con rocas más modernas (Fig. 3.1).

La base de la Formación Cañadón Asfalto ("Cañadón Asfalto Inferior" según Pratt, 2010) consiste en conglomerados con clastos de granitos y esquistos que alcanzan varios metros de diámetro y areniscas arcósicas depositados en abanicos aluviales y deltas lacustres en el sector occidental del depocentro Navidad. Hacia el centro y NE del depocentro, estas facies pasan a fangolitas ricas en materia orgánica, limolitas, areniscas, conglomerados, finas capas de depósitos volcánicos de caída y finas coladas de andesita con escasa participación de sedimentos calcáreos que evidencian condiciones de menor energía y un ambiente lacustre. Los intervalos más espesos de esta secuencia se encuentran en el depósito Baritina. En el depósito Loma Galena los sondeos no la interceptaron.

Tres unidades volcánicas de composición intermedia a básica se intercalan en la sucesión y están expuestas en el distrito (Fig. 3.1). No presentan continuidad lateral y muestran cambios faciales y de espesor. Este capítulo se focaliza en estas unidades y se presenta una descripción detallada de las mismas en las próximas secciones.

Las rocas sedimentarias superiores que cubren las unidades volcánicas corresponden a las facies de *sag* (etapas de post-rift) descritas por Pratt (2010) como "Cañadón Asfalto Superior". El espesor de esta sucesión sedimentaria no es constante y muestra importantes cambios laterales de facies. La sucesión comienza con

conglomerados, litoarenitas gruesas y niveles tobáceos. La mayoría de los clastos son de origen volcánico y localmente se presentan niveles ricos en restos orgánicos. La secuencia está cubierta por fangolitas calcáreas finamente laminada ricas en materia orgánica que alcanzan 100 m de potencia en algunos depósitos (por ejemplo, Valle Esperanza, [Fig. 3.1](#)) e incluyen estratos de calizas con fallas y pliegues sin-depositacionales en todo el distrito, lo cual indica una fuerte inestabilidad en la cuenca. También hay niveles de carbón, areniscas, tobas y evaporitas intercalados en la secuencia. Este nivel rico en estroncio presenta laminación con bandas alternantes de celestina, yeso-anhidrita y carbonatos. Calizas pisolíticas y estromatolíticas en un estrato de 2-10 m de espesor y disposición sub-horizontal culminan la secuencia con afloramientos que se extienden en el corredor Navidad ([Fig. 3.1](#)). En la [figura 3.2](#) se presenta la columna estratigráfica para el distrito.

3.2.2 Estructura

La Formación Cañadón Asfalto en el distrito está afectada por fallas normales de rumbo NO-SE y NE-SO que registran una tectónica extensional sin-sedimentaria/sin-diagenética, documentada por las variaciones en el espesor de las capas sedimentarias en los techos y pisos de las fallas, disrupciones de niveles aún no completamente litificados y rellenos de sedimentos calcáreos en estructuras de dilatación (fracturas del tipo híbridas entre cizalla y dilatación) ([Savignano et al., 2016](#)). Las venas hidrotermales de hasta decenas de centímetros de espesor que cortan a las sedimentitas en los afloramientos, también tienen orientación dominante NO-SE y NE-SO.

Las fallas principales en el distrito tienen un rumbo NO-SE y se conocen con el nombre de Sauzal, Baritina, Esperanza y Arco Iris. La falla Arco Iris (Fig. 3.1), al norte del corredor Argenta, trunca las unidades mineralizadas en Loma de la Plata y las yuxtapone

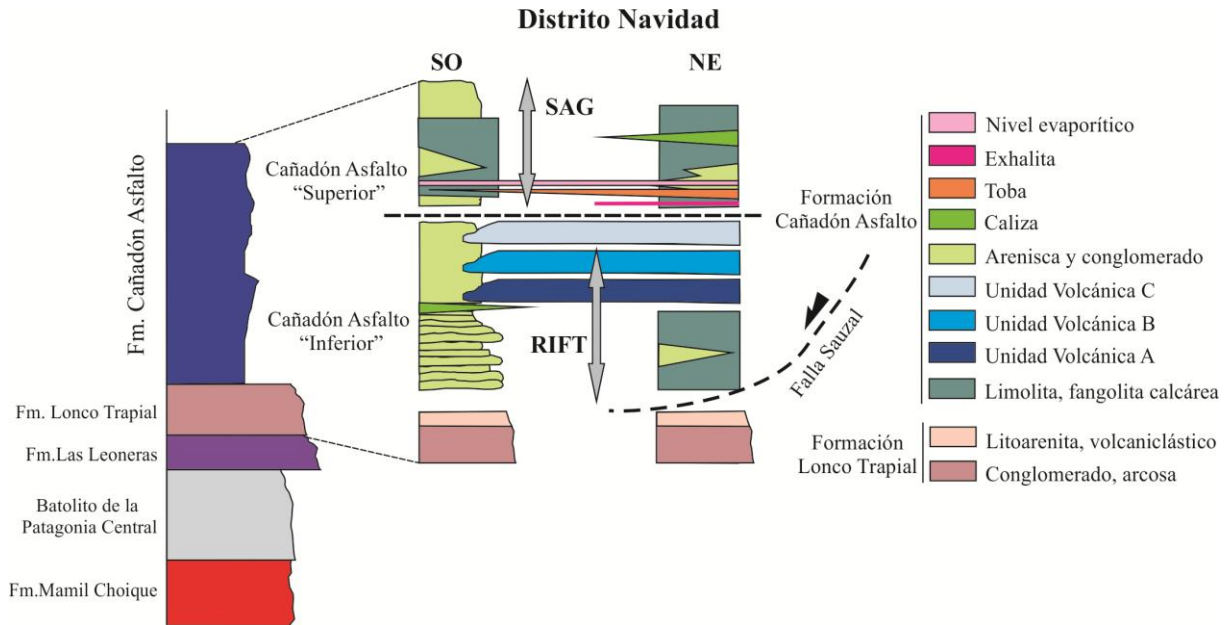


Figura 3. 2. Columna estratigráfica del distrito Navidad. Modificado de Pratt (2010).

contra unidades volcánicas estériles (Williams, 2010). La falla Sauzal (Fig. 3.1) se dispone de manera paralela al corredor Navidad y buza con bajo ángulo hacia el SO. Aún falta definir si esta falla estuvo activa durante la sedimentación (falla de crecimiento, Pratt, 2010). La falla Baritina probablemente estuvo activa durante la sedimentación (Pratt, 2010). La falla Esperanza es una estructura sub-vertical que trunca el depósito Valle Esperanza en el centro de la cuenca (Fig. 3.1).

La estratificación de las rocas sedimentarias de la Formación Cañadón Asfalto se dispone de manera sub-horizontal con buzamientos de bajo ángulo, excepto en Valle Esperanza donde se han registrado plegamientos a partir de la distribución de los polos de la estratificación (Savignano et al., 2016) (Fig. 3.1). Estos pliegues (anticlinal y sinclinal Loma Esperanza) son el resultado del acortamiento de la sucesión sedimentaria

durante la inversión tectónica documentada para 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; Savignano et al., 2016). Este evento compresivo también está registrado en las estructuras estilolíticas de origen tectónico (superficies rellenas por la disolución de minerales por la presión tectónica) con alto ángulo respecto al buzamiento de los niveles sedimentarios, o en el clivaje de estratificación groseramente paralelo a los ejes de los pliegues locales (Savignano et al., 2016).

Venillas rellenas con calcita yacen de manera perpendicular a las estilolitas de origen tectónico. Dos sets de estructuras de extensión-contracción muestran relaciones de corte mutuas, indicando que las mismas fueron coetáneas. Pequeñas fallas normales también presentan orientaciones paralelas a las venillas rellenas con minerales hidrotermales. Los *gashes* de tensión son paralelos a la bisectriz aguda de las fallas normales conjugadas, sugiriendo que estas estructuras forman parte de una misma asociación estructural (Savignano et al., 2016).

3.3 METODOLOGÍA

3.3.1 Trabajos de Campo

Se realizaron cuatro campañas (Febrero y Marzo de 2012; Marzo de 2013 y Mayo de 2015) al distrito minero Navidad, de una duración de 60 días. El principal objetivo de estas campañas fue realizar un muestreo detallado del depósito a partir de los testigos corona obtenidos de las perforaciones realizadas en el depósito Loma Galena durante los años 2004 y 2011. Estas perforaciones fueron realizadas por las compañías mineras IMA Exploration Inc. (2002-2006), Aquiline Resources (2006-2009) y Pan American Silver (2009-actualidad).

Las muestras corresponden a medias cañas de testigos corona. Todas las perforaciones con diamantina en el Proyecto Navidad fueron realizadas por la empresa de perforación Boart Longyear Connors Argentina S.A. con sede en Mendoza, Argentina (posteriormente adquirida por Boart Longyear en 2007). Casi todos los sondajes muestreados y analizados han sido perforados con diámetro HQ3 (61 mm), barras de 3 m de largo y buena recuperación general. Las profundidades de las muestras se midieron al punto medio de las mismas.

La selección de sondajes a muestrear se basó en mapeos geológicos e informes confeccionados por el personal de Minera Argenta, empresa subsidiaria en Argentina de la empresa minera Pan American Silver y los informes confidenciales realizados por [Pratt \(2010\)](#). Cuarenta y nueve (49) sondajes (28 de Loma Galena, 15 de Loma de la Plata, 4 de Valle Esperanza y 2 de Loma Baritina) en seis secciones transversales de los cuatros depósitos fueron descriptos y muestreados durante las 4 campañas.

Se presenta el análisis de las unidades volcánicas en una sección transversal y 6 columnas estratigráficas representativas de cada depósito estudiado con el fin de esquematizar las relaciones estratigráficas y faciales de las unidades volcánicas en el distrito de Navidad.

3.3.2 Trabajos de laboratorio

Ciento doce muestras de rocas volcánicas fueron extraídas de los depósitos analizados. Las muestras fueron estudiadas primero a escala macroscópica con el fin de establecer las facies presentes y elegir zonas representativas para confeccionar las secciones delgadas. Las secciones delgadas fueron estudiadas con luz reflejada y

transmitida con microscopios petrográficos de los Departamentos de Geología de la Universidad Nacional del Sur y de la Universidad Nacional del Comahue.

3.3.2.1 Geoquímica de las rocas ígneas

Los elementos mayoritarios, traza y tierras raras de dieciocho (18) muestras de rocas volcánicas cuyas procedencias se presentan en la [Tabla 3.1](#), fueron analizados con espectrometría de emisión inductiva con plasma acoplado (ICP-ES) y espectrometría de masas (ICP-MS) en Acme Analytical Laboratories Ltd., en Canadá. La interpretación de los datos geoquímicos se basó en aquellos elementos que son relativamente inmóviles en ambientes hidrotermales, como Ti, Al, HFSE y los elementos de las tierras raras.

3.3.2.2 . Geocronología

Dos muestras de rocas volcánicas del depósito Loma de la Plata (08-764, profundidad 50m y LLP313, profundidad 65m) y una muestra del depósito de Loma Galena (10-1396, profundidad 79,5-83 m) fueron seleccionadas para dataciones U-Pb en cristales de circones por el método de LA-ICP-MS.

Las muestras 08-764 y 10-1396 se analizaron en el laboratorio de Geocronología de la Universidad de British Columbia, en Canadá. Estos circones fueron analizados utilizando los métodos descritos por [Tafti et al. \(2009\)](#). La instrumentación empleada para las dataciones LA-ICP-MS de circones comprende un sistema de ablación láser de nueva onda UP-213 y un colector único Thermo-Finnigan-Elemento2, de doble enfoque, sector magnético ICP-MS. El análisis geocronológico de la muestra 10-1396 también se realizó por LA-ICP-MS en el laboratorio de geocronología de la Universidad Nacional de Washington, USA. Las metodologías empleadas en ambos casos se describen en el **Anexo 1**.

3.3.2.3 Isótopos radiogénicos

Las composiciones isotópicas de Sr, Nd y Pb fueron analizadas en 4 muestras de rocas volcánicas. Estos análisis fueron realizados en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Ginebra (Suiza) siguiendo el método de Chiaradia et al. (2009). Los datos isotópicos iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ y $\epsilon\text{Nd}_{(t)}$ y la edad modelo Sm/Nd (TDM) fueron calculados en base a DePaolo et al. (1991) considerando su edad de ~170 Ma.

3.4 RESULTADOS

3.4.1 Petrografía de las rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto

Las rocas volcánicas que hospedan la mineralización polimetálica en Navidad fueron agrupadas en este trabajo en tres unidades en base a sus relaciones estratigráficas y características litológicas: Unidad Volcánica A (UVA), Unidad Volcánica B (UVB) y Unidad Volcánica C (UVC). Estas rocas afloran a lo largo de los tres corredores estructurales Navidad, Esperanza y Argenta (Fig. 3.1). La UVA fue tentativamente asignada a las formaciones Las Leoneras y Lonco Trapial (Williams 2010). Pratt (2010) la describió como parte de la Formación Cañadón Asfalto junto con las UVB y UVC. Las tres unidades volcánicas se intercalan con las rocas sedimentarias definidas como Cañadón Asfalto inferior en el distrito Navidad (Pratt, 2010).

3.4.1.1 Unidad Volcánica A

Esta unidad volcánica consiste en flujos de coladas que afloran en los sectores este y suroeste del distrito; afloramientos pequeños y discontinuos se encuentran alineados con las fallas Sauzal y Esperanza en los corredores Navidad y Esperanza,

respectivamente (Fig. 3.1). Los flujos de coladas coherentes se distinguen por su color verdoso a rojizo y su textura de grano fino y afanítica en muestras de mano. Las

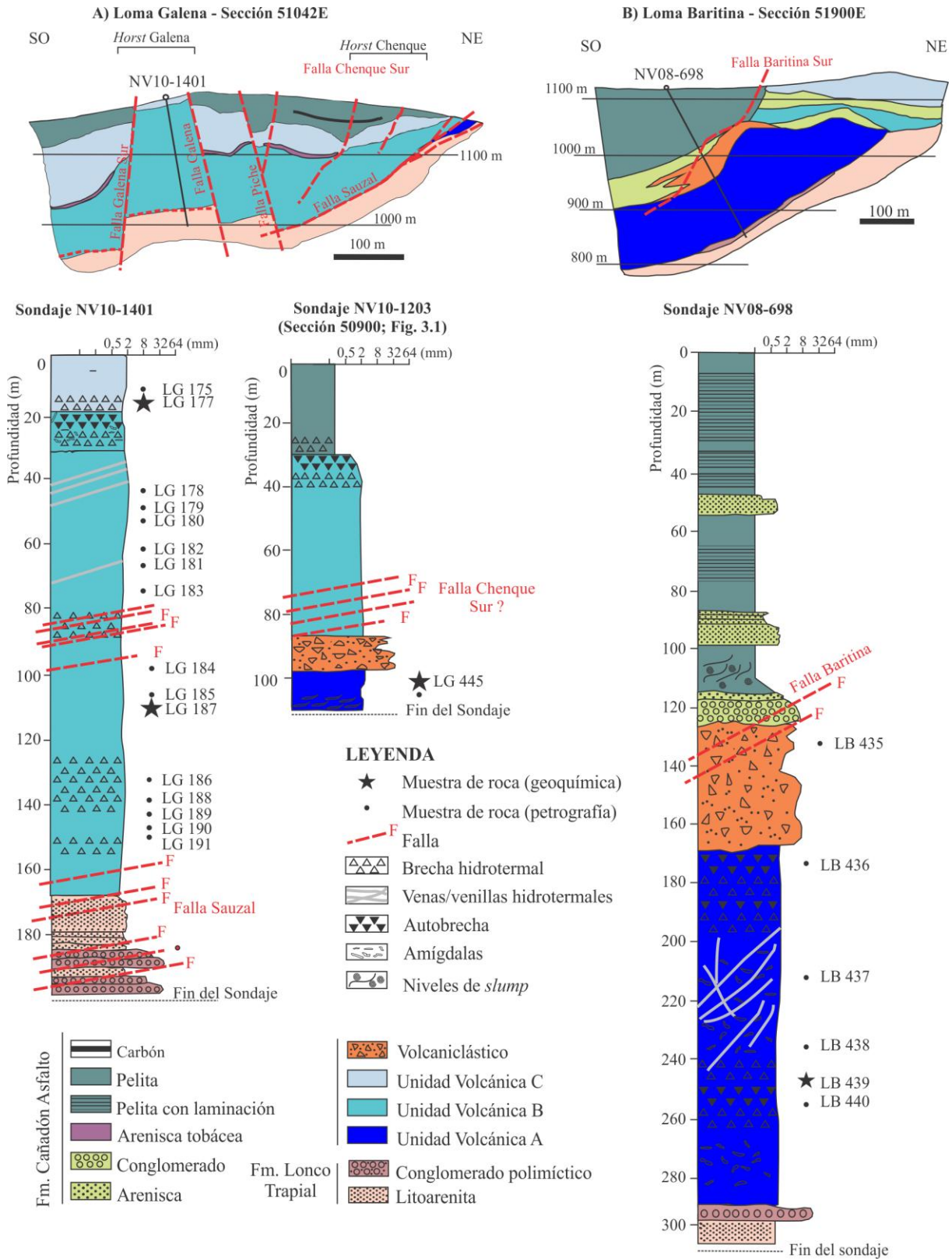


Fig. 3.3. A) Perfil SO-NE del depósito Loma Galena y las distintas litologías interceptadas por los sondajes NV10-1401 y NV10-1203. **B)** Perfil SO-NE del depósito Loma Baritina y las distintas litologías interceptadas por el sondaje NV08-698. Información obtenida de [Minera Argenta \(2011\)](#) y este trabajo.

dimensiones reales de estos flujos son inciertas y su espesor es desconocido. Los mapas y las secciones geológicas realizados por el personal de la empresa Minera Argenta sugieren un rango de espesor de 30-60 m.

En Loma Galena esta unidad aflora en el margen noreste del depósito con una orientación NO, paralela a la falla Sauzal ([Fig. 3.1](#)). En el sector noroeste los sondajes realizados en este depósito interceptaron esta unidad progresivamente a niveles más superficiales ([Minera Argenta, 2011](#)). Por ejemplo, el sondaje NV10-1203 (sección transversal 50900E, [Figs. 3.1, 3.3 A](#)) interceptó esta unidad a los 97 m de profundidad, la cual consta de una colada masiva con amígdalas estiradas localmente ([Figs. 3.3 B, 3.4 A](#)). Las líneas de flujo están rellenas con minerales hidrotermales como calcita y calcedonia ([Fig. 3.4 B](#)).

En Loma Baritina esta unidad aflora al sureste del depósito ([Fig. 3.1](#)) y en el sector noroeste los sondajes interceptaron esta unidad entre los 1050 y ≥ 800 m de profundidad ([Fig. 3.3 B](#)). Comprende flujos con amígdalas, autobrechas, venas de calcita-calcedonia y brechas hidrotermales ([Fig. 3.3 B](#)). En este depósito los planos de fluidalidad también están rellenos con minerales hidrotermales.

En Valle Esperanza esta unidad aflora al sureste del depósito ([Fig. 3.1](#)) y sólo los sondajes más profundos interceptaron esta unidad de menos de 70 m de espesor aparente ([Fig. 3.5 A](#)). La base está en contacto con rocas volcánicas de grano grueso, mal seleccionadas y estratificación poco marcada ([Fig. 3.5 A](#)). El techo presenta autobrechamiento con un espesor que varía entre 2-3 m, tiene amígdalas y brechamiento hidrotermal superpuesto.

En Loma de la Plata, aflora en el sector suroeste del depósito y buza suavemente hacia el E (Figs. 3.1, 3.5 B). Las amígdalas son comunes en esta unidad y además presenta intercalaciones de facies hialoclastítica y contactos peperíticos con las unidades sedimentarias subyacentes (Fig. 3.4 C).

Estas rocas volcánicas contienen fenocristales euhedrales a subhedrales (0,4 y 5 mm) de plagioclasas (1-12 % vol.), anfíbol (1-2 % vol.), biotita (1-2 % vol.) y cuarzo (0.5-1 % vol.). La pasta (80-98 % vol.) es de grano fino, presenta texturas traquítica y pilotáxica y consiste en microlitos de plagioclasa, silicatos ferro-magnesianos (1-5 % vol.) y minerales opacos (1-4 % vol.). Las amígdalas en estas rocas porfíricas de grano fino se encuentran alineadas en la pasta y generan una textura del tipo traquítica. Comúnmente las amígdalas están rellenas con calcedonia, carbonatos, ceolitas, cuarzo o cloritas (Fig. 3.4 D).

Las muestras de la UVA en Loma Baritina presentan xenocristales de cuarzo (~4 % vol.) con engolfamientos y bordes de reacción. Los bordes de reacción consisten en una zona interna de grano muy fino (~50-125 μm) en contacto con cuarzo que se compone de un agregado de mineral ferromagnesiano, probablemente piroxeno, que grada a anfíbol y biotita, y un borde exterior compuesto por calcita y calcedonia de origen hidrotermal (Fig. 3.4 E, F). En los depósitos Loma Galena y Loma de la Plata esta unidad presenta venillas de calcita estéril, mientras que en Loma Baritina hospeda gran parte de la mineralización polimetálica.

3.4.1.2 Unidad Volcánica B

Esta unidad tiene gran extensión en el distrito y hospeda gran parte de la mineralización polimetálica en los depósitos Loma Galena, Valle Esperanza y Loma de la Plata. Extensos afloramientos de la UVB se encuentran en el extremo noroeste del

distrito, donde afloran en un bloque elevado y erosionado en contacto tectónico con unidades sedimentarias más jóvenes hacia el oeste; afloramientos más pequeños están extendidos en todo el distrito (Fig. 3.1; Pratt 2010). La presencia de enclaves máficos de composición uniforme y textura dictitaxítica es una característica de esta unidad

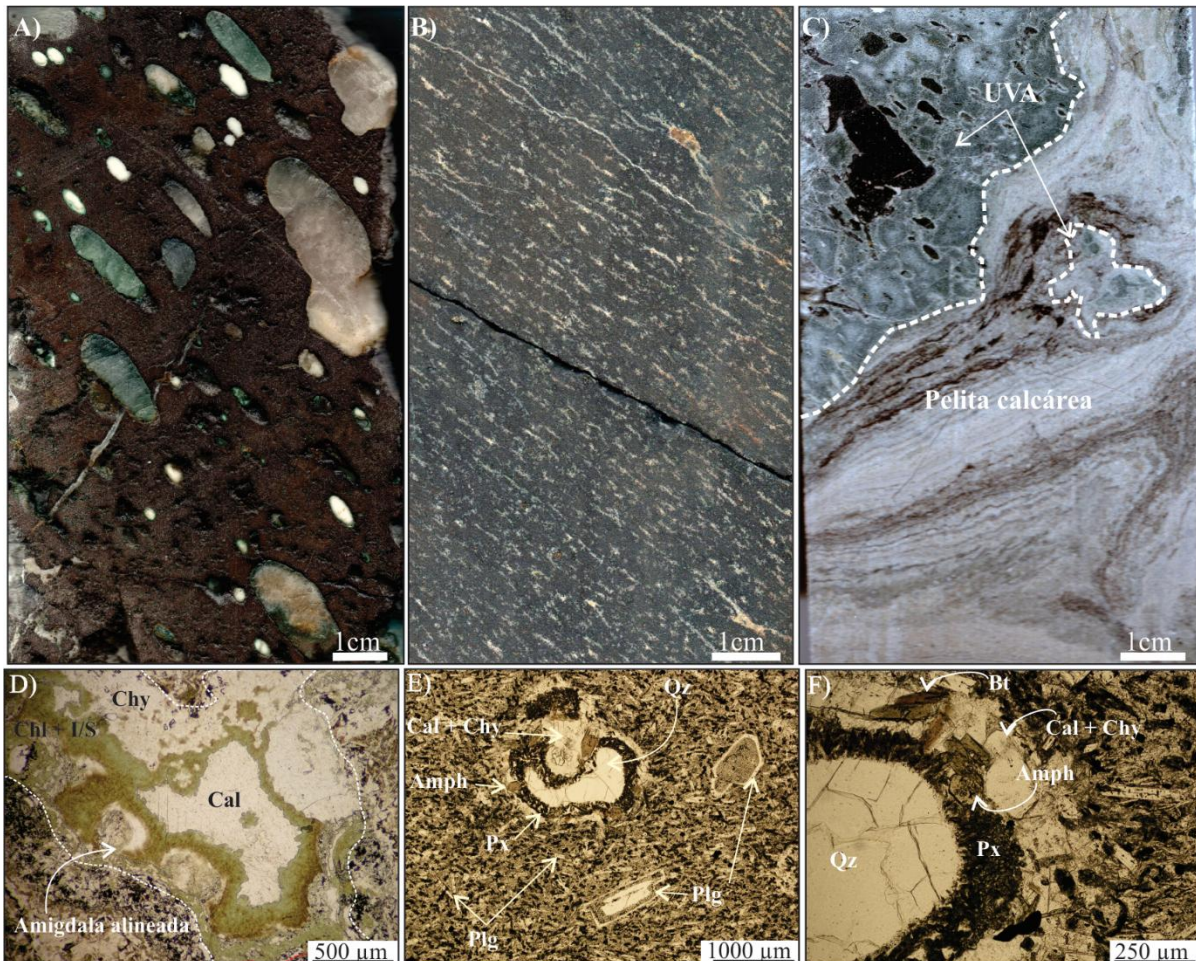


Figura 3.4. Fotografías y microfotografías de la UVA. **A)** Amígdalas rellenas con minerales hidrotermales. Depósito Loma Galena, sondaje NV10-1225, 78 m. **B)** Foliación por flujo, depósito Loma Galena, sondaje NV10-1424, 105 m. **C)** Contacto peperítico entre la UVA y las rocas sedimentarias subyacentes, depósito Loma de la Plata, sondaje NV08-676, 220 m. **D)** Amígdalas rellenas con calcita (Cal), calcedonia (Chy), clorita (Chl) + illita-esmectita (I-S), depósito Loma de la Plata, sondaje NV08-764, 49.8 m. **E), F)** Bordes de reacción en xenocristales de cuarzo (Qz), con una zona interna compuesta por piroxeno (Px) de grano muy fino que grada a una zona de cristales de anfíbol (Amph) y biotita (Bt), el anillo exterior es de calcita y calcedonia. Plg: plagioclasa, depósito Loma Baritina, sondaje NV08-698, 244,6 m.

volcánica (Fig. 3.6 A). Dichos enclaves máficos se encontraron en los cuatro depósitos estudiados y en todo el distrito minero (Williams, 2010; Pratt, 2010).

En Loma Galena, la UVB aflora en el *horst* Galena y al noreste del depósito está en contacto tectónico con la UVA (Fig. 3.3 A). En la sección central del depósito (Fig. 3.3 A) presenta un espesor aparente de 147 m. El techo y el piso están autobrechados y consisten en un agregado de bloques irregulares de lava con pobre selección (Fig. 3.6 B) atravesados por venas y brechas mineralizadas de origen hidrotermal (Fig. 3.3 A). En profundidad esta unidad es coherente y tiene un comportamiento frágil, que se manifiesta por la presencia de venillas paralelas rellenas con calcita y/o calcedonia + baritina + sulfuros (Figs. 3.3 A, 3.6 A).

En Loma Baritina aflora en los sectores norte y este, en contacto tectónico con rocas sedimentarias del Triásico (capas rojas, Fig. 3.1). En las secciones transversales realizadas por Minera Argenta, los sondajes de la zona central interceptaron esta unidad a ~50 m de profundidad y a ~80 m de profundidad al noroeste del depósito, lo que sugiere un buzamiento aparente hacia el N.

En Valle Esperanza aflora al noroeste y sureste del depósito (Fig. 3.1). Aquí, toda la secuencia jurásica está plegada y la mayoría de los sondajes interceptaron esta unidad a profundidades variables, cada vez menores a medida que se aproximaban a la falla Esperanza; cerca de la falla Esperanza la UVB tiene casi un buzamiento vertical (Fig. 3.5 A). La base de esta colada consiste en una facies autobrechada y está en contacto con un nivel de poco espesor de areniscas de grano grueso-conglomerados (Fig. 3.5 A).

En Loma de la Plata esta unidad aflora en el sector oeste del depósito, en una franja de rumbo NO y buza hacia el E (Figs. 3.1, 3.5 B). En la superficie e incluso a unos pocos metros de profundidad esta unidad está en contacto directo con la UVA (Fig. 3.3 B). En las zonas más profundas esta unidad presenta texturas de rápido enfriamiento contra las rocas sedimentarias (arenisca y fangolitas intercaladas) o en contacto directo con.

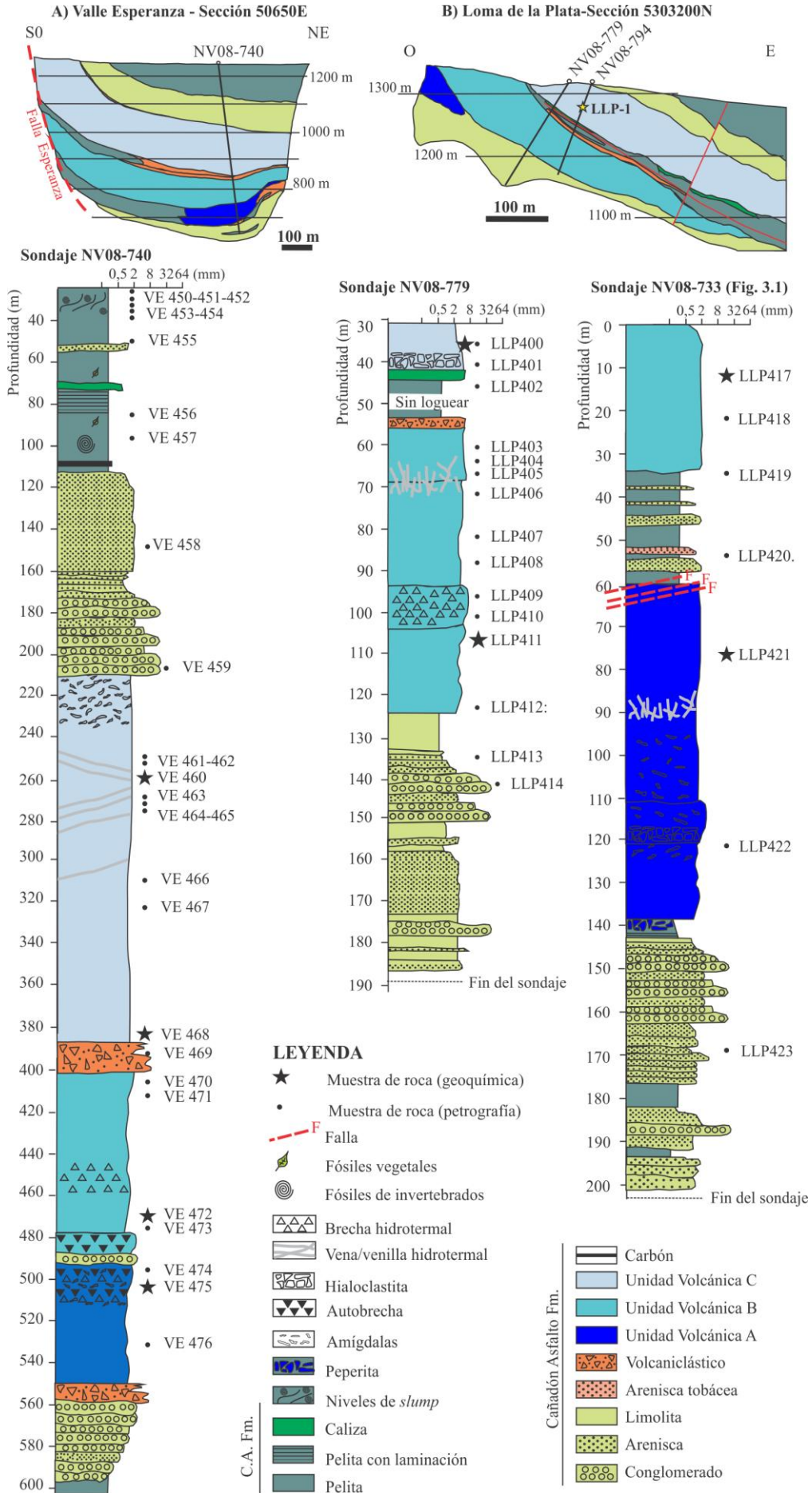


Figura 3.5. A) Perfil SO-NE del depósito Valle Esperanza y las distintas litologías interceptadas por los sondeos NV08-740. **B)** Perfil SO-NE del depósito Loma de la Plata y las distintas litologías interceptadas por los sondeos NV08-779 y NV08-733 (Figura 3.1). Información obtenida de [Minera Argentina \(2011\)](#) y este trabajo.

calizas (Fig. 3.5 B). Está cubierta por sedimentitas (areniscas calcáreas y fangolitas) y unidades volcánicas de espesor variable (~ 5 a 25 m). Localmente, el techo de la unidad contiene abundantes amígdalas esféricas (Fig. 3.6 C)

La UVB tiene texturas holocristalina y porfírica con foliación de flujo bien desarrollada. Los fenocristales (12-17% vol.) de plagioclasas (5-10 % vol., 0,4 -3 mm), cuarzo (2,5 % vol., 0,3 a 2 mm) con biotita, anfíbol y óxidos de Fe-Ti (1 % vol.) se encuentran inmersos en una pasta afanítica compuesta por microlitos de plagioclasas. Los fenocristales de plagioclasas muestran una microtextura tipo cribada (Fig. 3.6 D) y los fenocristales de cuarzo se caracterizan por sus engolfamientos marcados. Los sulfuros diseminados de grano fino (pirita + calcopirita + galena) son comunes en toda la pasta. Los planos de foliación están rellenos con minerales hidrotermales (calcita, calcedonia).

Los enclaves máficos tienen morfologías sub-esféricas y una pasta con textura dictitaxítica compuesta por microlitos de plagioclasas de menores dimensiones que los de la roca que los hospeda. Algunos muestran textura porfírica con fenocristales (1-3 % vol.) de plagioclasas, cuarzo con bordes reabsorbidos y anfíbol, todos inmersos en una pasta microcristalina de cristales aciculares de plagioclasas, anfíbol y opacos.

En el contacto con las volcanitas hospedantes, los enclaves máficos tienen bordes con texturas de sobre-enfriamiento (Fig. 3.6 E) que, junto con la típica textura dictitaxítica, indicarían un origen a partir de gotas de magma máfico incorporados al

magma por *mingling* (mezcla mecánica de magmas). Enclaves afaníticos sin márgenes sobre-enfriados también se encontraron en las rocas de esta unidad (Fig. 3.6 F).

3.4.1.3 Unidad Volcánica C

Esta unidad está separada de la VUB por niveles sedimentarios de areniscas masivas y fangolitas de espesor variable (0,3 a 2,5 m) y clastos de la UVB y UVA. La UVC presenta afloramientos discontinuos a lo largo del corredor Navidad (Fig. 3.1). En los corredores Esperanza y Argenta los afloramientos tienen rumbo NO-SE y se disponen de manera paralela a los corredores y a las fallas principales (Fig. 3.1).

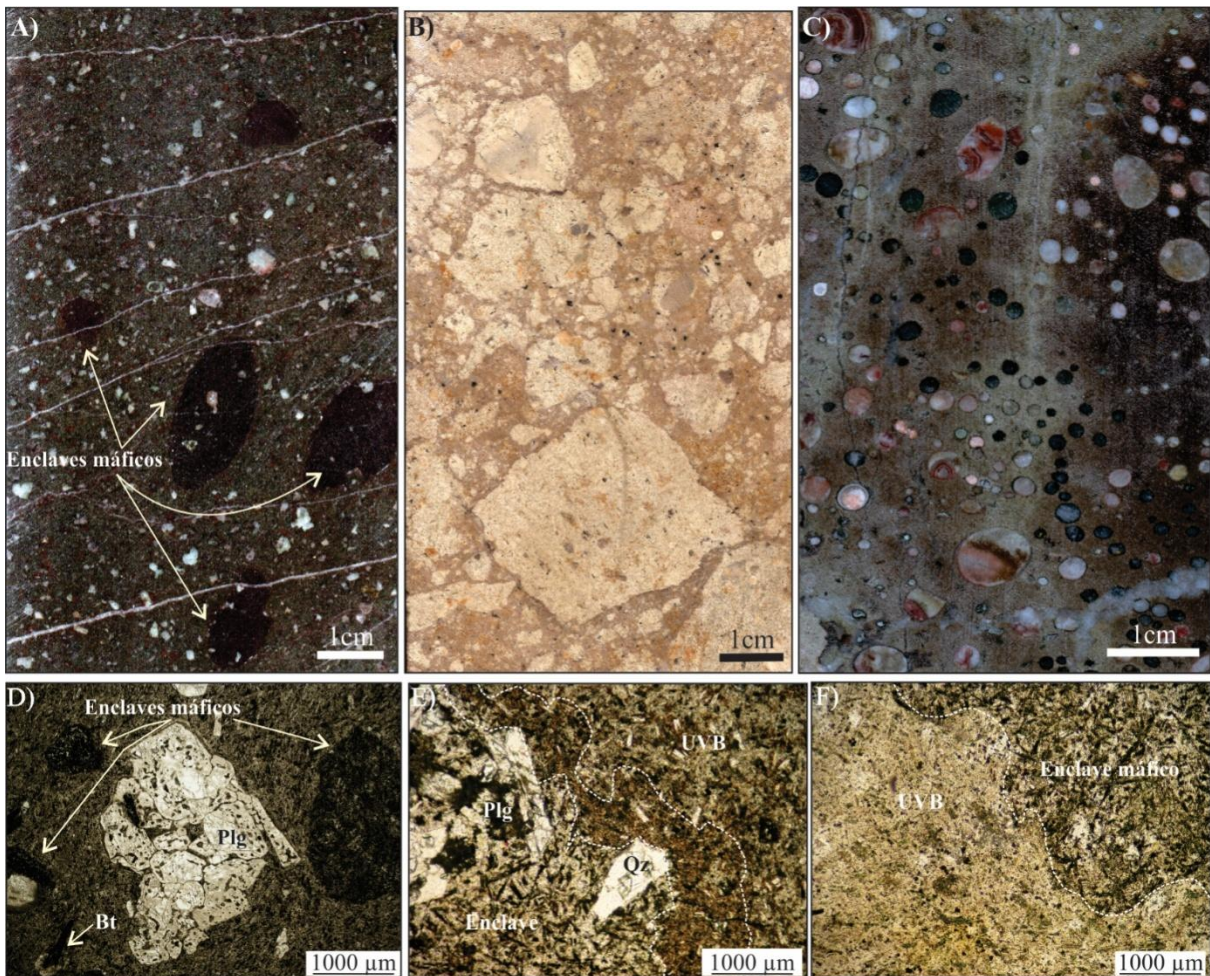


Figura 3.6. Fotografías y microfotografías de la UVB. **A)** Enclaves máficos en andesita coherente con textura porfirica atravesada por microvenillas rellenas con minerales hidrotermales, paralelas a las líneas de foliación, depósito Loma Galena, NV10-1396, 81 m. **B)** Piso de UVB autobrecha, compuesta por clastos volcánicos irregulares, depósito Loma Galena, NV04-22, 163 m. **C)** Amígdalas esféricas en la zona superior, depósito Loma de la Plata, NV08-676, 149 m. **D)** Fenocristales de plagioclasas (Plg) con microtextura tipo *cribada*, depósito Valle Esperanza, NV08-740, 468.3 m. **E)** Márgenes sobre-enfriados en el contacto entre

los enclaves y las volcanitas hospedantes, depósito Valle Esperanza, NV08-740, 468.3 m. **F)** Enclaves máficos con textura affrica sin márgenes sobre-enfriados, depósito Loma de la Plata, NV08-779, 107.5 m.

En Loma Galena aflora en el *horst* Galena (Fig. 3.3 A) y se encuentra limitada por dos fallas de rumbo NO-SE llamadas de norte a sur, Fallas Galena Norte y Galena Sur (Pratt, 2010, Figs. 3.1, 3.3 A). Al norte del depósito está en contacto tectónico con las rocas volcanoclásticas de la Formación Lonco Trapial y con sedimentos modernos al sur (Fig. 3.2). La parte superior de esta unidad consiste en una facies autobrechada (5 a 15 m de espesor) con brechamiento hidrotermal superpuesto. La autobrecha es monomíctica y está compuesta por clastos y bloques angulosos de dimensiones irregulares y bordes acerrados, abundantes amígdalas y matriz coherente de igual composición que la de los clastos (Fig. 3.7 A). Las rocas sedimentarias (calizas, fangolitas, niveles caóticos de deslizamiento) en el contacto superior (Fig. 3.3 A) se comportaron como una barrera impermeable a los fluidos hidrotermales, por lo que este nivel hospeda gran parte de la mineralización polimetálica en Loma Galena.

En Loma Baritina esta unidad aflora en el sector centro-norte de depósito (Fig. 3.2). Yace concordante sobre areniscas calcáreas y calizas (Fig. 3.3 B). Los flujos volcánicos tienen abundantes facies autobrechadas y brechas hidrotermales y la alteración es penetrativa, por lo que las muestras de este depósito no fueron seleccionadas para el análisis químico.

En Valle Esperanza esta unidad tiene un nivel espeso en el techo (~30 m) con amígdalas alineadas. El interior es coherente y masivo y está atravesado por venas y venillas sub-paralelas rellenas con minerales hidrotermales. En el piso, una unidad volcanoclástica (~10 m de espesor) separa el flujo de lava porfírica y masiva de la UVB (Fig. 3.5 A).

En Loma de la Plata esta unidad aflora con un rumbo NO-SE y buza suavemente al ENE, formando una topografía con pendiente marcada (Figs. 3.2; 3.5 B). La parte central de esta unidad es masiva y coherente, y tiene foliación por flujo. El piso y el techo muestran facies autobrechada, texturas de desvitrificación y amigdaloides (Fig. 3.5 B). En general, en las autobrechas se observa una disminución del tamaño de los clastos a medida que aumenta la distancia a la zona de contacto con las facies de basaltos-andesitas coherentes, en donde también suele encontrarse textura tipo *jigsaw*. Los

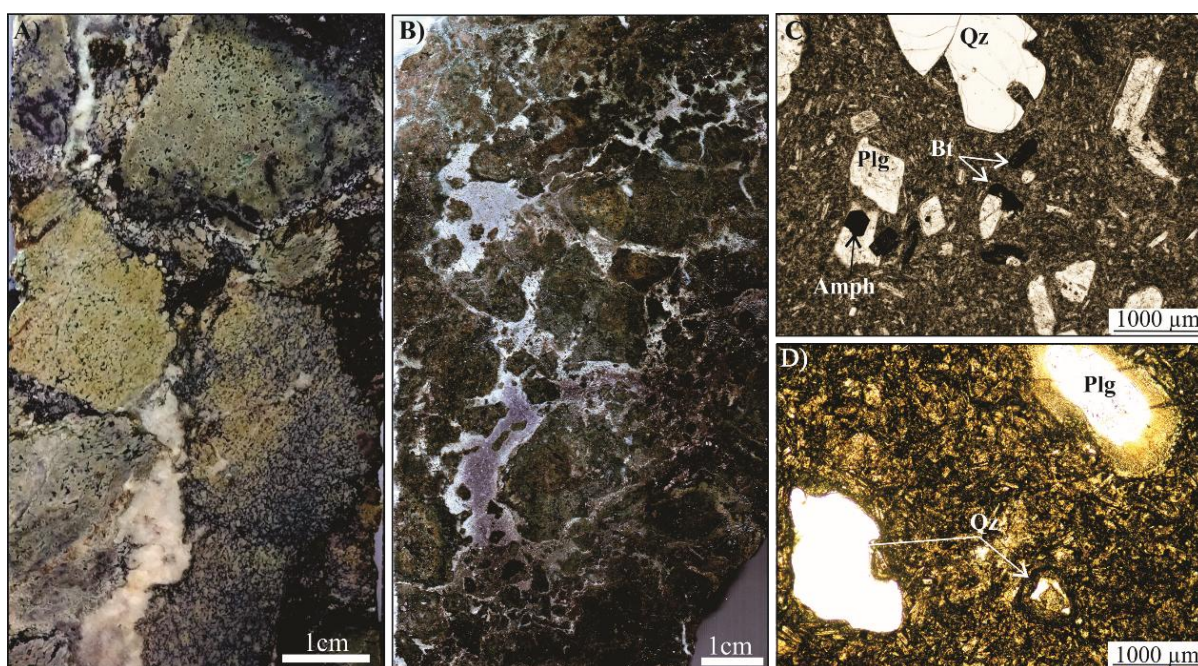


Figura 3.7. Fotografías y microfotografías de la UVC. **A)** Autobrecha con clastos irregulares de grano muy grueso, depósito Loma Baritina, NV07-397, 38 m. **B)** Facies de hialoclastitas con fragmentación in situ y clastos alterados, depósito Loma de la Plata, NV08-888, 164 m. **C)** Fenocristales de plagioclasa, anfíbol y biotita y xenocristales de cuarzo inmersos en una pasta pilotáxica a afanítica, depósito Valle Esperanza, NV08-740, 382 m. **D)** Xenocristales de cuarzo con bordes de reacción finos, depósito Loma de la Plata, NV08-711, 154 m.

clastos generalmente son angulosos, de 1 a 15 cm de longitud y presentan texturas de sobre-enfriamiento con bordes vítreos e intensa alteración hidrotermal, amigdaloides y líneas de fluidalidad. En el contacto inferior con un nivel de fangolitas calcáreas con abundantes restos fósiles de invertebrados, la UVC presenta textura de sobre-enfriamiento. En este contacto también hay hialoclastitas monomícticas con escasa

matriz (Fig. 3.7 B). La UCV está cubierta por rocas sedimentarias (areniscas calcáreas – fangolitas; Fig. 3.5 B).

La facies coherente de esta unidad tiene textura porfírica con tamaño de grano medio (2 a 6 mm, Fig. 3.7 C). Hay sectores con amígdalas que tienen tamaños variables entre 1 y 3 mm y se encuentran en su mayoría rellenas con minerales secundarios. Algunos fenocristales de plagioclasas muestran zonación (6-10 % vol., 2-7 mm, Fig. 3.7 C, D), están fracturados y forman agregados tipo glomérulos; de manera subordinada hay anfíbol y biotita (Fig. 3.7 C) con exsoluciones de opacos (1 % vol.) y xenocristales de cuarzo (1-2 % vol., 0.3-2 mm). Están inmersos en una pasta con texturas pilotáxica y afanítica compuesta por microlitos de plagioclasa (65-90 % vol.) y óxidos de Fe-Ti. Los xenocristales de cuarzo muestran bordes de reacción discretos (Fig. 3.7 D). Hay micro-inclusiones de apatito en los fenocristales de plagioclasas.

3.4.2 Geocronología

Se seleccionaron tres muestras de rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto del distrito de Navidad para dataciones U-Pb AL-ICP-MS en cristales individuales de circón (Tabla 3.2).

Tres análisis puntuales en xenocristales de circón de la UVA definen una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $281,3 \pm 8,7$ Ma, con MSDW de 1,07 y una probabilidad de 0,34 (Fig. 3.8 A). Veintisiete análisis puntuales en circones de la UVB (Fig. 3.8 B) arrojaron una edad media de cristalización $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ de $173,9 \pm 1,9$ Ma, con un MSWD de 0,28 y una probabilidad de 0,95. Tres circones analizados de la misma muestra de la UVB dieron edades de 246,5, 218,1 y 201.3 Ma (Fig. 3.8 B) las cuales no se incluyeron en el cálculo de la edad. Trece análisis puntuales en circones de la UVC definen una edad media de

crystalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $170,8 \pm 3,0$ Ma, con un MSWD de 0,83 y probabilidad de 0,62 (Fig. 3.8 C).

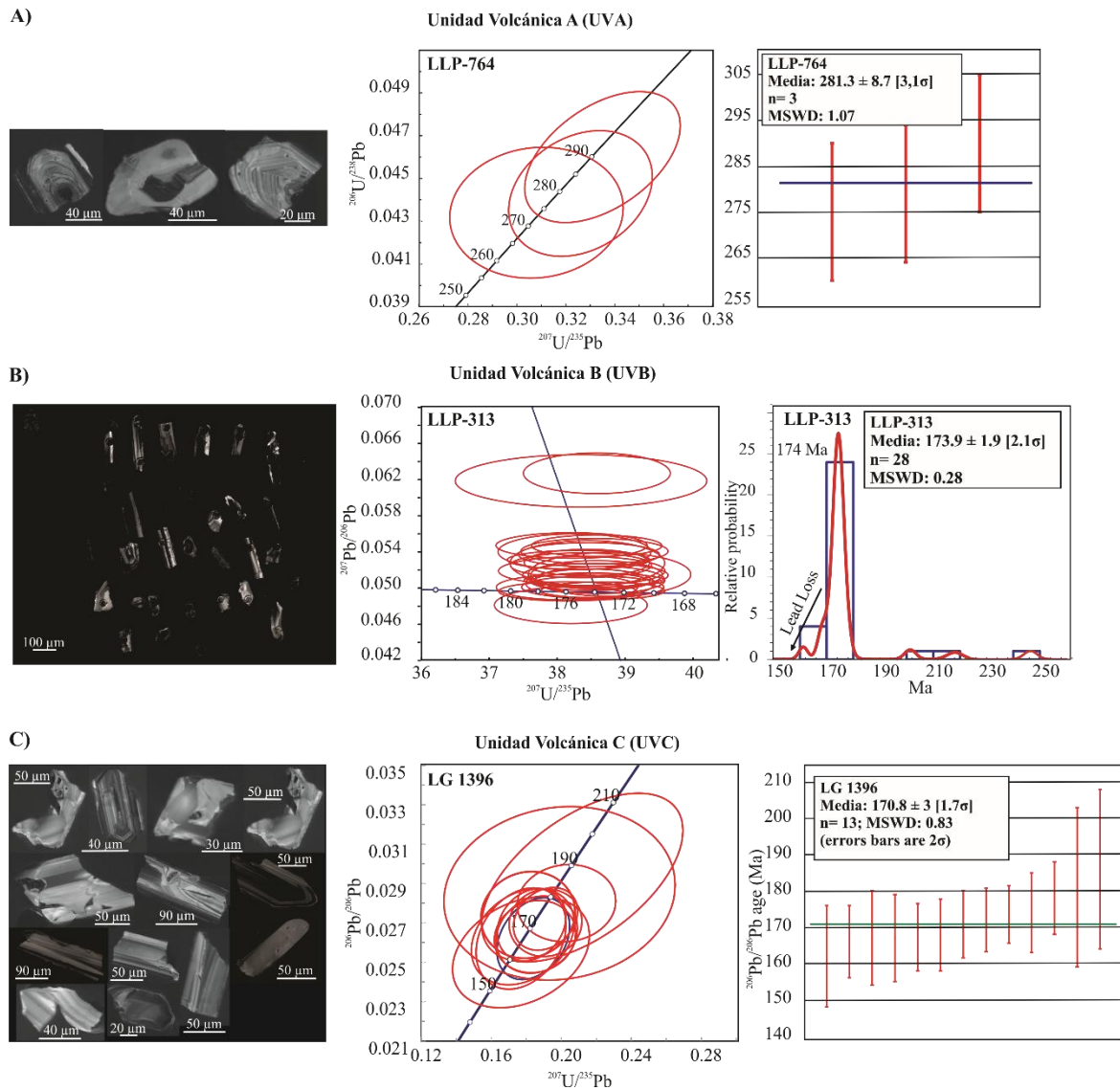


Figura 3.8. A) Curvas de concordia U-Pb convencionales y gráficos de edades con barras de error, indicando la edad media según datos del sistema $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la muestra LLP-764, representativa de la Unidad Volcánica A (UVA). B) Curvas de concordia Tera-Wasserburg U-Pb y diagramas de probabilidad de la muestra 10-1396 representativa de la Unidad Volcánica B (UVB). C) Curvas de concordia U-Pb convencionales y gráficos de edades con barras de error, indicando la edad media según datos del sistema $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de la muestra 08-764 representativa de la Unidad Volcánica C (UVC).

3.4.3 Geoquímica

Dieciocho análisis químicos representativos de las rocas volcánicas del distrito de Navidad se presentan en la Tabla 3.3. También se muestra la ubicación de los depósitos (Loma Galena, Loma Baritina, Valle Esperanza y Loma de La Plata), los sondajes y las

unidades volcánicas (UVA, UVB, y UVC) correspondientes a cada muestra analizada. A pesar de los esfuerzos para analizar las rocas menos alteradas, fue prácticamente imposible evitar los efectos de la alteración parcial de los fenocristales y la pasta a calcita, caolinita, clorita, adularia y cuarzo. La presencia de estos minerales de alteración modifica comúnmente los contenidos de K_2O , Na_2O , CaO y de los elementos litófilos de gran radio iónico (LILEs) en los que se basan los diagramas de clasificación comunes. Se analizaron petrográficamente las muestras para determinar el grado de alteración.

En base a la alta pérdida por ignición (LOI) (2,06 a 8,09%, en peso, [Tabla 3.3](#)) de la mayoría de los análisis de roca total realizados, los elementos mayoritarios se han vuelto a calcular sobre base anhidra ([Tabla 3.3](#)) y sólo las muestras con valores de LOI inferior a 4,5% se representaron en los diagramas de elementos mayoritarios ([Fig. 3.9](#)).

Las rocas de la UVA tienen los contenidos de SiO_2 más bajos, los cuales varían entre 52,76 y 58,47% (base anhidra). La UVB es la que presenta mayor proporción de SiO_2 que varía entre 63,62 y 65,33% (base anhidra). La UVC presenta contenidos de SiO_2 intermedios entre las unidades UVA y la UVB (55,8 y 61,54%, [Tabla 3.3](#)). En el diagrama de álcalis totales versus SiO_2 ([Fig. 3.9 A](#); [Irvine y Baragar, 1971](#)) las volcanitas de la Formación Cañadón Asfalto estudiadas definen una tendencia sub-alcalina. Según el diagrama del índice de saturación de alúmina (ASI total; [Maniar y Piccoli, 1989](#)), las muestras de las tres unidades volcánicas se ubican en el campo de las rocas metaluminosas ([Fig. 3.9 B](#)). En el diagrama de K_2O versus SiO_2 ([Fig. 3.9 C](#)), las muestras analizadas se ubican en los campos de andesita basáltica de alto-K (UVA), dacita de alto-K (UVB) y andesita de alto-K (UVC).

Las unidades volcánicas en Navidad tienen contenidos relativamente bajos de Ni (3,4-71,8 ppm) y Cr (2,05-10,26 ppm; [Tabla 3.3](#)). En los diagramas multi-elementales

normalizados a N-MORB (Fig. 3.10 A, Sun y McDonough, 1989) la mayoría de las rocas analizadas define un patrón caracterizado por una fuerte anomalía negativa de Nb y Ta con respecto a Th y un empobrecimiento de Y-Ti, similar al patrón que presentan los basaltos de arco calco-alcalinos (Pearce, 1996). Estas rocas también presentan una fuerte anomalía de Pb. Las rocas volcánicas de la UVC en Loma de la Plata presentan mayores contenidos de Ta que el resto las muestras analizadas y las rocas de la UVA

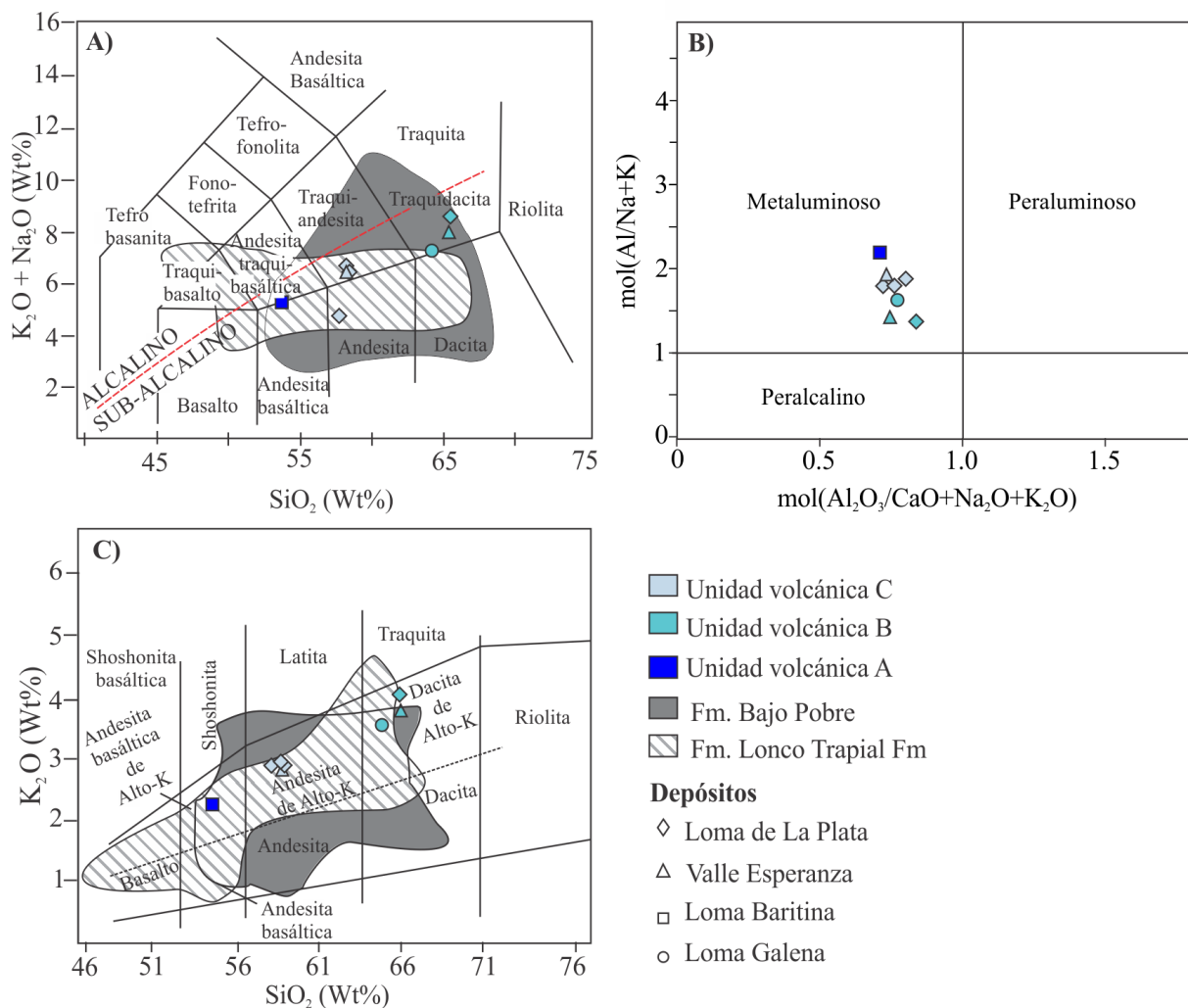


Fig. 3.9. **A)** Diagrama de clasificación álcalis totales versus SiO_2 (Irvine y Baragar, 1971) que muestra los campos alcalinos y subalcalinos. **B)** Diagrama del índice de saturación de aluminio (ASI total). **C)** K_2O versus SiO_2 (solo los análisis con LOI < 4.5 fueron considerados). Los campos de las rocas volcánicas de la formaciones Lonco Trapial (Dejonghe et al., 2002) y Bajo Pobre (Guido et al., 2006; Jovic, 2011; Permyu Vidal, 2014) se muestran en los diagramas A y C.

tienen contenidos más elevados de Zr y Ti. Los análisis de ETR en rocas de las tres unidades volcánicas normalizados a condrito (Sun y McDonough, 1989) se muestran en la figura 3.10 B. Todas estas unidades están enriquecidas en ETRL con respecto a ETRP y tienen patrones sub-horizontales a partir de las tierras raras medias (ETRM) hasta las pesadas (ETRP). Las rocas de la UVA tienen las mayores variaciones en La, que van desde 94 hasta 221 veces condrito. En las tres unidades volcánicas el contenido de Yb es similar (8,18 a 9,9 veces el valor de condrito) y muestran una anomalía negativa de Eu, con un valor medio Eu/Eu^* de 0,82. En el diagrama de Th, Hf, y Ta (Wood, 1980; Fig. 3.10 C) la mayoría de las muestras analizadas se ubican en el campo de los basaltos de arco, con relaciones de $Hf/Th < 3$, excepto cuatro muestras de la UVC del depósito Loma de La Plata, las cuales se ubican en el límite y fuera del campo de los basaltos de arco. La mayoría de las muestras analizadas tienen relaciones $La/Ta \geq 25$, sólo las muestras de la UVC tienen relaciones $La/Ta < 25$.

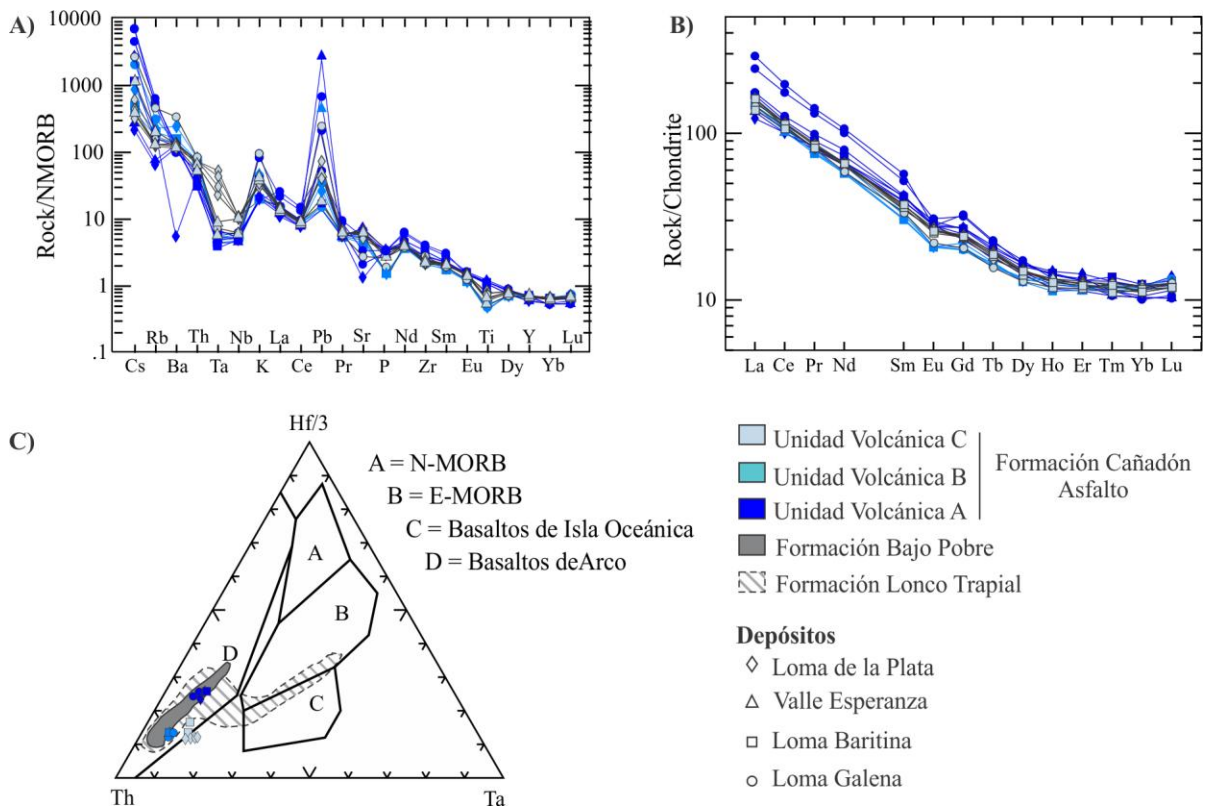


Figura 3.10. A) Diagramas de distribución de elementos traza en roca total normalizados a basaltos tipo N-MORB (Sun y Mc Donough, 1989). **B)** Diagramas de distribución de ETR normalizados a condrito (Sun y McDonough, 1989). **C)** Diagrama de discriminación tectónica Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980) para las rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto en el distrito de Navidad. Los datos geoquímicos de las rocas volcánicas de la Formación Lonco Trapial fueron tomados de Dejonghe et al. (2002) y los de la Formación Bajo Pobre de Guido et al. (2006), Jovic (2011) y Permuy Vidal (2014).

3.4.4 Isótopos radiogénicos (Sr, Nd, Pb)

Los datos de los isótopos radiogénicos Sr, Nd y Pb en las rocas de las tres unidades volcánicas estudiadas se muestran en la [Tabla 3.4](#).

La [figura 3.11 A](#) ilustra las composiciones isotópicas iniciales de las rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto en el distrito de Navidad. Las andesitas basálticas ricas en K de la UVA tienen relaciones isotópicas iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70417 y 0,70659 y valores de $\xi\text{Nd}_{(t)}$ de -5,3 y -4, respectivamente. Las dacitas y andesitas de alto-K de la UVB y UVC tienen composiciones isotópicas iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ uniformes y menos dispersas (0,70584 y 0,70601, respectivamente) que las rocas de la UVA, los valores de $\xi\text{Nd}_{(t)}$ son de -4,1 y -3,2 respectivamente.

Las composiciones isotópicas de Pb en las rocas volcánicas muestran relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 18,28 y 18,37, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 15,61 y 15,62 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 38,26 y 38,43. Los resultados se representan en diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ convencionales ([Fig. 3.12](#)) y se comparan con datos isotópicos de las unidades volcánicas de la Provincia Magmática Chon Aike.

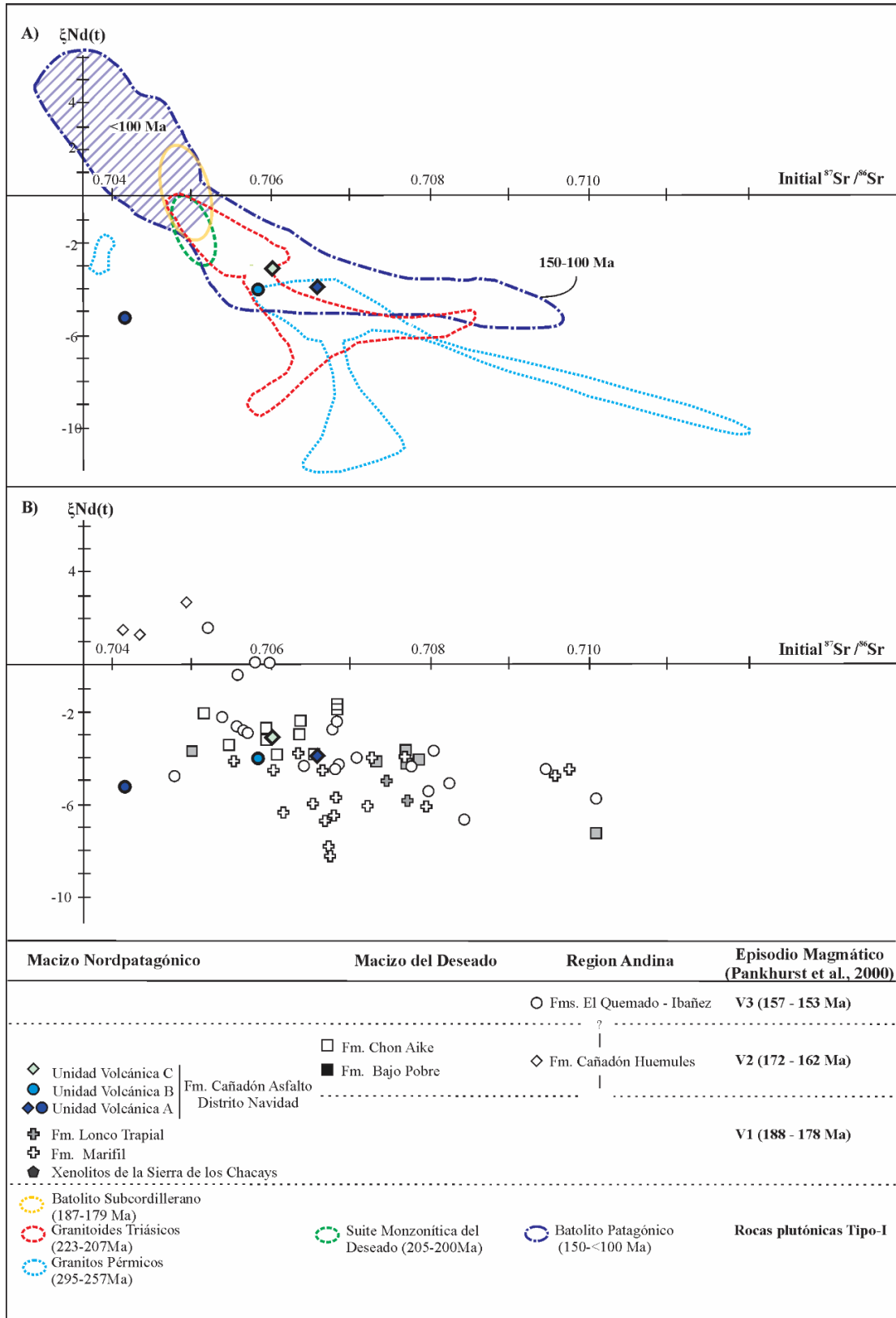


Figura. 3.11. A) Diagrama $\epsilon\text{Nd}(t)$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial en las rocas volcánicas analizadas y en unidades magmáticas del Pérmico-Triásico Tardío. Fuente de datos para los granitos de tipo I: Rapela et al. (1992), Rapela y Pankhurst (1996), Pankhurst et al. (1999) y Rapela et al. (2005). **B)** $\epsilon\text{Nd}(t)$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de las rocas volcánicas estudiadas y de las formaciones de la Provincia Magmática Chon Aike. Los datos de rocas volcánicas del Macizo Norpatagónico

(formaciones Lonco Trapial y Marifil) según Pankhurst y Rapela (1995) y Dejonghe et al. (2002). Los datos isotópicos de las rocas volcánicas del Macizo del Deseado (formaciones Chon Aike y Bajo Pobre) fueron extraídos de Rapela y Pankhurst (1995), Rapela et al. (2005) y Jovic (2009). Los datos isotópicos de las rocas volcánicas de la región andina (formaciones El Quemado e Ibañez) según Dejonghe et al. (2002), Parada et al. (1997).

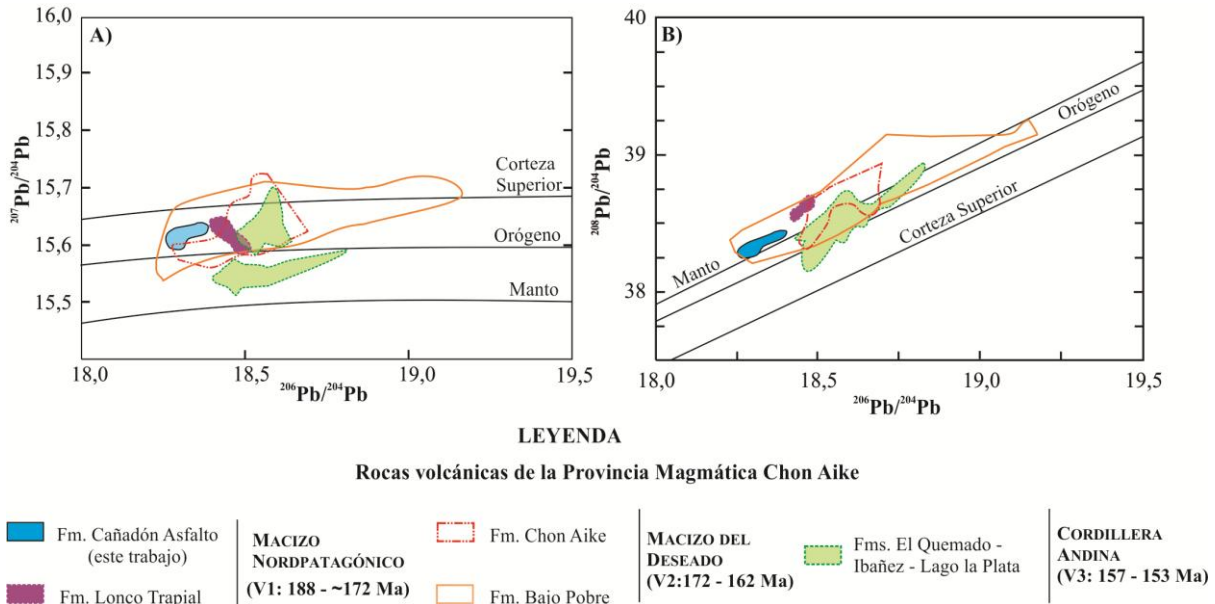


Figura 3.12. A) Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y B) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que muestran las relaciones isotópicas de las rocas volcánicas de la Fm. Cañadón Asfalto de Navidad y de otras unidades jurásicas. Los datos de la Formación Lonco Trapial según Dejonghe et al. (2002). Los datos isotópicos de las rocas volcánicas de las formaciones Bajo Pobre y Chon Aike según Moreira (2005), López et al. (2006) y Jovic (2009). Los datos isotópicos de las formaciones El Quemado e Ibañez según Dejonghe et al. (2002) y Parada et al. (1997). Los datos isotópicos de la Fm. Lago la Plata según Echaurren et al. (2017).

3.5 DISCUSIÓN

3.5.1 Mecanismos de emplazamiento y ambiente

Las rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Cañadón Asfalto (Stipanovic et al., 1968) que hospedan la mineralización polimetálica en Navidad son parte de la megasecuencia *J1* (formaciones Las Leoneras, Lonco Trapial y Cañadón Asfalto, Homovc et al., 1991; Figari y Courtade, 1993; Figari, 2005; Figari et al., 2015) que se depositó en varios depocentros de la cuenca Cañadón Asfalto a comienzos del Jurásico (Silva Nieto et al., 2007; Klinger et al., 2011; Figari et al., 2015). La sedimentación y la actividad

volcánica tuvieron lugar en un ambiente de *rift* continental (fluvial, lacustre, con vulcanismo asociado; Homovc et al., 1991; Figari y Courtade, 1993; Figari, 2005) con condiciones climáticas cálidas y relativamente húmedas, favorables para el desarrollo de la biodiversidad (Volkheimer et al., 2008; Cúneo et al., 2013). La extrusión de coladas de andesita basáltica, dacita y andesita, y la depositación de unidades volcanoclásticas intercaladas con los sedimentos lacustres en los principales depocentros, apuntan a una continua expansión y maduración gradual del sistema de *rift* (Figari et al., 2015). El espacio para la depositación y el suministro sedimentario fue controlado por el hundimiento diferencial de los bloques de la corteza limitados por fallas, relacionado al ambiente extensional a transtensional y a la subsidencia tectónica y térmica (Ranalli et al., 2011).

En el distrito de Navidad, las rocas volcánicas se presentan como cuerpos laminares con textura coherente, en su mayoría concordante con los niveles sedimentarios intercalados. En condiciones sub-aéreas, las coladas están rodeadas por autobrechas (Mc Phie et al., 1993; Riggs y Carrasco-Núñez, 2004). Esta facies está representada en el depocentro de Navidad y fue descrita en las 3 unidades volcánicas presentes en los depósitos Loma Galena, Loma Baritina (Fig. 3.3 A, B) y Valle Esperanza (Fig. 3.5 A). En ambientes sub-ácueos, esta facies autoclástica presenta una naturaleza hialoclastítica, generada por la fragmentación intensa por sobre-enfriamiento de la lava en contacto con cuerpos de agua y/o interacción con sedimentos húmedos sin consolidar (Stewart y McPhie, 2003). Algunas de las rocas volcánicas del depósito Loma de la Plata (Figs. 3.5 B, 3.7 B) muestran facies de hialoclastitas intercaladas, lo que sugiere que estas unidades consisten probablemente de múltiples flujos de lava depositados en un ambiente subácueo. Por otra parte, las peperitas (Figs. 3.4 C, 3.5 B;

Skilling et al., 2002) formadas de la mezcla caótica de magmas y fangolitas, están presentes, en ocasiones, en la base de los flujos volcánicos estudiados. Texturas de hialoclastita y peperita se observaron sólo en el depósito Loma de la Plata. Estas texturas se interpretan como formadas por la interacción de lavas y sedimentos húmedos no consolidados durante el emplazamiento de los flujos de lava (Skilling et al., 2002). Ambos tipos de facies son típicas de brechamiento autoclástico del magma/lavas en presencia de agua y se consideran un indicador robusto de contemporaneidad de la actividad volcánica y la sedimentación (Skilling et al., 2002).

3.5.2 Geocronología

Las edades de los tres circones analizados de la muestra 08-764 correspondiente a la UVA ($281,3 \pm 8,7\text{Ma}$, Fig. 3.8 A; Tabla 3.2) se interpretan como xenocristales derivados del basamento de la región. Estas edades sugieren que los magmas que formaron las volcanitas jurásicas (Formación Cañadón Asfalto) interactuaron con las rocas de edad pérmica. Edades similares fueron obtenidas en circones procedentes de un nivel tobáceo en la base de la Formación Cañadón Asfalto en la localidad de Cerro Bayo ($\sim 42^\circ 16'S, 69^\circ 16'O$; edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre $285,84\text{ Ma}$ y $282,77\text{ Ma}$) donde también fueron consideradas como edades correspondientes a xenocristales de circón (Cúneo et al., 2013). Las intrusiones pérmicas más antiguas en la región corresponden a la 'Tonalita Túnel en Río Chico, que arrojó una edad U/Pb de $295 \pm 2\text{Ma}$ (Pankhurst et al., 2006) y fue datada previamente en $286 \pm 13\text{Ma}$, MSWD= 39 por Varela et al. (2005), la granodiorita Laguna del Toro, que aflora en cercanías al pueblo de Gastre (Fig. 2.2; capítulo 2; $294 \pm 3\text{Ma}$, Pankhurst et al., 2006, previamente datada como carbonífera por Rapela et al., (1992), el granito Navarrette ($281 \pm 3\text{Ma}$, Pankhurst et al., 2006) y una

migmatita muscovítica al oeste de la Sierra de Mamil Choique (281 ± 2 Ma, [Pankhurst et al., 2006](#)). Los granitos pérmicos se encuentran ampliamente distribuidos en el Macizo Norpatagónico y representan un episodio magmático híbrido que involucró fusión a lo largo de una sección de la corteza ([Pankhurst et al., 2006](#)). La naturaleza voluminosa y generalizada de este magmatismo se atribuyó al gran ascenso de calor en la corteza seguido de la ruptura de la placa subductada como consecuencia de una colisión continental que se inició en el Carbonífero ([Pankhurst et al., 2006](#)).

Las edades U-Pb AL-ICP-MS de la UVB ($170,8 \pm 3,0$ Ma) y de la UVC ($173,9 \pm 1,9$ Ma) son más jóvenes que las obtenidas en cristales de circón de tobas intercaladas en coladas basálticas de la base de la Formación Cañadón Asfalto, en la localidad de Cerro Cóndor ($43^{\circ}29'S$, $69^{\circ}07'O$, edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $178,766 \pm 0,092 / 0,13 \ 0,23$ Ma; [Cúneo et al., 2013](#)). Son también más jóvenes que la edad obtenida por encima de la base de la Formación Cañadón Asfalto en el depocentro Cerro Bayo Chico ($\sim 42^{\circ}16'S$, $69^{\circ}16' O$) (edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $176,15 \pm 0,12 / 0,15 / 0,24$ Ma; [Cúneo et al., 2013](#)). A su vez, la edad obtenida para la UVC ($173,9 \pm 1,9$ Ma) se solapa dentro del error con la edad precisa de $176,15 \pm 0,12$ Ma obtenida por U-Pb ID-TIMS para la Formación Cañadón Asfalto en Cerro Bayo Chico ([Cúneo et al., 2013](#)). Estos datos indican que las unidades volcánicas identificadas en este estudio fueron extruidas cerca de la transición Jurásico Temprano - Medio ($174,1 \pm 1$ Ma).

Otras edades más antiguas fueron registradas en las rocas basálticas de Loma de La Plata (246,5, 218,1 y 201,3 Ma, [Tabla 3.2](#)) y también se consideran edades de xenocristales resultado de la interacción de estos magmas con rocas del Triásico Medio a Tardío del Batolito de la Patagonia Central ([Fig. 2.2, capítulo 2](#); Superunidad Gastre: Rb/Sr $\sim 222 \pm 3$ Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \sim 213 \pm 5$ Ma; [Zaffarana et al., 2014](#); edad U-Pb en

circones de 221 ± 2 Ma, [Rapela et al., 2005](#); Superunidad Lipetrén con edades Rb/Sr de $206,4 \pm 5,3$ y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 206 ± 4 Ma, [Zaffarana et al., 2014](#); Rb/Sr ~ 208 Ma, [Rapela et al., 1991, 1992](#)).

Está bien documentado que los centros volcánicos de la Provincia Magmática Chon Aike en la región Patagónica migraron desde el sector noreste en el Jurásico Temprano (episodio volcánico V1), al sur de la Patagonia en el Jurásico Medio (episodio volcánico V2) y, finalmente, durante el Jurásico Tardío se trasladaron a la Cordillera de los Andes (episodio volcánico V3) ([Féraud et al., 1999](#); [Pankhurst et al., 2000](#) y referencias allí citadas).

Las tres unidades volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto analizadas en este capítulo extruyeron entre los episodios volcánicos V1 y V2 propuestos por [Pankhurst et al. \(2000\)](#). Las edades U-Pb de $173,9 \pm 1,9$ Ma (UVC) y $170,8 \pm 3$ Ma (UVB) sugieren que la actividad volcánica en el depocentro Navidad (Cuenca Cañadón Asfalto) se produjo luego del vulcanismo V1 situado en el Macizo Norpatagónico y se solapa parcialmente en el tiempo con las primeras erupciones del vulcanismo V2 ocurridas en el Macizo del Deseado, tal como indican las edades obtenidas en andesitas basálticas ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en plagioclasa de 177 ± 4 ; [Guido et al., 2006](#)) y en andesitas (Rb/Sr en roca total de 173 ± 8 ; [Tessone et al., 1999](#)) de la Formación Bajo Pobre ([Fig. 2.1, capítulo II](#)). Por lo tanto, la localización y edades de la actividad volcánica de la Formación Cañadón Asfalto en el distrito Navidad se correlacionan con el sentido de la migración y las edades establecidas para los episodios volcánicos del Jurásico en la Patagonia ([Pankhurst et al., 1998, 2000](#); [Riley et al., 2001](#)).

3.5.3 Geoquímica y ambiente tectónico

Las andesitas basálticas, dacitas y andesitas de alto-K de la Formación Cañadón Asfalto en el distrito Navidad son sub-alcalinas, metaluminosas y con afinidad calcoalcalina (Fig. 3.9 A, B, C). Las muestras analizadas presentan firmas geoquímicas características y/o similares a los basaltos de arco volcánico: Rb, Ba y Th enriquecidos respecto a los elementos HFS (Ta, Nb) y a las tierras raras livianas (LREE; p.ej. La y Ce), altos contenidos de elementos incompatibles, empobrecimiento en Y-Ti y anomalías de Nb-Ta (Fig. 3.10 A, B; Pearce, 1996). La relación La/Ta de las muestras de la UVA y UVB es mayor a 25, similar a las rocas de arco volcánico del sur de la Cordillera Andina (Hickey et al., 1986; Kay et al., 2005). Solo las rocas de la UVC en el depósito Loma de la Plata tienen relaciones La/Ta inferiores a 25, lo cual sugiere afinidades de intraplaca para los basaltos analizados de este depósito. Tendencias similares se observan en el diagrama de discriminación tectónica de la Figura 3.10 C.

Rapela et al. (2005) han documentado la migración hacia el oeste de los cinturones magmáticos mesozoicos de tipo I en el margen Proto-Pacífico de Gondwana. Esta migración evolucionó desde cinturones oblicuos dominados por rocas de composición félsica a intermedia que caracterizaban los últimos estadios de Gondwana, hacia los típicos arcos andinos de orientación N-S con abundantes rocas máficas. Las evidencias de esta migración son: a) la edad Triásico Tardío (221 ± 2 a 202 ± 2 Ma; Pankhurst et al., 1993) y la orientación NO-SE del Batolito de la Patagonia Central (Fig. 2.1, capítulo II), b) la edad Jurásico Inferior (185 ± 2 a 181 ± 2 Ma; Rapela et al., 2005) y la orientación NNO-SSE del Batolito Subcordillerano (Fig. 2.1, capítulo II) y c) la orientación N-S del Batolito Patagónico en la región de la Patagonia Norte (Fig. 2.1, capítulo II) cuyas rocas más antiguas son del Jurásico Superior (González Díaz, 1982; Rapela y Kay, 1988; Bruce et al.,

1991; Martin et al., 2001; Suarez y de la Cruz, 2001, Rolando et al., 2002). Estos cinturones rocosos indican la migración en el sentido de las agujas del reloj de los arcos magmáticos y de la zona de subducción en el margen proto-Pacífico del SO de Gondwana, que comenzó antes de la ruptura inicial en el Jurásico temprano (~180 Ma; Storey, 1995).

En este contexto, las edades ($173 \pm 1,9$ Ma y $170,8 \pm 3$ Ma) obtenidas para las rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto en el depocentro Navidad coinciden con un período de cese de la actividad plutónica hacia el oeste, probablemente vinculado a extensión de la corteza y al desarrollo de cuencas continentales (Silva Nieto et al., 2007; Klinger et al., 2011; Figari et al., 2015). El magmatismo de composición andesita basáltica, andesita a dacita de alto K y la presencia de peperitas y otras facies volcánicas que resultan de la interacción magma-sedimentos (hialoclastitas) en la secuencia volcano-sedimentaria jurásica, son evidencias de un ambiente relacionado a *rift*. De acuerdo a Rapela et al. (2005) estas volcanitas se formaron en un ambiente de retroarco, en un período de retroceso diferencial de la zona de subducción (*differential roll back subduction*) que produjo un régimen tectónico transtensional y la rotación del arco magmático en sentido horario. Según estos autores esta hipótesis explicaría los 650 km de migración hacia el SO del magmatismo entre los episodios V1 y V3. Estudios paleomagnéticos (Somoza et al., 2008), estructurales y palinspásticos (Japas et al., 2013) también sugieren una rotación en sentido horario de Patagonia entre el Jurásico Inferior y el Superior.

La geoquímica de arco observada en las rocas volcánicas de Navidad podría ser heredada y explicada por asimilación de rocas de la corteza en los magmas jurásicos. La anomalía negativa de Nb (Ta) puede ser adquirida en suites toleíticas relacionadas a

ambientes de *rift* por asimilación de corteza continental superior. La mayoría de las rocas en la corteza continental están enriquecidas en Rb, Ba, Th, K y LREE pero empobrecidas en el elemento incompatible Nb. Por lo tanto, la asimilación de corteza superior en un magma carente de la anomalía negativa de Nb (p. ej. típicos magmas toleíticos relacionados a ambientes de *rift* volcánico y pulsos menores con características tipo OIB) genera enriquecimientos distintivos de Rb, Ba, Th, K y LREE, pero no de Nb o Ta, dando lugar a patrones en los diagramas de multi-elementos normalizados con fuertes anomalías negativas de Nb (Ta). Esta hibridización de los magmas también queda evidenciada por la presencia de xenolitos en la UVB, xenocristales de cuarzo en las UVA y UVC (asimilación y/o mezcla) y xenocristales de circón (asimilación) (así como los datos isotópicos de Sr, Nd que se analizan en la siguiente sección). Estas características se presentan en muchos basaltos continentales, tales como Karoo ([Jourdan et al., 2007](#)) y la Provincia Magmática de Atlántico Central ([Merle et al., 2014](#)).

El bajo contenido de Ni (3,4 a 71,8 ppm) y Cr (02/05 a 10/26 ppm; [Tabla 3.3](#)) en las rocas de la Formación Cañadón Asfalto también indica que los magmas son muy diferentes a los fundidos derivados de un manto primitivo y fortalece la hipótesis de la evolución a través de la cristalización fraccionada y de la asimilación de la corteza.

Las rocas analizadas de la Formación Cañadón Asfalto junto con las rocas volcánicas de las formaciones Lonco Trapial, Bajo Pobre y Cañadón Huemules ([Fig. 2.1, capítulo II](#)), constituyen las rocas máficas e intermedias cogenéticas y subordinadas de la Provincia Magmática Chon Aike, una de las mayores provincias riolíticas del mundo ([Pankhurst et al., 2000](#)). Por tal motivo, el siguiente análisis ofrece una comparación entre las rocas volcánicas del Jurásico de la región del distrito Navidad con las rocas

volcánicas menos diferenciadas de esta provincia: las coladas andesíticas de la Formación Lonco Trapial (Dejonghe et al., 2002) y las andesitas, ignimbritas y rocas porfíricas de composición andesítica a dacítica de la Formación Bajo Pobre (Pankhurts y Rapela, 1995; Jovic, 2009; Guido et al., 2006; Permuy Vidal, 2014).

Las rocas volcánicas de las formaciones de Lonco Trapial y Bajo Pobre tienen contenidos de SiO₂ y K₂O similares a las rocas analizadas de la Formación Cañadón Asfalto (Fig. 3.10 C). En el diagrama Hf-Th-Ta, la mayoría de las muestras de las 3 formaciones se ubican en el campo de basalto de arco (Fig. 3.11 C). Sin embargo, algunas muestras de la Formación Lonco Trapial y las muestras de la UVC extraídas del depósito de Loma de la Plata se desvían hacia el campo de los basaltos de intraplaca (Fig. 3.11 C). En la Antártida, los miembros finales de basaltos jurásicos formados en el retroarco fueron subdivididos en tres grupos geoquímicos en base a la abundancia de elementos traza: toleíticos de arco islándico, basaltos tipo MORB enriquecidos y basaltos calcoalcalinos (Storey et al., 1992; Wever y Storey, 1992). Este es también probablemente el caso de las rocas volcánicas de las formaciones Lonco Trapial y Cañadón Asfalto, con unidades basálticas toleíticas y enriquecidas.

Los elementos traza y ETR de estas tres formaciones muestran patrones similares, característicos de ambientes de arco volcánico (Fig. 3.13 A, B). Reflejan, además, una fuente de manto enriquecida con elementos litófilos de gran radio iónico (LILE - Cs, K, Rb, Sr, Ba), Th y a menudo también en ETRL (p.ej. La, Ce). Una disminución relativa de los elemento HFS (p.ej. Nb, Ta, Zr) y de Ti es también evidente. Los patrones de los ETRM y ETRP son relativamente horizontales y junto con las anomalías negativas de Eu en todas las unidades volcánicas sugieren fraccionamiento de anfíbol, plagioclasa y

piroxeno. A pesar de los patrones de elementos traza similares, los contenidos de ETRL (La, Sm) en las rocas volcánicas de Navidad son 2-3 veces mayores que los

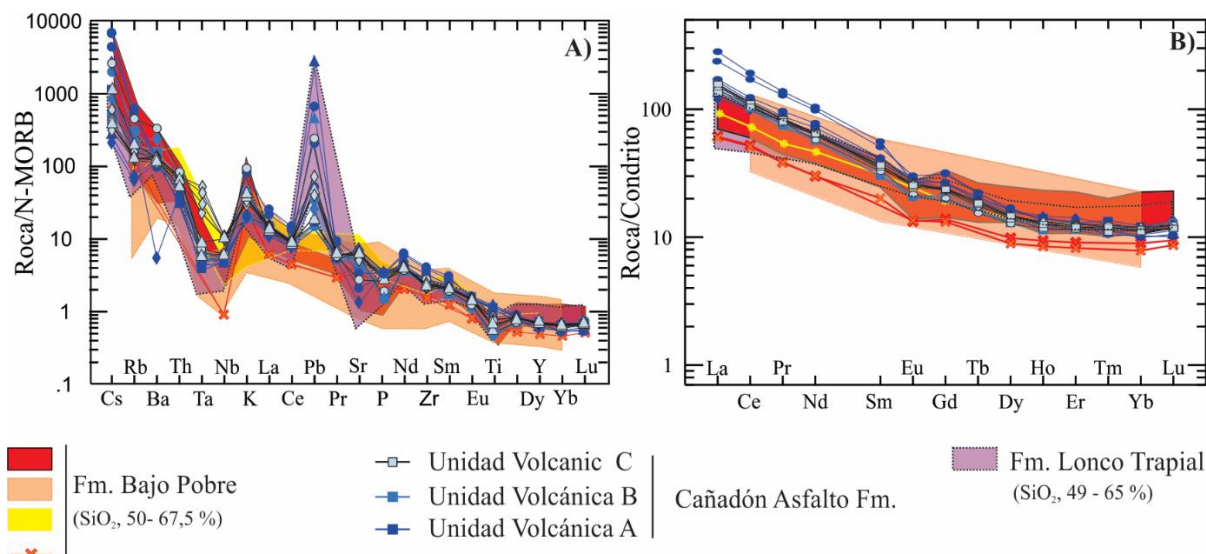


Figura 3.13. A) Comparación de los contenidos de elementos traza en rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto del distrito Navidad (este trabajo) con otras volcanitas jurásicas de la Patagonia normalizados a N-MORB (Sun y McDonough, 1989) y **B)** a condrito. El campo para la Formación Bajo Pobre según Pankhurst y Rapela (1995), Guido et al. (2006), Jovic (2009) y Permuy Vidal (2014). El campo de la Formación Lonco Trapial según Dejonghe et al. (2002).

presentes en las formaciones Bajo Pobre y Lonco Trapial (Fig. 3.13 B). Tales anomalías, sin embargo, también pueden ser características de ambientes de subducción a través de asimilación de corteza (Arndt y Jenner, 1986; Sun et al., 1989; Green et al., 2000). No obstante, los mayores contenidos de ETRL están en las rocas de la UVA (andesitas basálticas de alto K) con los valores de LOI más altos, lo cual sugiere enriquecimiento por procesos hidrotermales.

Las anomalías positivas de Pb (desde 4.8 a 36 ppm) en las muestras de las formaciones Cañadón Asfalto y Lonco Trapial sugieren asimilación-contaminación con corteza superior. Los contenidos de Pb muy altos en dos muestras analizadas de la Formación Cañadón Asfalto (162 y 914 ppm Pb, muestras VE-475 y LG447; Tabla 3.2), podrían obedecer a la incorporación de este elemento por actividad hidrotermal, dado

que estas muestras también tienen valores de LOI muy altos. La información geoquímica publicada de la Formación Bajo Pobre no incluye contenidos de Pb.

3.5.4 Fuentes de los magmas

En la [figura 3.11](#) las composiciones isotópicas iniciales de las rocas volcánicas de la formación Cañadón Asfalto (UVA, B, y C) del distrito Navidad se comparan con los datos obtenidos en granitoides del Paleozoico Superior y del Mesozoico de la Patagonia ([Fig. 3.11 A; Rapela et al., 2005; Pankhurst et al., 2006](#)) y también con los datos de rocas volcánicas (episodios V1, V2, V3) de la Provincia Magmática Chon Aike del Jurásico ([Fig. 3.11 B; Pankhurst et al., 2000](#)).

El episodio V1 (Formación Marifil) se interpreta como producto de fundidos de paragneisses de la corteza superior y edad Grenvilliana mezclados con un magma isotópicamente uniforme en cámaras magmáticas de zonas corticales poco profundas (corteza superior) que generaron la erupción de grandes cantidades de rocas volcánicas con afinidades de intraplaca ([Pankhurst et al., 2000; Riley et al., 2001](#)). El episodio V2 se ha atribuido a la fusión de corteza superior debido a la propagación de la pluma del manto vinculada a los basaltos de Karoo, y se considera el resultado de la asimilación-cristalización fraccionada de un magma isotópicamente uniforme en cámaras magmáticas desarrolladas en la corteza superior ([Pankhurst et al., 2000; Riley et al., 2001](#)). Las rocas ígneas del episodio V3 muestran influencias geoquímicas de un margen activo y se consideran productos de arcos volcánicos vinculados a procesos de subducción a lo largo del margen occidental de la Patagonia ([Pankhurst et al., 2000; Riley et al., 2001](#)).

Las andesitas basálticas y andesitas con alto-K de la UVA tienen relaciones isotópicas iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,70417-0,70659) y valores $\xi\text{Nd}_{(t)}$ entre -5,3 y -4. Las dacitas y andesitas con alto K de la UVB y UVC tienen composiciones isotópicas iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70584-0,70601 y $\xi\text{Nd}_{(t)}$ de -4.1 a -3.2. Las relaciones isotópicas iniciales de las 3 unidades volcánicas son similares a la de los granitos Pérmicos y Triásicos del Macizo Norpatagónico, a los granitoides del Batolito Patagónico y a las rocas volcánicas de las formaciones Lonco Trapial (V1), Chon Aike y Bajo Pobre (V2, [Pankhurst y Rapela 1995](#); [Jovic, 2009](#)) y El Quemado e Ibáñez (V3, [Parada et al., 1997](#); [Dejonghe et al., 2002](#)) ([Fig. 3.11 B](#)).

Las edades U/Pb de 281.3, 246.5, 218.1, y 201.3 Ma obtenidas en los xenocristales de circones de las rocas de Navidad son consistentes con xenocristales provenientes del basamento Permo-Triásico ampliamente representado en la región. La presencia de estos xenocristales en las volcanitas (además de los xenocristales de cuarzo descritos en la UVA y UVC y los enclaves máficos de la UVB) son evidencias de asimilación de rocas corticales en los magmas de la suite volcánica jurásica en el depocentro de Navidad.

El diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de la [figura 3.12](#) muestra los campos definidos por las proyecciones de los datos isotópicos de Pb de las rocas de Navidad y de otras formaciones jurásicas de la Patagonia ([Parada et al., 1997](#), [Schalamuk et al., 1997](#); [Moreira, 2005](#); [Dejonghe et al., 2002](#), [López, et al., 2006](#); [Jovic et al., 2011](#)). Las rocas volcánicas de Navidad tienen un rango de valores isotópicos de Pb relativamente restringido y se ubican cerca de la curva del orógeno de [Zartman y Doe \(1981\)](#), lo cual sugiere una mezcla de dos fuentes de Pb, con contribución de manto y corteza. Las rocas de Navidad carecen de altos valores de ^{207}Pb , y esto refleja que el magma parental evolucionó aislado de corteza radiogénica muy antigua ([Tosdal et al., 1999](#)).

En general las rocas de los episodios volcánicos V1, V2 y V3 muestran un incremento de la razón $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ con el tiempo (Fig. 3.12). Las razones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ aumentan progresivamente desde el NE al SO (desde V1 a V3) y reflejan variaciones en la fuente del Pb mientras el vulcanismo migraba en sentido horario durante el Jurásico.

En el Macizo del Deseado, las relaciones isotópicas de Pb de las formaciones Bajo Pobre y Chon Aike del episodio V2, definen dos tendencias diferentes que cortan las curvas del orógeno y de la corteza superior, sugiriendo que la fuente del Pb proviene de una mezcla de material de la corteza continental superior con menor cantidad de material del manto y de la corteza inferior (Schalamuk et al., 1997; Moreira, 2005; López et al., 2006; Jovic, 2009). Las rocas de la Formación Bajo Pobre definen un campo muy amplio que se extiende hacia altas relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.13$, Moreira 2005). Estos valores podrían indicar alto grado de asimilación de las rocas de caja o bien que las razones de Pb inicial fueron modificadas por procesos hidrotermales que incorporaron U o Th o intercambiaron Pb (Moreira, 2005).

3.6 CONCLUSIONES

Las rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto en el distrito de Navidad junto con las volcanitas de la Formación Lonco Trapial, forman parte de un episodio distintivo de la Provincia Magmática Chon Aike, caracterizado por series de alto-K y amplio rango de contenidos de SiO_2 que incluye abundantes andesitas y basaltos. En el distrito Navidad, las rocas de la Formación Cañadón Asfalto fueron extruidas durante la transición Jurásico Temprano-Medio, con posterioridad al episodio V1 (Jurásico Temprano) registrado en el Macizo Norpatagónico (Fig. 3.14 A) y se superponen parcialmente en el tiempo con las primeras erupciones del episodio V2 en el Macizo del

Deseado. Estas edades coinciden con un período de inactividad plutónica al SO del supercontinente Gondwana y el desarrollo en el antepaís de cuencas continentales como la de Cañadón Asfalto (Fig. 3.14 B).

Las firmas de arco observadas en las rocas volcánicas de Navidad pueden ser explicadas por asimilación de corteza superior en los magmas jurásicos (Fig. 3.14 C). Esta posible adquisición de la señal de arco por contaminación cortical también queda evidenciada por la presencia de xenocristales de cuarzo en la UVA y UVC, enclaves máficos en la UVB, xenocristales de circones de edades pérmica y triásica y por las firmas isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ similares a las documentadas para los granitoides pérmicos del Macizo Norpatagónico. Las relaciones isotópicas de Pb similares de las Formaciones Lonco Trapial y Cañadón Asfalto sugieren que estas rocas evolucionaron posiblemente a partir de una misma fuente con afinidad mantélica. Las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en las rocas volcánicas jurásicas aumentan con el tiempo, desde el episodio volcánico V1 a los episodios volcánicos V2 y V3 de la Provincia Magmática Chon Aike de la región Patagónica, reflejando variaciones en la fuente del Pb radiogénico mientras los centros volcánicos migraban hacia el margen proto-Pacífico de Gondwana.

Las relaciones de facies y geometrías de las unidades volcánicas coherentes y autoclásticas de composiciones intermedia a máfica identificadas en la Formación Cañadón Asfalto sugieren que el volcanismo fue contemporáneo con la sedimentación en un ambiente lacustre. Las coladas de andesitas basálticas, andesitas a dacitas de alto K, con techos y pisos autobrechados fueron extruidas en condiciones sub-aéreas, mientras que las hialoclastitas y peperitas señalan interacción de lavas con agua y/o sedimentos no consolidados saturados en agua, durante el relleno del depocentro Navidad (Fig. 3.14 D). Durante el Cretácico Tardío - Paleógeno, la configuración plana de la zona de

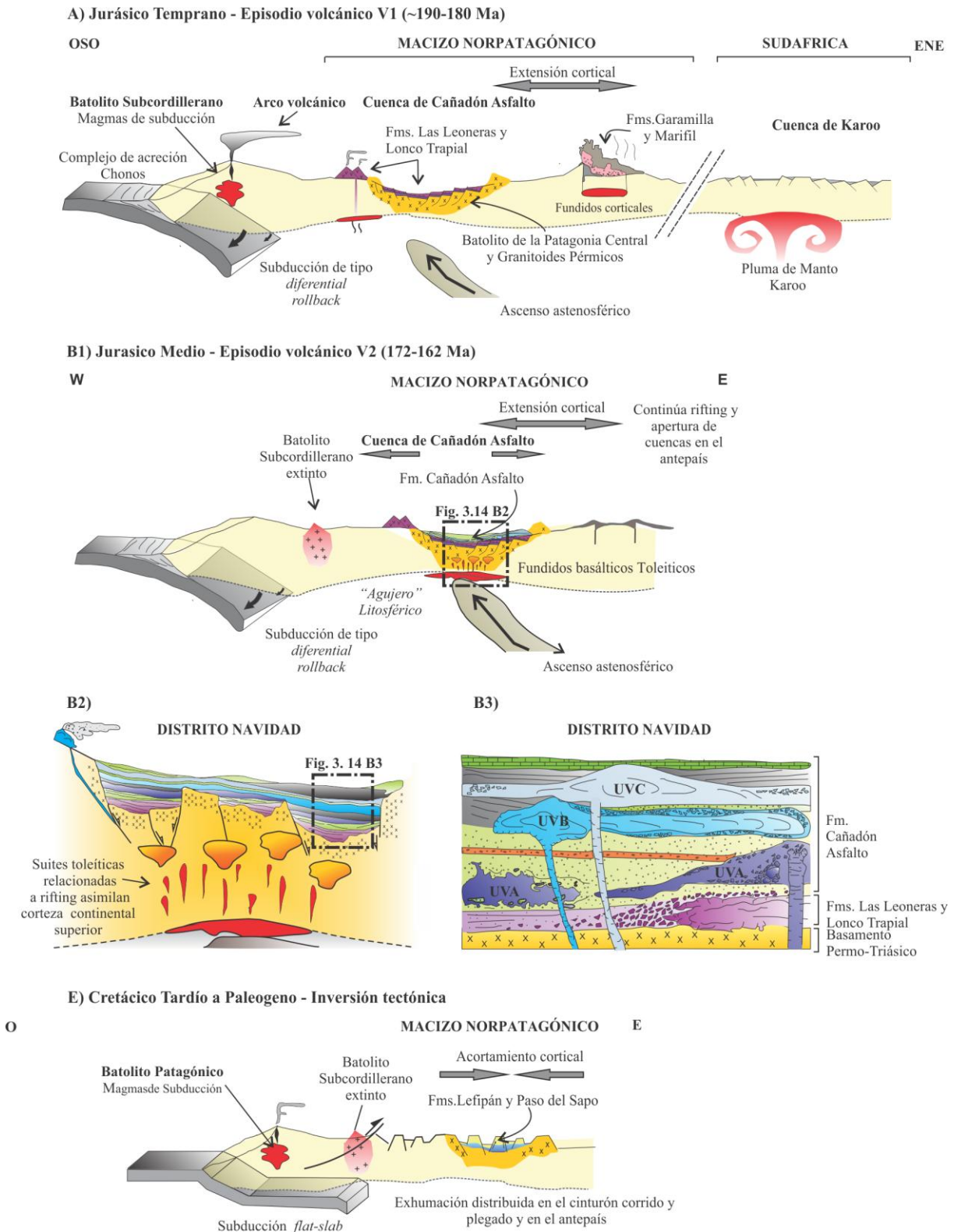


Figura 3.14: Evolución tectónica y magmática de la Cuenca Cañadón Asfalto durante el Jurásico - Paleógeno. **A)** La actividad ígnea generalizada del evento volcánico V1 se asoció a un régimen tectónico extensional. Magmatismo de la provincia ígnea Karoo-Ferrar contemporáneo con la fusión cortical (Fms. Marifil y Garamilla) en el margen proto-Atlántico (Pankhurst et al., 2000), con el Batolito Subcordillerano en el margen proto-Pacífico de Gondwana (Rapela et al., 2005) y con el inicio de la extensión cortical y relleno de la cuenca de Cañadón Asfalto (Figari et al., 2016, Echaurren et al., 2017). El Batolito de la

Patagonia Central constituyó el basamento de la cuenca de Cañadón Asfalto. **B)** Durante el episodio V2, cese de la actividad magmática de la pluma de manto de Karoo y en el margen suroeste de Gondwana, generó ascenso astenosférico en el retroarco. Los fundidos de basaltos toleíticos ascienden del manto superior, mientras continúa la apertura y el relleno volcano-sedimentario de la Cuenca de Cañadón Asfalto. **C)** En el distrito Navidad, rocas de la corteza fueron asimiladas en los magmas toleíticos. **D)** Se generaron facies hialoclastítica y peperítica como resultado de la interacción y mezcla de magma con sedimentos saturados con agua y no-litificados. Las coladas que extruyeron en medio sub-aéreo presentan facies autobrechada en techo y piso. **E)** La subducción plana de la placa en el margen O durante el Cretácico Tardío - Paleógeno produjo acortamiento, inversión tectónica y exhumación en el cinturón corrido y plegado y en el antepaís ([Savignano et al., 2016](#)).

subducción al oeste, condujo a una deformación regional tanto de la zona del arco volcánico como del antepaís ([Savignano et al., 2016](#)) afectando los depósitos volcano-sedimentarios del distrito de Navidad en la Cuenca Cañadón Asfalto ([Fig. 3.14 E](#)).

3.7 REFERENCIAS

- Arndt, N.T. and Jenner, G.A., 1986. Crustally contaminated komatiites and basalts from Kambalda, Western Australia. *Chemical Geology* 56, 229-255
- Bilmes, A., Veiga, G.D., Franzese, J.R., 2013. Relleno Intermontano En El País Fragmentado Patagónico: Evolución Neógena De La Cuenca De Gastre. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 71 (3), 311-330.
- Bruce, R.M., Nelson, E.E, Weaver, S.G., Lux, D.R., 1991. Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; Constraints on magmatic arc development. *Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America Special Papers* 265, 1-12
- Chang, Z., Vervoort, J. D., McClelland, W. C., y Knaack, C. 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(5).
- Chiaradia, M., Merino, D., Spikings, R., 2009. Rapid transition to long-lived deep crustal magmatic maturation and the formation of giant porphyry-related mineralization (Yanacocha, Peru). *Earth and Planetary Science Letters* 288 (3-4), 505-515.
- 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.
- Dejonghe, L., Darras, B., Hughes, G., Muchez, P., Scoates, J., Weis, D., 2002. Isotopic and fluid-inclusion constraints on the formation of polymetallic vein deposits in the central Argentinian Patagonia. *Mineralium Deposita* 37 (2), 158-172.
- DePaolo, D. J., Linn, A. M., Schubert, G. 1991. The continental crustal age distribution: Methods of determining mantle separation ages from Sm-Nd isotopic data and application to the southwestern United States. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 96(B2), 2071-2088.
- Dickinson, W. R., y Gehrels, G. E. (2003). U-Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications. *Sedimentary Geology*, 163(1), 29-66.
- 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.
- Echaurren, A., Oliveros, V., Folguera, A., Ibarra, F., Creixell, C., Friedrich, L., 2017 Andean tectonomagmatic stages in north Patagonia: insights from field and geochemical data. *Journal of the Geological Society*.
- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M., 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar 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.
- 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. y Courtade, S.F., 1993. Evolución tecto sedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina, pp. 66-77.

- 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.
- 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. *Journal of South American Earth Sciences* 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.
- Gonzalez Díaz, E.E., 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the northern Patagonian Andes of Argentina: the migration of intrusive cycles. *Earth Science Reviews* 18 (3-4), 365-393.
- Green, M. G., Sylvester, P. J., Buick, R., 2000. Growth and recycling of early Archaean continental crust: geochemical evidence from the Coonterunah and Warrawoona Groups, Pilbara Craton, Australia. *Tectonophysics* 322 (1-2), 69-88.
- 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.
- Hickey, R.L., Frey, F.A., Gerlach, D.C., López-Escobar, L., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°–41° S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 91 (B6), 5963-5983.
- Homoc, J., Figari, E.G., Courtade, S., 1991. Geología de la Cuenca de Cañadón Asfalto. Provincia del Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A., Unpublished report, Buenos Aires, Argentina.
- Irvine, T. and Baraga, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8 (5), 523-548.
- Japas, M.S., Sruoga, P., Kliman, L., Gayón, M.R., Alberti, A., and Conito, A., 2013. Cinemática de la extensión jurásica vinculada a la provincia silíceo Chon Aike, Santa Cruz, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 70, 1, 16-30.
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M.K., 2007. From flood basalts to the inception of oceanization: example from the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ high-resolution picture of the Karoo large igneous province. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8 (2), 1-20.
- Jovic, S. M., 2009. Geología y metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina. 267p.
- Jovic, S. M., Guido, D.M., Schalamuk, I. B., Ríos, F.J., Tassinari, C.C.G., Recio, C., 2011. Pingüino In-bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: Characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita* 46 (3), 257-271.
- Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117, 67-88.

- Klinger, F. L., Nacif, S., Martínez, M. P., Giménez, M. E., Ruiz, F., Alvarez, O., 2011. Modelo gravimétrico en la fosa de Gastre, provincia de Chubut, Argentina. *Boletín Geológico y Minero*, 122.
- Lhotka, P.G. 2010. Discovery History of the Navidad Silver Deposits, Chubut, Argentina: One Thousand Years in the Waiting. Society of Economic Geologists, Inc. Special Publication 15,
- López, R., Tassinari, C., Guido, D., Schalamuk, I., Babinski, M., 2006. Metals and fluid source using Pb isotopes in Eureka-La Mariana Jurassic epithermal deposit, Northwestern Deseado Massif, Argentinean Patagonia. V Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI), Uruguay, Montevideo, pp. 508-512.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of
- Martin, M., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Thomson, S.N., Calderon, M., Herve, E., 2001. Age distribution of plutons across the southern Patagonian batholith: new U-Pb age data on zircons. III South American Symposium of Isotope Geology, Pucón, Chile, CD-ROM, SERNAGEOMIN, Santiago, pp. 585-588.
- 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.
- Merle, R., Marzoli, A., Reisberg, L., Bertrand, H., Nemchin, A., Chiaradia, M., Callegaro, Jourdan, F., Bellieni, G., Kontak, D., Puffer, J., McHone, J.G., 2014. Sr, Nd, Pb and Os isotope systematics of CAMP tholeiites from Eastern North America (ENA): evidence of a subduction-enriched mantle source. *Journal of Petrology* 55, 133-180.
- Minera Argentina, 2011. Cross sections of Loma Baritina, Loma de la Plata, Loma Galena and Valle Esperanza deposits, internal reports, 78p.
- Moreira, P., 2005. Geología y metalogénesis del distrito La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Ph. D. Thesis. Universidad Nacional de la Plata, La Plata, Argentina. 383pp.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.R., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134 (1), 23-36.
- Pankhurst, R.J., Sruoga, P., Rapela, C., 1993. Estudio geocronológico Rb/Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47 30' LS. XII Congreso Geológico Argentino, Mendoza, pp. 171-178.
- 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 (1-2), 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.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M., Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76 (3), 235-257.
- Parada, M.A., Palacios, C., Lahsen, A., 1997. Jurassic extensional tectono-magmatism and associated mineralization of the El Faldeo polymetallic district, Chilean Patagonia: geochemical and isotopic evidence of crustal contribution. *Mineralium Deposita* 32 (6), 547-554.

- Patton, C., Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J. Hergt, J., 2011. Iolite: freeware for the visualization and processing of mass spectrometry data. *Journal of Analytical Atomic Spectroscopy*. 26, 2508-2518.
- 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.
- Permuy Vidal, C., 2014. Caracterización detallada de la mineralización en veta Eureka, y su comparación con otras mineralizaciones del Distrito Cerro Negro, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata, Argentina, 273p.
- Pratt, W., 2010. Mapping program, Navidad silver Project, Chubut, Argentina. Private report for Pan American Silver, 66p.
- Pratt, W., y Ponce, M., 2011. Silver mineralization at Baritina, Navidad. Private report for Pan American Silver, 37p.
- Ranalli, J.N., Peroni, G.O., Boggetti, D.A., Manoni, R., 2011. Cuenca Cañadón Asfalto. Modelo tectosedimentario. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Cuencas Argentinas Visión Actual, Mar del Plata, Argentina, pp 185-216
- 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. 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., 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. *Revista Geológica de Chile* 18 (2), 121-138.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Harrison, S.M., 1992. Triassic "Gondwana" granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 83, 291-304.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Llambías, E.J., Labudía, C. Artabe, A., 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: Inner Cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. 3rd. International Symposium on "Andean Geodynamics", Saint Malo, France, Extended abstracts, pp. 791-794.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., 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.
- 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.
- Rolando, A.P, Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Fernandez, R.R., Etcheverry, R.O., Schalamuk, I.A., McNaughton, N.J., 2002. SHRIMP zircon U-Pb evidence for extended Mesozoic magmatism

- in the Patagonian batholith and assimilation of Archaean crustal components. *Journal of South American Earth Sciences* 15 (2), 267-283.
- Savignano, E., Mazzoli, M., Arce, M., Franchini, M., Gautheron, M., Paolini, M., Zattin, M., in press. (Un) Coupled thrust belt-foreland deformation in the northern Patagonian Andes: new insights from the Esquel-Gastre sector (41°30'–43° S). *Tectonics*.
- Schalamuk, I.B., Zubia, M., Genini, A., Fernandez, R.R., 1997. Jurassic epithermal Au–Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 12 (3), 173–186.
- Sillitoe, R.H. 2007. Geological Model and exploration potential of the Navidad Silver-Lead deposit, Chubut Province, Argentina. Unpublished report for Aquiline resources. 17p.
- 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 tecto-sedimentaria de los depocentros de la cuenca de Cañadón Asfalto (Jurásico–Cretácico), provincia del Chubut. *Ameghiniana* 44 (4), 67.
- 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.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Xchoene, B., Tubrett M.N. and Whitehouse, M.J., 2007, Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249, 1-35.
- Somoza, R., Vizán, H. and Taylor, G.K., 2008, Tectonic rotations in the Deseado Massif, southern Patagonia, during the breakup of western Gondwana. *Tectonophysics* 460, 178-185
- 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.L., Martinez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nord patagónico y regiones adyacentes. *Revista de Asociación Geológica Argentina* 23, 67-95.
- Storey, B.C., 1995. The role of mantle plumes in continental break-up: case histories from Gondwanaland. *Nature* 377, 301-308.
- Storey, B.C., Alabaster, T., Hole, M. J., Pankhurst, R. J. and Weverl, H. E., 1992. Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break-up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. From Storey, B. C., Alabaster, T, Pankhurst, R. J. (eds), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Geological Society Special Publication 68, 149-163.
- Suárez, M., y De la Cruz, R., 2001. Jurassic to Miocene K–Ar dates from eastern central Patagonian Cordillera plutons, Chile (45°- 48° S). *Geological Magazine* 138 (1), 53-66.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42(1), 313-345.
- Sun, S.S., Nesbitt, R. W., McCulloch, M. T., 1989. Geochemistry and petrogenesis of Archaean and early Proterozoic siliceous high magnesian basalts. In: Crawford, A. J. (ed.) *Boninites*. London: Unwin-Hyman 149-173.
- Tafti, R., Mortensen, J.K., Lang, J.R., Rebagliati, M., Oliver, J.L., 2009, Jurassic U–Pb and Re–Os ages for newly discovered Xietongmen Cu–Au porphyry district, Tibet: Implications for metallogenic epochs in the southern Gangdese Belt. *Economic Geology* 104 (1), 127-136

- 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.
- Tosdal, R., Wooden, J., Blouse, R., 1999. Pb isotopes, ore deposits, and metallogenic terranes; application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration. In: Lambert DD, Ruiz J (Eds) Reviews in Economic Geology, pp 1-28.
- Varela, R., Base, M.A., Cingolani, C.A., Siga Ir, O., Passarelli, C. R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. Revista geológica de Chile 32 (2), 167-187.
- 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., Quattrocchio, M., Cabaleri, N., García, V. 2008. Palynology and paleoenvironment of the Jurassic lacustrine Cañadón Asfalto Formation at Cañadón Lahuincó locality, Chubut Province, Central Patagonia, Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 40 (1-2), 77-96.
- Wever, H.E. y Storey, B.C. 1992. Bimodal magmatism in northeast Palmer Land, Antarctic Peninsula: geochemical evidence for a Jurassic ensialic back-arc basin. Tectonophysics 205, 239-259.
- Williams, D. K. 2010. Geology and Mineralization of the Navidad Ag-Pb-Cu-Zn District, Chubut Province, Argentina. Society of Economic Geologists. Special Publication (15) 203-227.
- Wood, D. A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth and planetary science letters, 50(1), 11-30.
- Zaffarana, C. B., Somoza, R., López de Luchi, M., 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.
- Zartman, R. E., & Doe, B. R. 1981. Plumbotectonics—the model. Tectonophysics, 75(1), 135-162.

Tabla 3.1: Información de las muestras seleccionadas para los análisis geoquímicos.

Muestra	Depósito	Latitud	Longitud	m.s.n.m	Sondaje	Sección	Profundidad (m)	Unidad Volcánica
LLP-400	Loma de la Plata	5303200,39	2511513,23	1347,54	NV08-779	5303200	35	C
LLP-432	Loma de la Plata	5303198,83	2511739,93	1417,15	NV08-711	5303200	154	C
LLP-774	Loma de la Plata	5303151,2	2511504,27	1348,05	NV08-774	5303150	12	C
LLP-417	Loma de la Plata	5302951,77	2511509,27	1358,4	NV08-733	5302950	12	C
LLP-411	Loma de la Plata	5303200,48	2511475,95	1409,53	NV08-779	5303200	107,5	B
LLP-421	Loma de la Plata	5302951,41	2511478,55	1409,59	NV08-733	5302950	72	A
LLP-764	Loma de la Plata	5303049,38	2511380,07	1391,04	NV08-764	5303050	50	A
LB-439	Loma Baritina	5302997,83	2516169,88	1337,02	NV08-698	5302899	244,6	A
LG-445	Loma Galena	2515571,49	5303958,35	1272,06	NV10-1424	50900	99	A
LG-447	Loma Galena	2515538,6	5303997,61	1225,16	NV10-1027	50850	73,4	A
LG-1197	Loma Galena	2515387,34	5303939,89	1212,45	NV10-1197	50750	60	A
LG1396	Loma Galena	2515608,64	5303825,13	1262,69	NV10-1396	51000	82	B
LG-187	Loma Galena	2515577,33	5303688,84	1299,94	NV10-1401	51042	125,5	B
LG177	Loma Galena	2515571,48	5303677,42	1223,25	NV10-1401	51042	47	C
VE-460	Valle Esperanza	5303548,69	2515044,56	1356,66	NV08-740	50650	214	C
VE-468	Valle Esperanza	5303566,38	2515055,34	1522,99	NV08-740	50650	382	C
VE-472	Valle Esperanza	5303574,37	2515058,71	1607,2	NV08-740	50650	468,3	B
VE-475	Valle Esperanza	5303576,83	2515059,66	1632,25	NV08-740	50650	493	A

Tabla 3.2: Edades U-Pb AL-ICPMS en circones de las rocas volcánicas del distrito Navidad.

Unidad Volcánica	Muestra	Sondaje	Profundidad (m)	Latitud	Longitud	Análisis	Edad U/Pb (Ma)	2 σ ±	MSWD
C	LLP313	NV08-794	65	5303199.27	2511547.91	31	173,9	1,9	0,83
B	10-1396	NV10-1396	81	2515608.94	5303825.55	13	170,8	3,0	0,28
A	08-764	NV08-764	50	5303049.35	2511378.71	3	281,3	8,7	1,07

Tabla 3.3. Composición química de las rocas volcánicas jurásicas del distrito Navidad.

Unidad	Unidad Volcánica A							Unidad Volcánica B				Unidad Volcánica C						
Depósito	Loma de la Plata		Loma Galena			Loma Baritina	Valle Esperanza	Loma de la Plata	Loma Galena		Valle Esperanza	Loma de la Plata				Loma Galena	Valle Esperanza	
Muestra	LLP-764	LLP-421	LG-1197	LG-445	LG-447	LB-439	VE-475	LLP-411	LG-187	LG-1396	VE-472	LLP-774	LLP-432	LLP-400	LLP-417	LG-177	VE-460	VE-468
SiO ₂	49,34	49,68	54,99	49,09	48,20	51,41	48,36	63,09	61,17	59,38	63,35	54,94	55,61	56,67	53,13	56,35	51,72	56,34
Al ₂ O ₃	20,25	16,30	21,60	18,14	21,33	16,25	17,09	15,63	15,48	15,18	15,54	16,26	16,52	16,17	16,07	18,95	16,60	16,37
Fe ₂ O ₃	10,25	8,07	4,64	5,39	8,15	8,70	4,62	4,12	4,46	4,09	3,58	6,58	6,40	7,37	6,41	2,12	6,07	6,98
MgO	1,76	1,83	0,46	0,30	0,41	3,42	0,99	0,51	0,44	0,35	0,18	1,84	2,00	1,88	1,30	0,41	0,37	2,02
CaO	3,00	9,89	0,93	6,31	3,96	8,43	11,08	3,98	5,79	6,28	5,45	7,39	6,46	6,72	8,25	3,91	9,89	7,41
Na ₂ O	3,24	3,22	0,68	0,56	0,79	3,11	3,76	4,37	3,56	3,00	4,23	3,70	3,61	3,63	3,61	0,97	3,50	3,57
K ₂ O	2,11	1,65	8,97	9,21	6,58	2,13	2,88	3,89	3,38	4,01	3,65	2,74	2,68	2,79	2,59	7,69	3,32	2,70
TiO ₂	1,46	1,09	1,26	1,04	1,29	1,10	1,16	0,67	0,65	0,64	0,66	1,19	1,22	1,21	1,18	0,82	1,18	1,00
P ₂ O ₅	0,46	0,42	0,48	0,40	0,50	0,42	0,44	0,21	0,21	0,21	0,21	0,41	0,42	0,42	0,41	0,27	0,42	0,38
MnO	0,22	0,39	0,02	0,37	0,14	0,17	0,35	0,22	0,13	0,19	0,12	0,37	0,59	0,25	0,57	0,07	0,43	0,16
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
TOT/C	0,57	1,38	0,33	1,57	0,74	1,07	1,83	0,56	1,00	1,01	0,72	0,67	0,66	0,44	1,12	0,79	1,51	0,71
LOI	7,70	7,10	5,60	8,90	8,30	4,50	8,90	3,00	4,50	6,40	2,80	4,30	4,20	2,60	6,20	8,10	6,20	2,80
Total	99,83	99,65	99,64	99,72	99,66	99,65	99,64	99,69	99,77	99,73	99,78	99,73	99,72	99,72	99,73	99,66	99,71	99,74
Total s/ LOI	92,68	92,11	92,55	94,04	90,82	91,36	95,15	90,74	96,69	95,27	93,33	96,98	95,43	95,52	97,12	93,53	91,56	93,51
Recálculo de elementos mayoritarios sobre base anhidra																		
SiO ₂	53,57	53,68	58,47	54,05	52,76	54,03	53,29	65,25	64,20	63,62	65,33	57,57	58,22	58,35	56,81	61,54	55,31	58,12
Al ₂ O ₃	21,99	17,61	22,97	19,97	23,35	17,08	18,83	16,16	16,25	16,26	16,02	17,04	17,29	16,65	17,18	20,70	17,75	16,89
Fe ₂ O ₃	11,13	8,72	4,93	5,93	8,92	9,14	5,09	4,26	4,68	4,38	3,69	6,90	6,70	7,59	6,85	2,32	6,49	7,20
MgO	1,91	1,98	0,49	0,33	0,45	3,59	1,09	0,53	0,46	0,38	0,19	1,93	2,09	1,94	1,39	0,45	0,40	2,08
CaO	3,26	10,69	0,99	6,95	4,33	8,86	12,21	4,12	6,08	6,73	5,62	7,74	6,76	6,92	8,82	4,27	10,58	7,64
Na ₂ O	3,52	3,48	0,72	0,62	0,86	3,27	4,14	4,52	3,74	3,21	4,36	3,88	3,78	3,74	3,86	1,06	3,74	3,68
K ₂ O	2,29	1,78	9,54	10,14	7,20	2,24	3,17	4,02	3,55	4,30	3,76	2,87	2,81	2,87	2,77	8,40	3,55	2,79
TiO ₂	1,59	1,18	1,34	1,15	1,41	1,16	1,28	0,69	0,68	0,69	0,68	1,25	1,28	1,25	1,26	0,90	1,26	1,03
P ₂ O ₅	0,50	0,45	0,51	0,44	0,55	0,44	0,48	0,22	0,22	0,23	0,22	0,43	0,44	0,43	0,44	0,29	0,45	0,39
MnO	0,24	0,42	0,02	0,41	0,15	0,18	0,39	0,23	0,14	0,20	0,12	0,39	0,62	0,26	0,61	0,08	0,46	0,17
Cr ₂ O ₃	<0,002	<0,003	<0,012	<0,013	<0,014	<0,015	<0,019	<0,008	<0,009	<0,010	<0,018	<0,004	<0,005	<0,006	<0,007	<0,011	<0,016	<0,017
Total	99,98	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	100,00	100,00	100,00	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	100,00	99,99	99,99

Tabla 3.3. Continuación

Unidad	Unidad Volcánica A							Unidad Volcánica B				Unidad Volcánica C							
	Loma de la Plata		Loma Galena			Loma Baritina	Valle Esperanza	Loma de la Plata	Loma Galena		Valle Esperanza	Loma de la Plata				Loma Galena	Valle Esperanza		
Muestra	LLP-764	LLP-421	LG-1197	LG-445	LG-447	LB-439	VE-475	LLP-411	LG-187	LG-1396	VE-472	LLP-774	LLP-432	LLP-400	LLP-417	LG-177	VE-460	VE-468	
ppm																			
La	29,10	33,20	68,80	41,60	57,80	31,80	40,10	38,20	33,80	34,60	34,90	36,90	39,20	39,00	37,90	35,60	39,20	33,50	
Ce	61,60	64,00	120,40	77,40	107,40	61,60	72,80	66,60	68,80	65,80	62,80	71,80	72,50	71,20	68,80	68,70	71,10	66,80	
Pr	7,84	7,89	13,40	9,38	12,51	7,57	8,53	7,79	7,55	7,29	7,16	8,21	8,46	8,30	7,96	7,87	8,28	7,95	
Nd	31,30	31,40	49,70	37,10	46,90	30,00	34,20	30,00	27,00	27,40	26,80	31,90	31,80	30,70	30,60	28,20	31,80	31,50	
Sm	6,42	6,01	8,70	6,49	7,92	5,96	6,32	4,96	5,19	4,70	4,63	5,51	5,79	5,81	5,44	5,23	5,64	5,86	
Eu	1,60	1,62	1,61	1,64	1,78	1,63	1,72	1,21	1,21	1,20	1,20	1,56	1,61	1,56	1,57	1,31	1,50	1,54	
Gd	5,56	5,12	6,66	5,57	6,52	4,72	5,47	4,51	4,27	4,10	4,15	4,94	5,08	5,19	5,05	4,32	5,02	5,08	
Tb	0,79	0,72	0,85	0,76	0,83	0,67	0,74	0,63	0,60	0,59	0,62	0,67	0,75	0,74	0,72	0,60	0,70	0,72	
Dy	4,18	3,71	4,17	4,21	4,38	3,64	4,03	3,31	3,46	3,40	3,26	3,90	3,96	3,88	3,77	3,37	3,67	3,88	
Ho	0,84	0,70	0,80	0,80	0,76	0,66	0,82	0,75	0,75	0,70	0,64	0,78	0,75	0,75	0,78	0,69	0,69	0,74	
Er	2,37	1,97	2,22	2,16	2,06	1,87	2,16	2,06	1,94	1,99	1,89	2,20	2,07	2,16	2,10	1,98	1,99	2,07	
Tm	0,33	0,29	0,29	0,33	0,27	0,27	0,35	0,30	0,31	0,28	0,29	0,32	0,31	0,33	0,30	0,33	0,29	0,32	
Yb	2,05	1,79	1,71	2,01	1,76	1,76	2,11	2,02	2,05	1,97	1,99	1,99	2,13	2,13	1,95	2,07	2,02	1,95	
Lu	0,35	0,29	0,27	0,31	0,26	0,26	0,33	0,32	0,34	0,30	0,30	0,33	0,32	0,33	0,31	0,33	0,31	0,31	
TOT/C	0,57	1,38	0,33	1,57	0,74	1,07	1,83	0,56	1,00	1,01	0,72	0,67	0,66	0,44	1,12	0,79	1,51	0,71	
TOT/S	0,08	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	0,31	<0,02	<0,02	
Ni	77,00	40,30	34,00	15,40	8,90	34,00	15,30	13,90	<20	<20	14,30	32,00	35,20	33,50	30,30	30,00	24,70	20,10	

Tabla 3.4. Relaciones isotópicas Sr, Nd y Pb en las rocas volcánicas jurásicas del distrito Navidad.

Unidad Volcánica	Muestra	Depósito	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	ξNd	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
C	LLP774	Loma de la Plata	0,70695	0,51247	0,70601	-3,2	-3,2	18,301	15,613	38,293
A	LLP764	Loma de la Plata	0,71122	0,51229	0,70417	-5,3	-6,9	18,379	15,625	38,430
B	LG1396	Loma Galena	0,70866	0,51232	0,70584	-4,1	-6,1	18,270	15,614	38,266
A	LG1197	Loma Galena	0,71171	0,51233	0,70659	-4,0	-6,0	18,286	15,620	38,330

Anexo 1. Geocronología

Metodología empleada. En la universidad de British Columbia, todos los circones mayores $\sim 50 \mu\text{m}$ de diámetro se recogieron a partir de los separados minerales y se montaron en un disco epoxi junto con varios granos de circones Plešovice estándares de $337.13 \pm 0.13 \text{ Ma}$ (Sláma et al., 2007), junto con un circón de referencia Temora 2 y llevados a un nivel con alto brillo. La superficie del soporte se lavó durante 10 minutos con ácido nítrico diluido y se enjuagó en agua antes del análisis. Las porciones con mayor calidad de cada cristal, libres de alteración, inclusiones o posibles núcleos heredados, fueron seleccionadas para el análisis. Líneas de escaneo en el lugar del análisis puntual fueron empleados con el fin de minimizar el fraccionamiento elemental durante los análisis. Se utilizó el nivel de potencia de láser de 40% y un tamaño de punto de $25 \mu\text{m}$. Los *backgrounds* se midieron con el obturador cerrado láser durante diez segundos, seguido por la recolección de datos con el disparo del láser durante aproximadamente 35 segundos. Las señales integradas en el tiempo fueron analizadas utilizando el software Iolite (Patton et al., 2011), lo que le resta automáticamente mediciones de fondo, se propaga a todos los errores analíticos y calcula las relaciones isotópicas y edades. Las correcciones sobre la masa y fraccionamiento elemental fueron hechas por horquillado de los análisis de granos desconocidos con análisis replicados del estándar de circón Plešovice. Una sesión analítica típica en el PCIGR consta de cuatro análisis de la circón estándar Plešovice, seguido de dos análisis de la norma de circón Temora2

($416,78 \pm 0,33$ Ma), cinco análisis de circones desconocidos, dos análisis estándar, cinco análisis desconocidos, etc., y analiza las normas de circón finalmente dos Temora2 y cuatro estándares Plešovice. El estándar del circón Temora2 se analizó como uno desconocido con el fin de controlar la reproducibilidad de las determinaciones de edad en una base de corrida a corrida. La interpretación final y el trazado de los resultados analíticos emplean el software ISOPLOT de Ludwig (2003).

En la Universidad del Estado de Washington, se concentraron minerales pesados menores a la fracción de 350 micrones pertenecientes a la muestra de roca volcánica. Estos minerales fueron separados en el laboratorio ZirChron LLC mediante técnicas tradicionales. Los circones de la fracción no magnética se montaron en epoxi para exponer la mayor superficie para el análisis de ablación láser. Las imágenes de catodoluminiscencia se tomaron utilizando un equipo New Wave Nd: YAG láser UV 213nm acoplado a un colector simple Thermo Finnigan Elemento 2, de doble enfoque y sector magnético ICP-MS. Los procedimientos de operación y los parámetros utilizados son una modificación de Chang et al. (2006). El tamaño del punto láser y la tasa de repetición fueron de 30 nm y 10 Hz, respectivamente. Gases portadores He y Ar entregan la muestra en aerosol al plasma. Cada análisis consiste en un breve análisis en blanco seguido de 250 barridos a través de las masas 204, 206, 207, 208, 232, 235, y 238, de aproximadamente 30 segundos de duración. El fraccionamiento independiente del tiempo se corrigió mediante la normalización de U/Pb y Pb/Pb proporciones de las incógnitas a las normas de circón (Chang et al., 2006). Se utilizó como rutina tres estándares de circón: Peixe, con una edad de 564 Ma (Dickinson y Gehrels, 2003), Plesovice, con una edad de 338 Ma (Slama et al., 2010) Y FC- 1, con una edad de 1099 Ma (Paces y Miller, 1993). Las edades U/Pb se calculan utilizando Isoplot (Ludwig, 2003).



CAPÍTULO 4

CARACTERÍSTICAS DE LA MINERALIZACIÓN POLIMETÁLICA EN LOMA GALENA

4.1 INTRODUCCIÓN

Loma Galena es el depósito del Distrito Navidad con mayor contenido de sulfuros. Contiene recursos de más de 100 Moz de Ag y ~675.000 toneladas de Pb, con leyes medias de 124 g/t y 1,89 %, respectivamente ([Pan American Silver, 2014](#)). Los depósitos de Ag de clase mundial tienen 77 Moz Ag ([Singer, 1995](#)), por lo que Loma Galena puede considerarse un yacimiento de clase mundial en el cual los sulfuros de metales base son la fuente principal de la mineralización de Ag ([Montgomery, 2003](#); [Sillitoe, 2007](#); [Williams, 2010](#)). Es el depósito con más contenido de Ag y Pb del distrito Navidad.

En este capítulo se brindan la distribución geoquímica de los metales, la morfología de la mineralización en los distintos niveles mineralizados, las texturas y composiciones químicas de los sulfuros, sulfosales y minerales de ganga de Loma Galena. Los resultados permitieron identificar distintos pulsos, los controles de la mineralización y posible procedencia de los fluidos, determinar la secuencia paragenética de los minerales, analizar las condiciones en las que se formaron y clasificar el depósito.

4.2 METODOLOGÍA

4.2.1. Trabajos de campo

Los diversos estilos de mineralización y la mineralogía de la mena y ganga se reconocieron primero durante la descripción y muestreo de los testigos corona de sondajes en las campañas al Distrito Navidad. Para tal fin con anterioridad a la selección de muestras se analizó la información geoquímica de los sondajes, las planillas de logueo, las fotografías de los sondajes completos y las secciones geológicas del depósito

de la empresa Minera Argenta - Pan American Silver S.A. Debido a que los sondeos no están orientados, no se pudo conocer la orientación precisa de las venas y brechas que se estimó según la posición con respecto al eje del testigo. Para este estudio se seleccionaron 317 muestras procedentes de 28 sondajes del depósito Loma Galena cuya ubicación se presenta en la [figura 4.1](#).

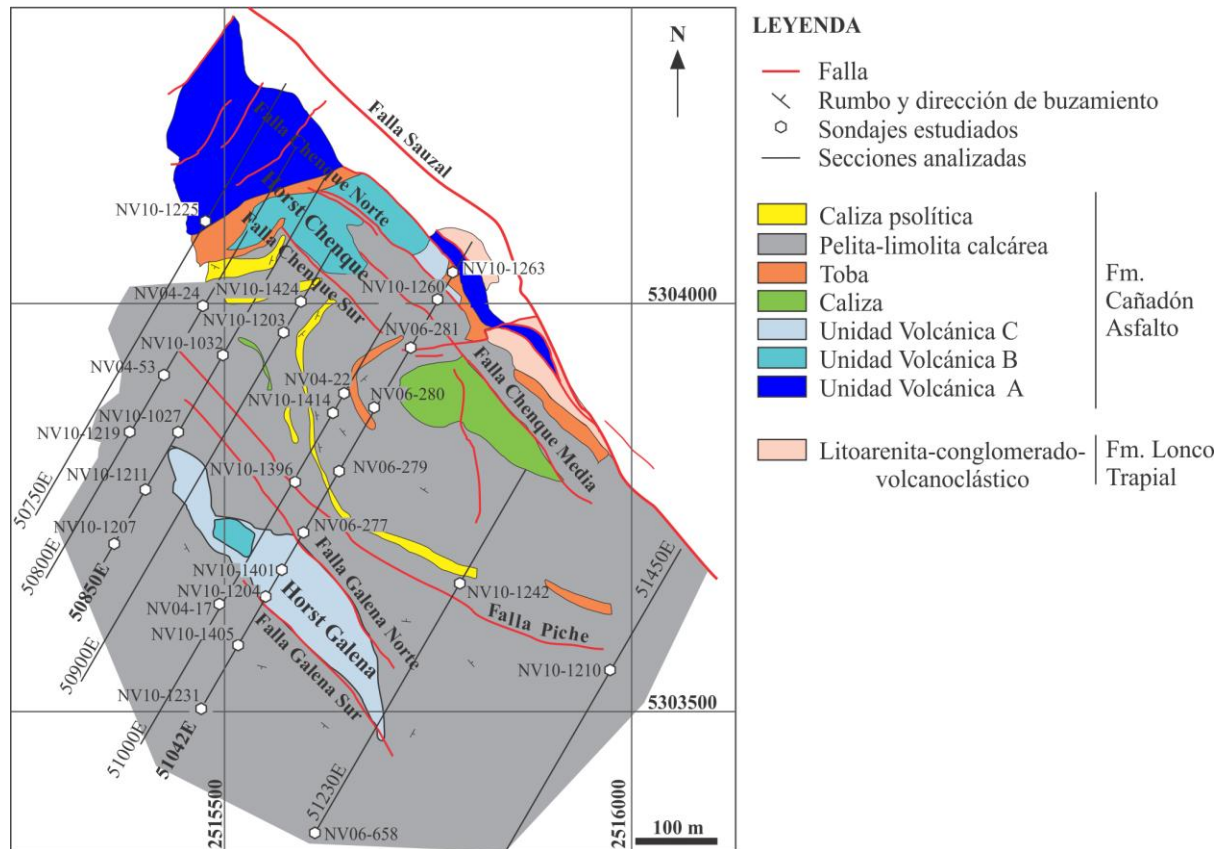


Figura 4.1. Mapa geológico de Loma Galena con la ubicación de las secciones y sondajes estudiados en este capítulo.

4.2.2. Trabajos de laboratorio

4.2.2.1 Microscopía óptica

Los testigos fueron analizados y descriptos primero con lupa binocular para seleccionar los sectores donde efectuar cortes delgados. Se estudiaron 99 cortes delgados petro-calcográficos con microscopios ópticos con luz transmitida y reflejada del Departamento de Geología de la Universidad del Sur y del Centro Patagónico de Estudios Metalogenéticos, en la Universidad Nacional del Comahue.

4.2.2.2 Microscopía electrónica de barrido

Muestras representativas de cada estilo de mineralización fueron seleccionadas para realizar el análisis por energía dispersiva (EDX) utilizando un microscopio electrónico JEOL JSM 35CP, equipado con sonda EDAX DX4 de ventana ultradelgada del Centro Regional de Investigaciones Básicas y Aplicadas de Bahía Blanca (CRIBABB).

4.2.2.3 Análisis de datos geoquímicos

En el Proyecto Navidad el contenido de metales de las muestras de testigos corona fue analizado en el laboratorio Alex Stewart, en Mendoza, acreditado de acuerdo a la norma ISO 9001:2000. Con los datos geoquímicos de los sondajes proporcionados por la empresa Pan American Silver se efectuaron las correlaciones de los metales en planta y en profundidad mediante la digitalización de los datos con los programas GIS Interdex y Mapinfo 10. Se aplicó el coeficiente de correlación de Pearson (Tablas 4.1 y 4.2) para conocer el grado de correlación entre los metales analizados. 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 ($r = 0.9-1$).

4.2.2.4 Análisis químicos de los minerales

Las composiciones químicas de algunos sulfuros y sulfosales se determinaron con la microsonda de electrones del Departamento de Geología de la Universidad de Uppsala. Las condiciones de operación fueron: voltaje de aceleración de 20 kV y una corriente del haz de 20 nA. Los estándares utilizados fueron: AsGa (As), ZnS (S, Zn), Sb₂S₃ (Sb), PbS (Pb) y para el cálculo de Bi, Ag, Te, Fe, Cu y Au se emplearon como estándares los mismos elementos. Las líneas espectrales monitoreadas fueron las siguientes: As L α , S K α , Bi M α , Sb L α , Zn K α , Pb M β , Ag L α , Te L α , Fe K α , Cu K α , Au M α . Los tiempos de conteo fueron de 10 segundos para cada elemento. Otro grupo de muestras fue analizado en el Departamento de Ciencias de la Tierra, Océano y

Atmosfera, de la Universidad Estatal de Oregon, en EEUU. Estos análisis fueron realizados con una microsonda de electrones Cameca SX-100 equipada con 5 espectrómetros de longitud de onda dispersiva (WDS) y un espectrómetro dispersión de energía (EDS) con una ventana delgada para la detección de elementos ligeros. Las condiciones de funcionamiento fueron de 15 kV y 30 nA con un diámetro del haz de 5 μm .

4.2.2.5 Composición química de los minerales de ganga

La composición química de calcita se determinó con un equipo MEB JEOL JSM-5600LV acoplado con un detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDX) Bruker del laboratorio Hydrasa, Poitiers, Francia. Las condiciones en las cuales se realizaron estos análisis se detallan en el capítulo 5. Se obtuvieron 51 análisis químicos en 7 muestras con carbonatos formados pre y post-mineralización. Dado que el Ca puede ser sustituido por Mn, Fe y Mg, se analizó el contenido de estos tres elementos en las dos generaciones de calcita analizadas.

4.2.2.6 Cátodoluminiscencia

Cinco muestras con carbonatos fueron analizadas con un equipo de catodoluminiscencia CL8200 Mk5-2 EDX acoplado a un microscopio Nikon eclipse 50iPOL, en el Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur.

4.3 RESULTADOS

4.3.1. Distribución de los metales y caracterización geoquímica

La zona mineralizada en el depósito Loma Galena abarca un área extensa, con una longitud en dirección NO-SE (paralela a la falla Sauzal) de 900 m, un ancho en dirección NE-SO que varía entre 250 y 700m y un espesor que varía entre unos pocos metros en

las márgenes hasta 200 m en la porción central. En las secciones transversales de rumbo 30° NE se observa el desplazamiento vertical de las unidades mineralizadas (entre 10 y 50 m) por la inversión tectónica del Cretácico Tardío-Paleógeno documentada para este sector del antepaís ([Savignano et al., 2016](#)). Aquellos sectores mineralizados ubicados encima de los *horst* (*horts* Galena y Chenque, [Fig. 4.1](#)) están parcialmente erosionados, mientras que las zonas mineralizadas a ambos lados de los mismos están preservadas debajo de la cobertura sedimentaria.

La mineralización polimetálica se caracteriza por una signatura geoquímica con valores muy elevados de Pb, localmente es superior a 38 % y con un valor promedio de 1,3 %. Las anomalías de Pb se asocian a tenores elevados de Zn, con valores promedio y máximo de 0,23% y 6,9%, respectivamente. Pb y Zn están acompañados por anomalías hasta 1% de Ag (valor promedio: 124 ppm Ag) y hasta 2,8 % de Cu (valor promedio: 0,06 % Cu). También se registran anomalías menores y locales de As y Sb. Las anomalías mayores a 50 g/t de Ag definen un cuerpo mineralizado que buza levemente hacia el SO. Su morfología recuerda a un escudo invertido, con un techo plano y una porción central de mayor espesor que se afina hacia las márgenes.

La [figura 4.2](#) ([Albinson et al., 2001](#)) muestra la relación entre los metales preciosos y los metales base en Loma Galena y en otros depósitos del Macizo Norpatagónico. Para la confección de este diagrama se tuvieron en cuenta las leyes medias de los depósitos epitermales publicadas en los trabajos de [Sillitoe et al. \(2000\)](#), [Dejonghe et al. \(2002\)](#), [Williams \(2010\)](#), [Dill et al. \(2013\)](#) y la información geoquímica de la empresa (Loma Galena). A partir del mismo, queda evidenciado el carácter polimetálico y la ausencia de Au en el Distrito Navidad y en Loma Galena.

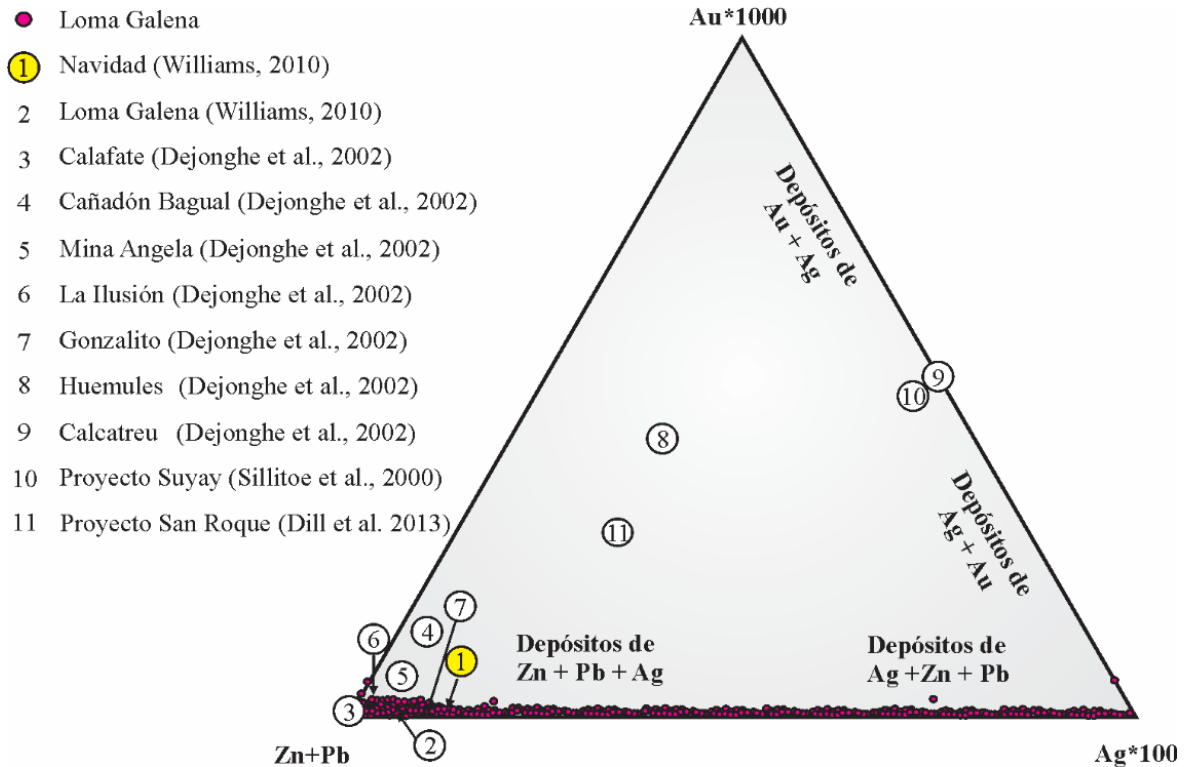


Figura 4.2. Diagrama triangular ($Au \cdot 1000 - Ag \cdot 100 - Pb + Zn$) que muestra los rasgos geoquímicos del Distrito Navidad, del depósito Loma Galena y de otros depósitos polimetálicos y epitermales del Macizo Norpatagónico (modificado de [Albinson et al., 2001](#)).

La proyección de los valores de Pb, Zn, Cu y Ag en superficie muestra una correlación positiva entre las anomalías de Ag y Cu en el sector norte de Loma Galena, donde afloran las rocas volcánicas en proximidad a la falla Sauzal ([Fig. 4.3 A, B](#)) y en dirección a los depósitos Zona Conector y Loma Navidad ([Fig. 3.1, capítulo 3](#)). La distribución del Cu se encuentra más acotada a este sector en tanto que valores altos de Ag continúan en el centro y sur del depósito. Las anomalías de Pb están distribuidas en todo el depósito, pero los valores más altos se encuentran en el sector central ([Fig. 4.3C](#)). Las anomalías de Zn son más erráticas. Los contenidos más altos también se ubican en el centro del depósito, entre los *horsts* Chenque y Galena. También coinciden con los afloramientos de las rocas sedimentarias y están ausentes en los pilares tectónicos donde estas sedimentitas fueron erosionadas (*horsts* Galena y Chenque, [Fig. 4.3D](#)).

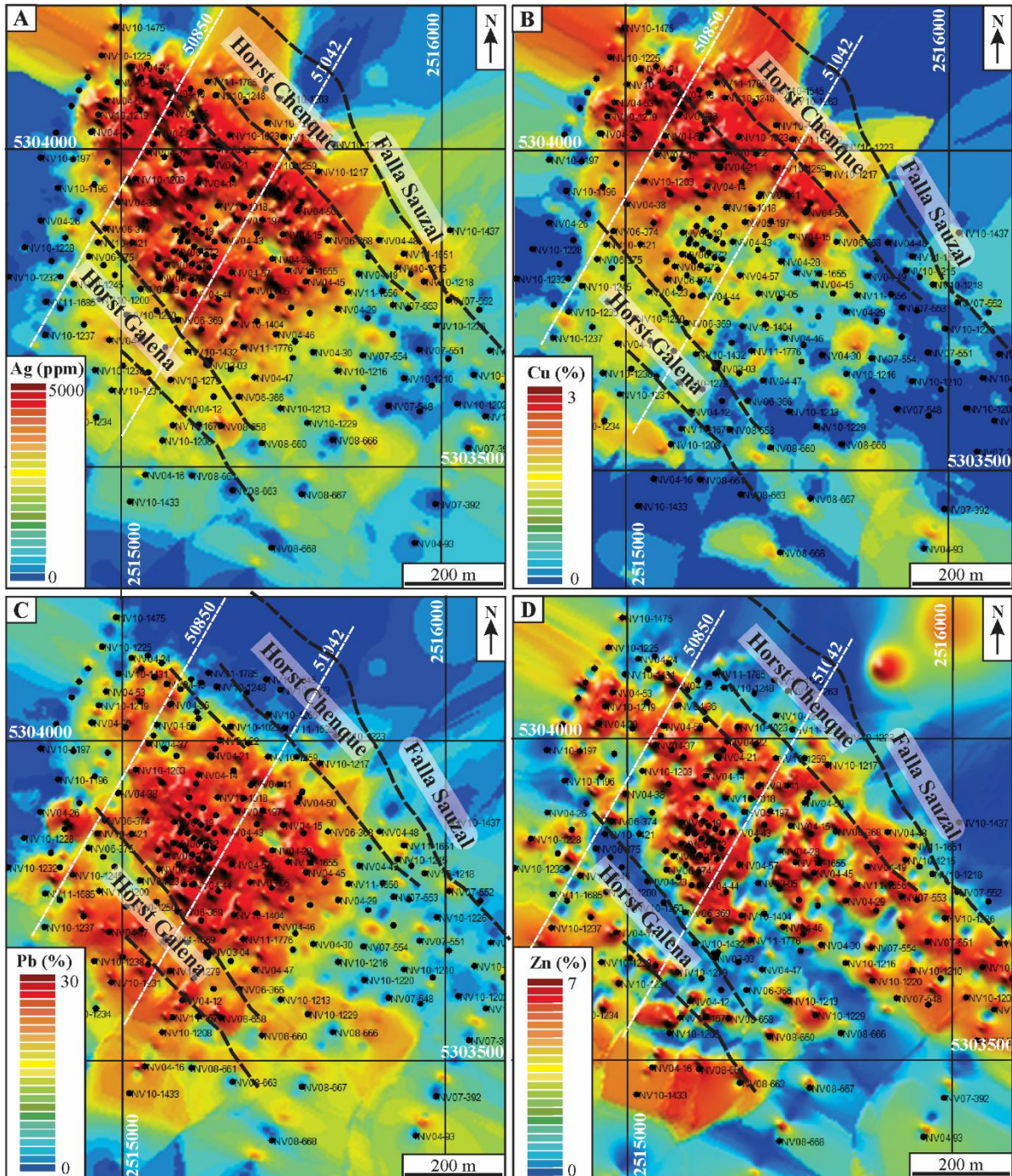


Figura 4.3.A) Distribución en planta de Ag, B) Cu, C) Pb y D) Zn en Loma Galena.

En la sección 51042 las anomalías más altas de Ag, Pb y Zn están en el centro de la misma, en autobrechas de la unidad volcánica C y en la zona de contacto de estas rocas con las sedimentitas superiores (Fig. 4.4). También en este sector se registran anomalías de Ag, Pb y Zn en el contacto de la unidad volcánica B con las rocas volcanoclásticas de la Formación Lonco Trapial (Fig. 4.4 A, C y D). Localmente hay

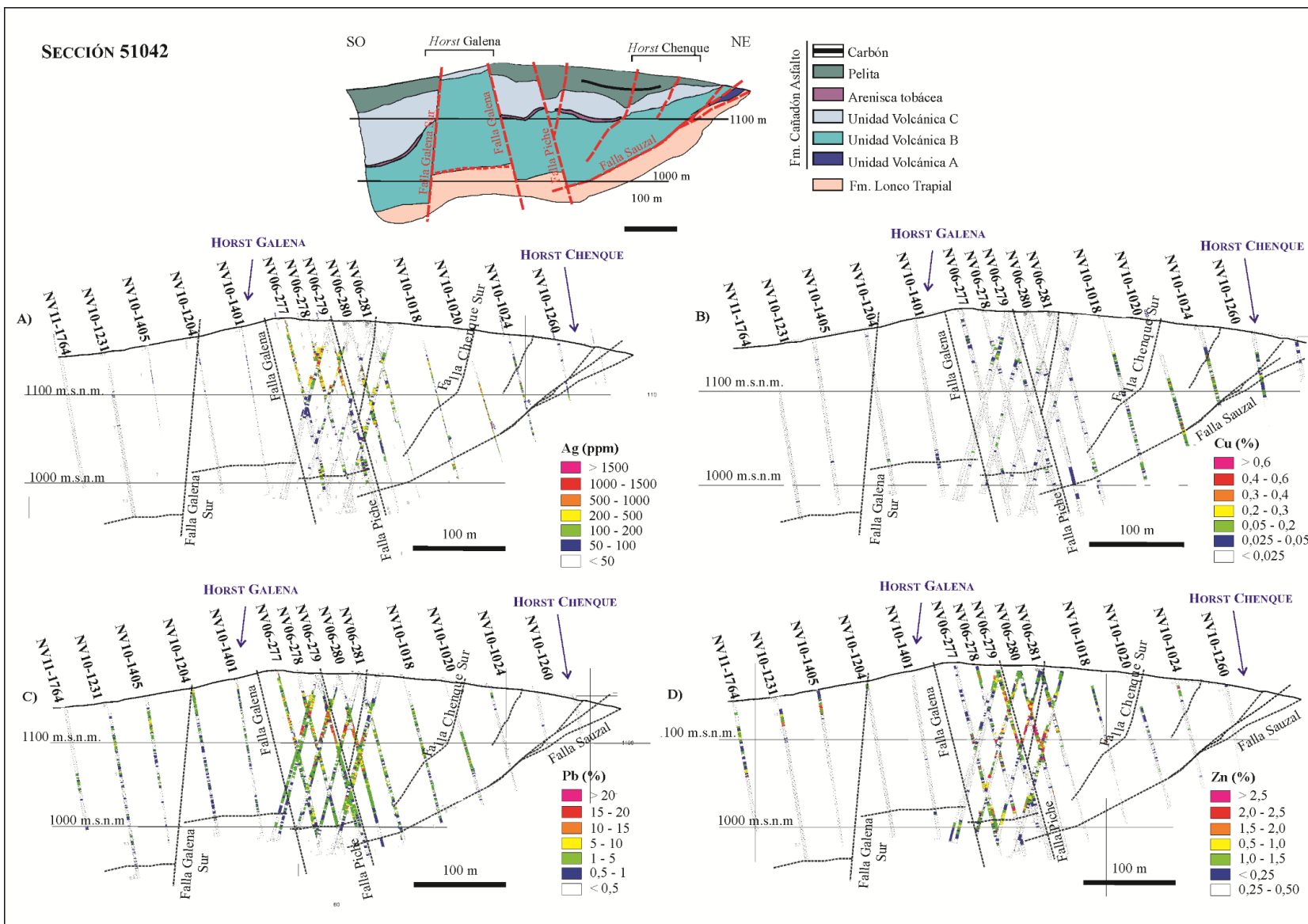


Figura 4.4. Distribución de A) Ag, B) Cu, C) Pb y D) Zn en la sección central S51042 de Loma Galena

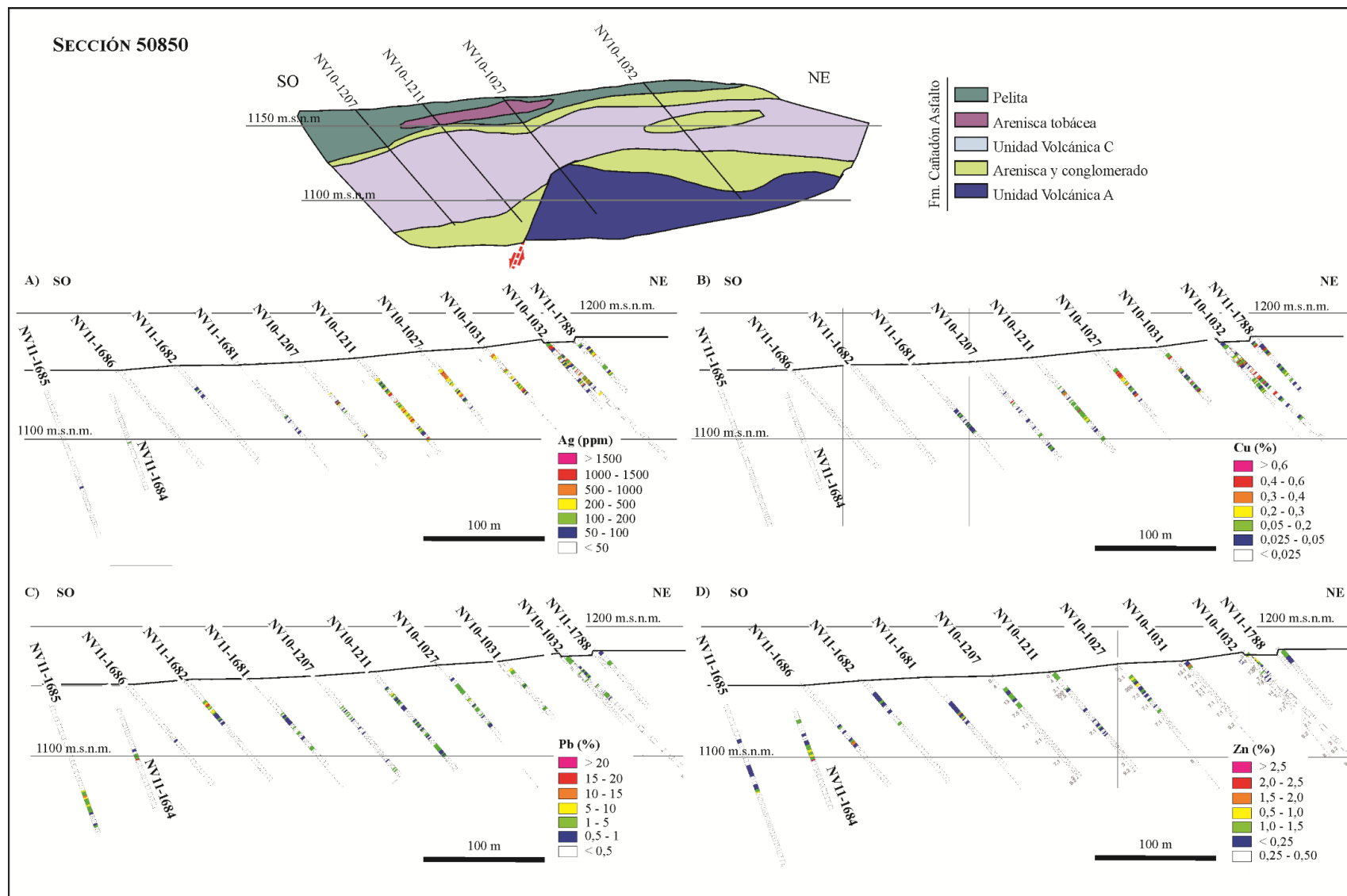


Figura 4.5. Distribución de A) Ag, B) Cu, C) Pb y D) Zn en la sección distal 50850 de Loma Galena.

Anomalías altas de Ag en las coladas volcánicas frágiles de la UVB cortadas por brechas y venillas mineralizadas. Las anomalías de Pb y Zn se extienden hacia el SO y NE pero las anomalías de Zn están más restringidas a las rocas sedimentarias, de allí la ausencia de Zn en el sector del *horst* Galena. Las anomalías de Cu (<0,6%) están acotadas al sector NE de la sección, debajo de las rocas sedimentarias (Fig. 4.4 B).

Los coeficientes de Pearson en la sección central 51042 indican que la Ag tiene una correlación positiva alta con Co > Ni > Pb, moderada con As > S > Fe > Cu > Ti y baja con Cd > Zn > Sb. El Pb muestra una correlación positiva alta con As > Ni > Co > Fe y moderada con Cd > Zn. El Zn tiene una correlación positiva perfecta con el Cd, alta con Ti > S > Fe y As y media con Ni > Co. El Cu muestra una correlación positiva moderada con Ag y baja con Co > Sb (Tabla 4.1). El Sb tiene correlación baja a nula con todos los metales analizados. El As presenta una correlación perfecta con el S y alta con la mayoría de los elementos que en orden decreciente corresponden a Fe > Ti > Ni > Pb > Co > Cd y Zn. El Mn tiene correlación alta con Ca y baja con As y Fe. Los contenidos de Au, Mo, Bi y Hg son muy bajos, en muchos casos los resultados son inferiores al límite de detección del equipo.

En la sección distal 50850, los mayores valores de Ag y Cu se presentan en el sector centro-noreste, en la unidad volcánica C, en contacto con las sedimentitas superiores (Fig. 4.5 A, B). Las anomalías de Pb y Zn también se concentran en esta zona y se extienden hacia el extremo SO de la sección (Fig. 4.5 D).

Según los coeficientes de Pearson calculados (Tabla 4.2) en esta sección distal, la Ag presenta una correlación alta con el Cu, moderada con As > Co > Ni > y baja con Pb > Cd > Fe > Sb > Zn. El Pb muestra una correlación alta con Ni > Co > As, moderada con Fe y baja con Ag > Cd y Cu. El Cu, además de la correlación alta con Ag, tiene correlación

moderada con As > Co y baja con Sb > Fe. El Zn presenta correlación alta con Cd y moderada con As. El Sb tiene correlación moderada con As. El As presenta una correlación alta con Co > Ni > Pb. El Mn tiene correlación alta con Ca y ambos tienen correlación moderada con Cd y Zn. Los contenidos de Au, Mo, Bi y Hg son muy bajos o inferiores al límite de detección del equipo.

4.3.2. Yacencia de la mineralización

La mineralización polimetálica está hospedada en las unidades volcánicas y en las sedimentitas que las sobreyacen ([capítulo 3](#)). Las estructuras mineralizadas se describen por niveles: a) el nivel inferior donde predominan las venas y venas hidrotermales brechadas, b) el nivel medio con abundantes brechas hidrotermales, autobrechas y brechas caóticas mineralizadas, además de venas y c) el nivel superior donde predominan los sulfuros diseminados en las sedimentitas.

El nivel medio es potente en la zona centro-norte de Loma Galena, entre los *horsts* Chenque y Galena y continúa hacia el oeste, donde el sondeo NV10-1025 interceptó autobrechas mineralizadas de hasta 3 m de espesor. Hacia el sur, sureste y suroeste domina la mineralización en venas y venillas brechadas. En los *horsts* Chenque y Galena la mineralización del nivel superior ha sido erosionada ([Fig. 4.1](#)). En la [figura 4.6](#) se ha esquematizado la disposición de la mineralización en la sección central 51042 (ubicación en [Fig. 4.1](#)).

4.3.2.1 Venas y venillas hidrotermales brechadas. Nivel Inferior

En el nivel inferior las venas y venillas de calcita estéril y mineralizadas tienen un espesor máximo de ~50 cm y cortan la base de la unidad volcánica B y de la unidad volcánica A (sector norte; [Fig. 4.1](#)) en contacto con la falla Sauzal; también hay venillas en el techo de las areniscas de la Formación Lonco Trapial. Son venas y venillas de alto

ángulo de buzamiento rellenas con calcita crustiforme y bandas paralelas a las paredes de la vena; yacen en los techos y pisos de las fallas, muy próximas a ellas y pueden ser sinuosas y anastomosadas (Fig. 4.7 A). Las venas y venillas evolucionan a venas mineralizadas y brechadas donde el cemento está en bandas concéntricas alrededor de los clastos (Fig. 4.7 A). Estas venas en superficie tienen un rumbo dominante NO con un set subordinado NE.

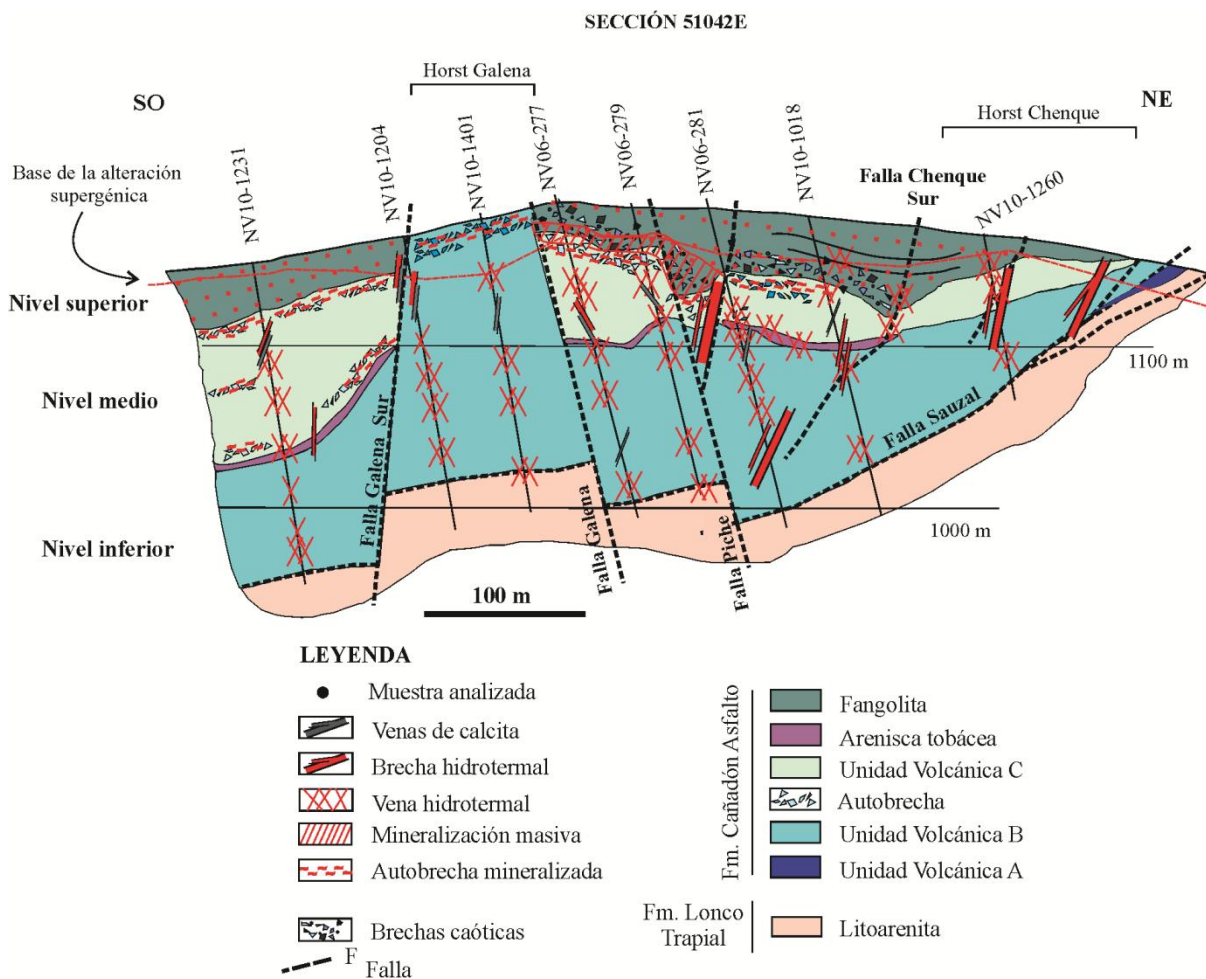


Figura 4.6. Esquema de los 3 niveles mineralizados en la sección central 51042 de Loma Galena (para su ubicación en el depósito, ver Fig. 4.1).

Los sulfuros son parte del relleno episódico de las venas y diques brechados (Fig. 4.7 B) y tienen texturas coloformes. Raras veces se observan *in situ*, sobre las paredes de las vetas y venillas (Fig. 4.7 C); por lo general se encuentran como fragmentos transportados y cementados por calcedonia (Fig. 4.7 B). Los sulfuros consisten en pirita,

galena, esfalerita, marcasita, calcopirita, bornita, tennantita-tetraedrita, covellina y digenita.

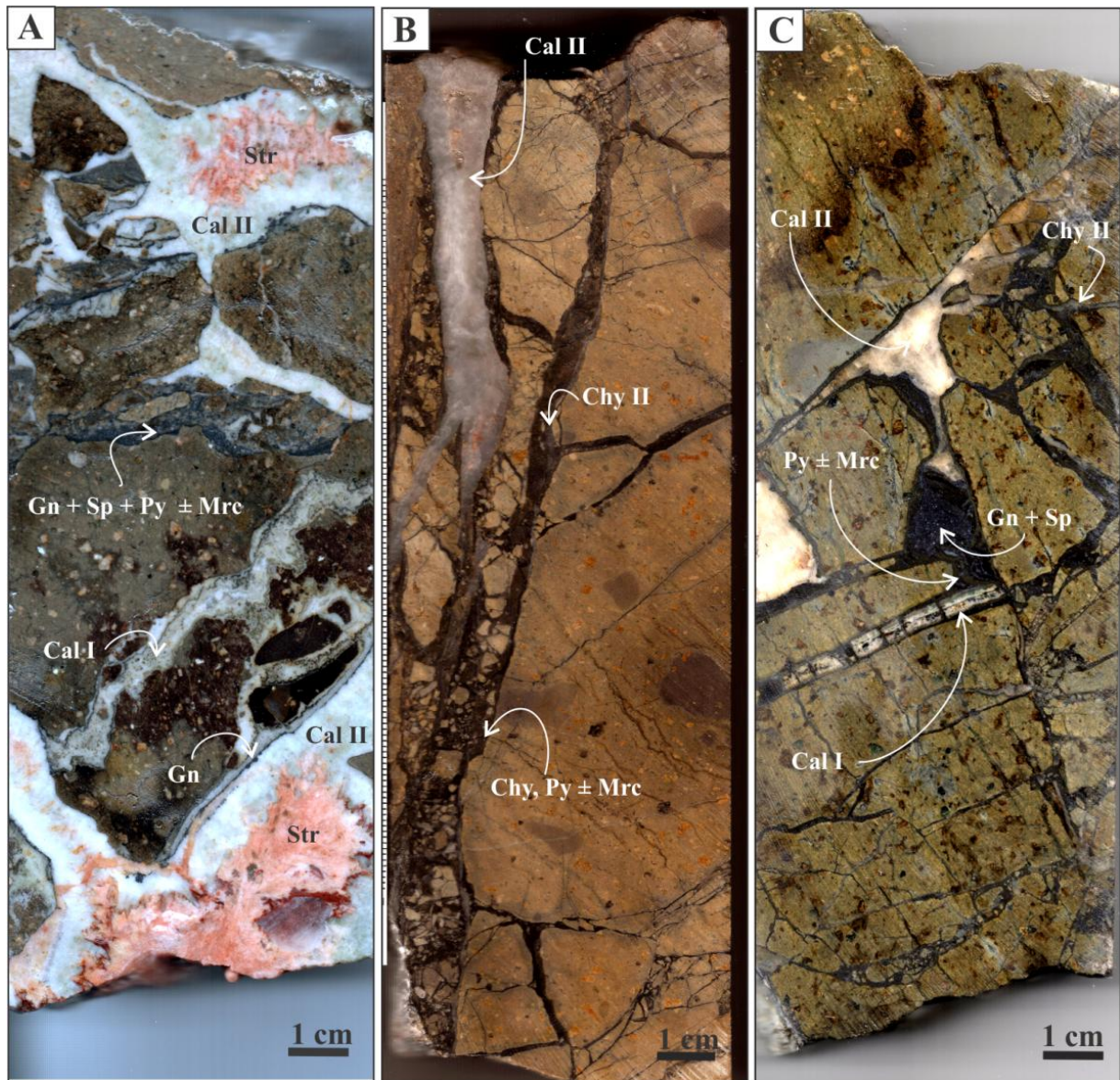


Figura 4.7. Venas y venillas brechadas del nivel inferior. **A)** Andesita de UVB cortada por venillas sinuosas de calcita I (Cal I) que evolucionan a venas brechadas con bandas de pirita (Py) Marcasita (Mrc) galena (Gn) y esfalerita (Sp) y relleno posterior de calcita II (Cal II) y estroncianita (Str); NV10-1204, 157 m **B)** Vena brechada corta a andesita de UVB, clastos de volcanita y matriz de clastos de volcanitas y sulfuros muy finos cementados por calcedonia I (Chy I), calcedonia II y finalmente por calcita I; NV04-22, 133,3 m. **C)** Venillas que cortan la UVB rellenas sucesivamente con calcita I, sulfuros *in situ*, calcedonia II y calcita II; NV06-281,135,4 m.

4.3.2.2 Venas, brechas hidrotermales y autobrechas mineralizadas. Nivel Medio

En este nivel, además de venas mineralizadas, son frecuentes las brechas hidrotermales y volcanitas autobrechadas mineralizadas en la zona de contacto entre la

unidad volcánica B y C, en la unidad volcánica C y en el contacto de ésta con las sedimentitas (brechas caóticas). Este nivel contiene piritita ± marcasita, galena, esfalerita y sulfuros y sulfosales de Cu con Ag (calcopirita, bornita, tennantita-tetraedrita, covellina ± digenita) y es la zona con mayor contenido de sulfuros.

Las brechas hidrotermales mineralizadas tienen contactos netos con la roca de caja volcánica. Hay brechas monomícticas, clasto-soportadas y textura del tipo *jigsaw* que pasan progresivamente a brechas rotadas (Fig. 4.8 A). Los clastos tienen composición andesítica-dacítica, son angulosos a subangulosos, con bordes netos y dimensiones variables (0,5 – 10 cm). Suelen conservar restos de calcita crustiforme en sus bordes y en algunos las rocas tienen halos de distinta coloración debido a la alteración hidrotermal, que gradan a colores más claros hacia el centro del fragmento (Fig. 4.8 A). La matriz es fina, su contenido es variable (10 a 30 % en volumen) y está compuesta por pequeños fragmentos (<0,5 cm) de roca volcánica y de venillas de calcita ± siderita. El cemento consiste en sulfuros de grano muy fino y calcedonia con calcita tardía. Hay brechas que muestran diferentes cementos en una distancia vertical menor de 1 m: en la base contienen sulfuros y calcedonia y hacia el techo del sondeo domina un carbonato tardío (calcita II).

Las brechas localmente son polimícticas, matriz a clasto-soportadas (Fig. 4.8 B). Los clastos tienen tamaños que alcanzan los 15 cm, bordes angulosos a subangulosos y están compuestos por rocas volcánicas y rocas sedimentarias alteradas, venas de calcita I y sulfuros con textura bandeada y en escarapela. La matriz es fina (10 a 45 % en vol.) y está formada por fragmentos de roca volcánica, venillas y sulfuros de grano muy fino. Están cementadas por sulfuros + calcedonia y varias generaciones de minerales tardíos (p.ej. calcedonia, calcita, Fig. 4.8 B). También hay ejemplos que tienen fragmentos de brechas (textura de brecha en brecha) con abundantes sulfuros.

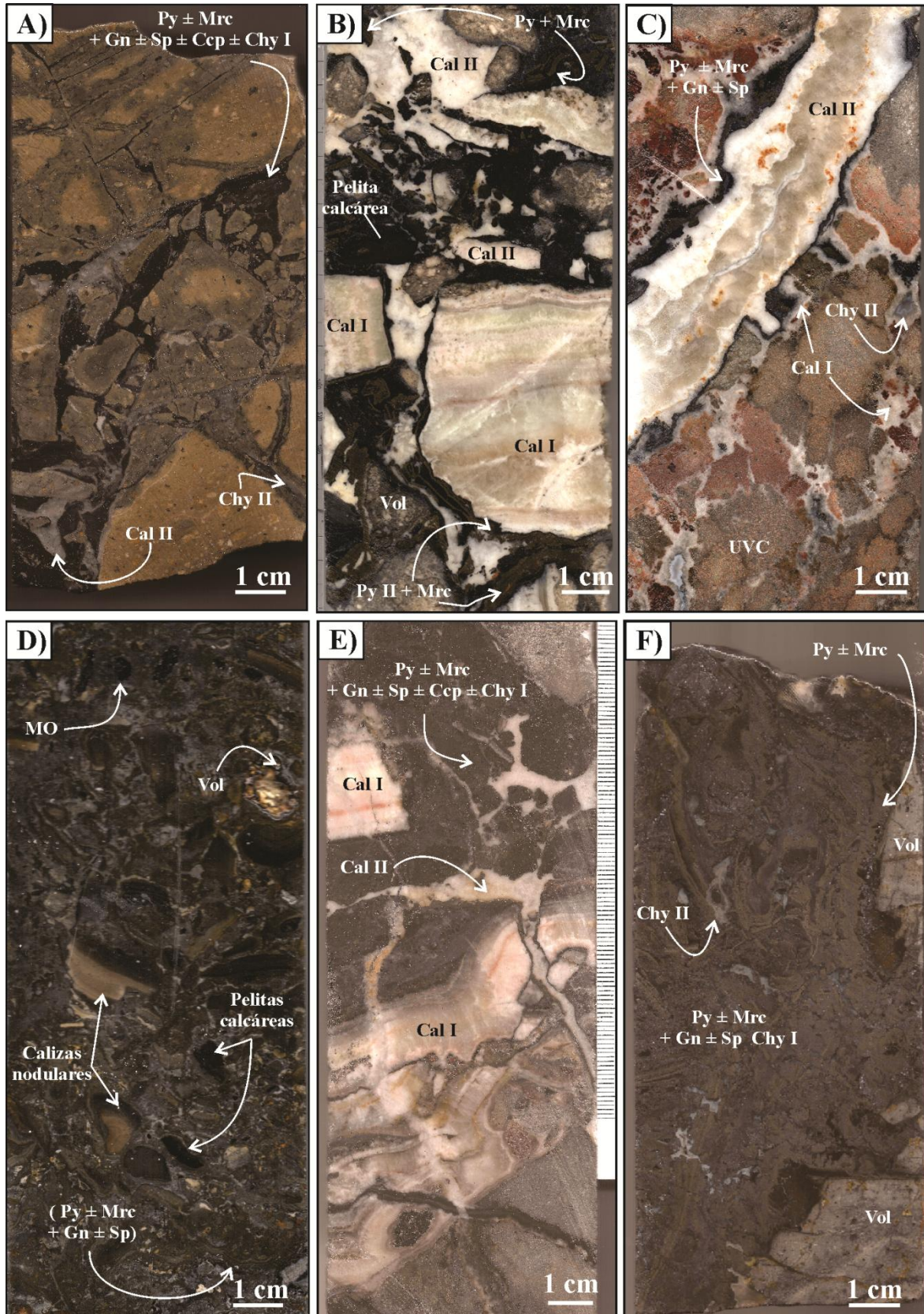


Figura 4.8. Brechas mineralizadas y sulfuros masivos en el nivel medio de Loma Galena. **A)** Brecha hidrotermal monomíctica cementada por sulfuros (Py: pirita; Mrc: marcasita; Gn: galena; Sp: esfalerita; Ccp: calcopirita y calcedonia (Chy); NV04-22, 139,5 m. **B)** Brecha hidrotermal polimíctica con clastos de volcanitas (Vol), venas de calcita I y fangolitas calcáreas, cementada por sulfuros + calcedonia y calcita II; NV06-277, 52 m. **C)** Autobrecha en UVC rellena con calcita I, sulfuros y calcita II (Cal II); NV06-277, 82m. **D)** Brecha caótica mineralizada, MO: materia orgánica; NV06-281, 61 m **E)** Brecha mineralizada,

clastos calcáreos, volcánicos y calcita cementados por sulfuros y calcedonia, cortada por venilla de calcita II; NV04-22, 63 m. **F**) Brecha con mineralización masiva, compuesta por pirita + marcasita, galena y esfalerita y oquedades rellenas con calcedonia II; NV10-1396, 48 m.

Las autobrechas mineralizadas son clasto-soportadas y en la zona central de depósito alcanzan los ~30 m de espesor (p. ej. sondaje NV06-277). Los clastos volcánicos tienen tamaños muy variados y bordes irregulares (tipo *breadcrust*). La matriz es escasa (< 3%) y de igual composición a la de los clastos. Calcita I y los sulfuros rellenan las oquedades entre los clastos volcánicos y también están en los clastos (como relleno y reemplazo). Calcita II cementa y rellena oquedades y venillas (Fig. 4.8 C).

En el contacto de la unidad volcánica C con las rocas sedimentarias hay sectores donde predomina la textura brechosa caótica (Fig. 4.6). Estas zonas han sido interpretadas como el resultado de la yuxtaposición de las rocas sedimentarias sobre la unidad volcánica C por fallas sin-sedimentarias (Pratt, 2010). Los clastos sedimentarios, volcánicos y de materia orgánica están reemplazados por agregados masivos y coloformes de sulfuros, con un aspecto de mineralización masiva (Fig. 4.8 D, E, F).

En Loma Galena varias brechas hidrotermales tienen los huecos rellenos con un material que consiste en clastos muy finos (Fig.4.9) de composición variable (calcedonia, cuarzo, calcita, ankerita, baritina, galena, pirita y marcasita, fragmentos de volcanitas y sedimentitas superiores) que presenta laminación paralela (Fig. 4.9 A, B). Calcita crustiforme suele delinear el borde del hueco relleno (Fig.4.9 A, B, C), algunos tienen láminas muy ricas en fragmentos de sulfuros transportados (Fig. 4.9 C). Hay ejemplos donde el tamaño del grano en el hueco aumenta hacia el techo del sondeo (Fig. 4.9 B).

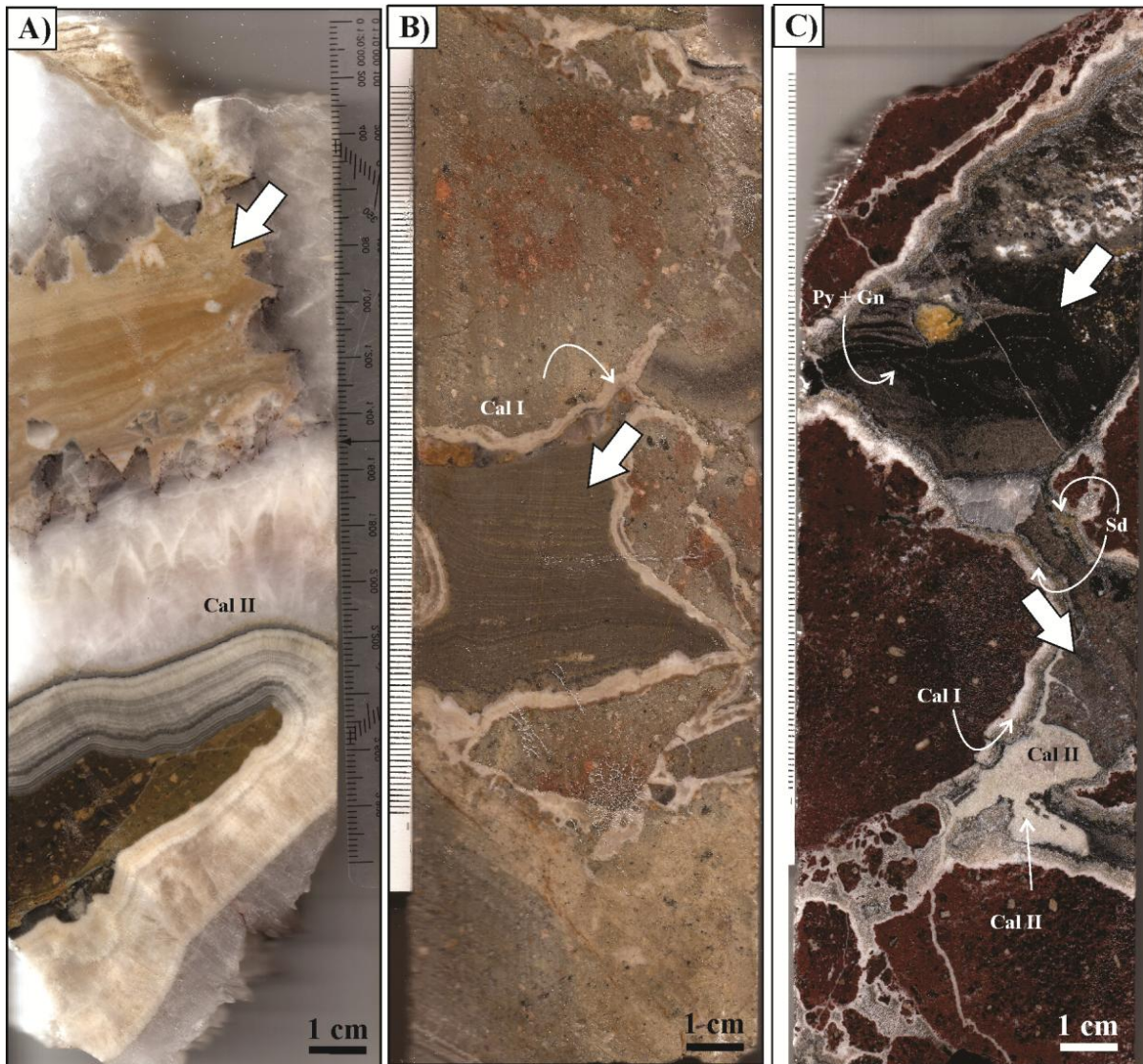


Figura 4.9. Rellenos tardíos en oquedades (flechas blancas en las imágenes) de brechas hidrotermales. **A)** Calcita crustiforme y euedral tapizan el hueco relleno posteriormente con fragmentos de baritina, calcita, sedimentitas y volcanitas con laminación marcada; NV06-277, 162,7 m. **B)** Relleno de la oquedad con fragmentos de galena, baritina, calcita y clastos sedimentarios y volcánicos con laminación grano-decreciente; NV10-1231, 156 m. **C)** Relleno del hueco con sedimentos finos (clastos de volcanitas), calcedonia y sulfuros transportados. Las paredes de la oquedad están tapizadas por calcita temprana (Cal I) ± siderita (Sd) y calcita II (Cal II); NV08-698, 70,3m.

4.3.2.3 Sulfuros diseminados. Nivel Superior

Las limolitas y fangolitas calcáreas hospedan sulfuros diseminados que suelen agruparse en finas bandas paralelas a la laminación (Fig. 4.10 A, B), en contacto con materia orgánica. Los sulfuros también reemplazan fragmentos calcáreos, restos orgánicos, pisolitos, cementan niveles clásticos gruesos (Fig. 4.10 C) y rellenan microvenillas discordantes y concordantes con la laminación. Suelen presentar venillas

rellenas con calcita y baritina. Esta zona contiene esfalerita y pirita \pm marcasita con galena subordinada.

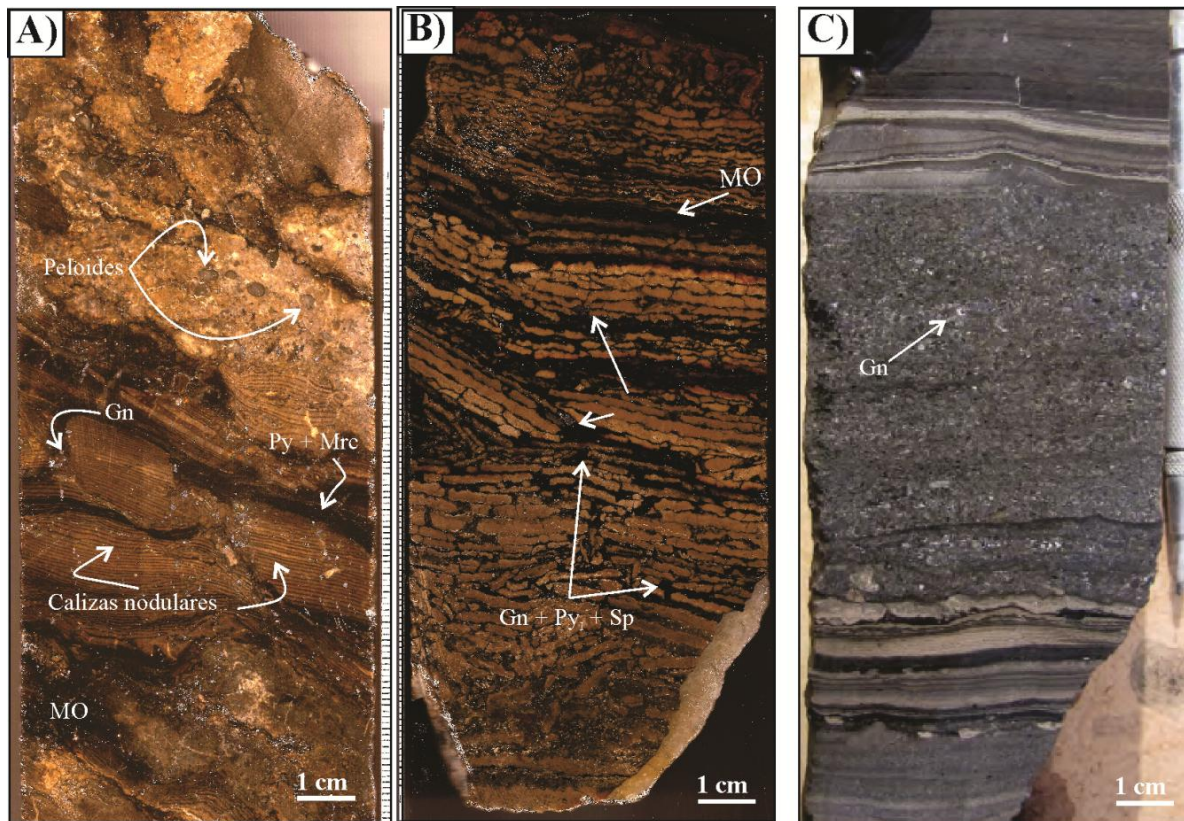


Figura 4.10. Rocas carbonáticas y clásticas con mineralización diseminada en el nivel superior. **A)** Fragmentos de calizas nodulares intercalados con niveles de peloides y fragmentos calcáreos. Los sulfuros están diseminados en bandas con abundante materia orgánica (MO) y en microvenillas; NV10-1414, 37,2 m. **B)** Carbonatos nodulares disturbados y fracturados (movimientos post depositacionales) que alternan con bandas micríticas; sulfuros en contacto con la materia orgánica; NV04-22, 38,5 m. **C)** Nivel clástico grueso, y gradado, intercalado en fangolitas y calizas nodulares. Galena cementa el nivel clástico; NV10-1414, 19,5 m.

4.3.3. Texturas y composición química de los sulfuros y sulfosales

4.3.3.1 Pirita y Marcasita

Pirita con marcasita está en los tres niveles mineralizados. Son comunes las esferulitas con un núcleo formado por pirita (Py I) framboidal de 10 a 25 μm , rodeada de sucesivas capas de pirita colorforme (Py II) (Fig.4.11 A). En ocasiones pirita framboidal también constituye el núcleo alrededor del cual precipitaron agregados fibrosos radiados de marcasita (Fig. 4.11 B). Otras esferulitas son más complejas y tienen varias capas de agregados fibrosos radiados de marcasita que alternan con

bandas de pirita (Fig. 4.11 C, D, E). Pirita tardía anhedral (Py III) rodea las esferulitas (Fig. 4.11 F).

En el nivel medio pirita framboidal es frecuente. Los framboides tienen tamaños que varían entre 10 y 30 μm . (Fig. 4.11 A). Las texturas más abundantes son esferulítica y coliforme. Los agregados coliformes alcanzan hasta 1,5 cm de ancho en la dirección de crecimiento. Hay esferulitas con vestigios de un núcleo de pirita framboidal (Py I) rodeado de capas de pirita que alternan con capas de cristales fibroso-radiados de marcasita (Py II; Fig. 4.11 E); una última generación de pirita anhedral (Py III) rodea a las esferulitas y a los framboides y en ocasiones también a galena (Fig. 4.11 F).

En el nivel superior pirita se encuentra diseminada junto a esfalerita y galena. Los agregados framboidales son muy abundantes. Cada framboide mide entre 10 y 25 μm y cada cubo mide $\sim 1 \mu\text{m}$. Marcasita suele reemplazarlos, dando lugar a agregados irregulares con relictos de framboides.

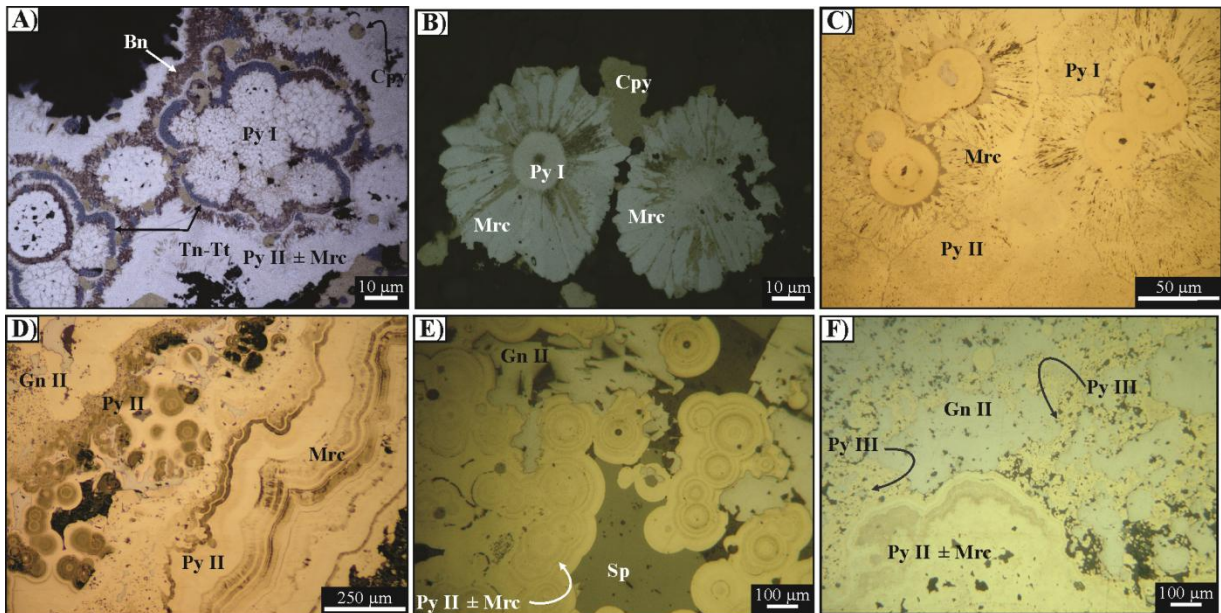


Figura 4.11. Microfotografías con luz reflejada de las distintas texturas en pirita. **A)** Esferulitas con un núcleo de pirita framboidal (Py I) rodeadas de sucesivas capas de pirita (Py II) \pm marcasita (Mrc) y reemplazados por sulfuros y sulfosales de Cu tardíos (Tn-Tt: tennantita-tetraedrita; Bn: bornita); NV04-22; 54,9 m. **B)** Framboides de pirita sobre los cuales precipitó marcasita; NV04-22, 70 m. **C)** Agregado coliforme de pirita II + marcasita; NV10-1396, 71,2 m. **D)** Agregado coliforme de pirita II + marcasita; NV10-1396, 65 m. **E)** Esferulitas de pirita + marcasita en nivel medio; NV10-1396, 65,2 m. **F)** Agregado coliforme de pirita II + marcasita rodeado de pirita (Py III) y galena tardía (Gn II); NV10-1396, 71,2 m.

Las composiciones químicas de pirita ($n=57$) muestran en ocasiones bajos porcentajes totales (96,9-97,4%) y cantidades menores a trazas de varios metales (Tabla 4.3). En pirita coliforme del nivel inferior se detectó hasta 8,49 % Pb y 7,55 % Ag, además de anomalías de Cu (3,89%), Bi (0,14 %) y Zn (0,11 %). En el nivel medio, las esferulitas y bandas coliformes de pirita analizadas tienen hasta 16,1 % Pb, 6,14 % Ag y 5 % Cu, con anomalías de As (>1 %), Zn (>1 %) y Bi (0,21 %). El único cristal cúbico de pirita analizado en un framboide del nivel superior tiene trazas de Pb (0,43 %) y Bi (0,26 %). En los diagramas bivariantes de Fe con Ag, Pb y Cu (Fig. 4.12 A, B, C) se observa una marcada correlación negativa entre estos metales, sugiriendo una sustitución del Fe por estos metales. El diagrama Ag versus Cu muestra una correlación positiva entre estos metales, los valores más altos de Ag corresponden a muestras del nivel inferior (Fig. 4.12 D).

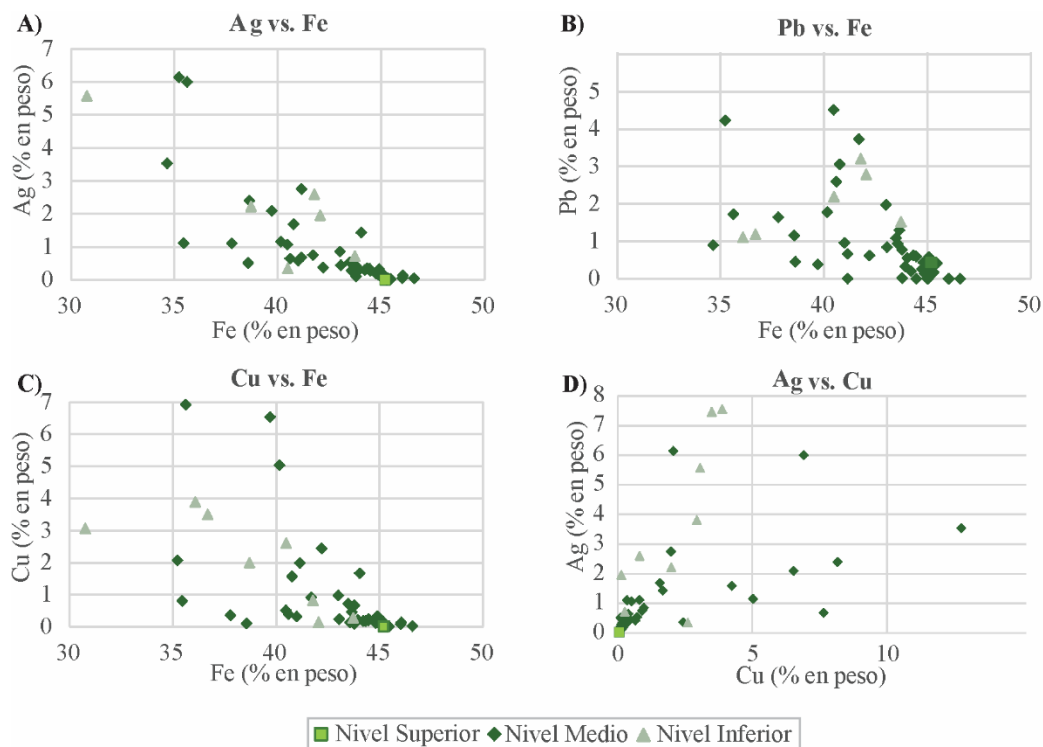


Figura 4.12. Diagramas de correlación realizados con las composiciones químicas obtenidas en pirita (Py I y Py III) y pirita-marcasita (Py II) de los tres niveles mineralizados en Loma Galena. **A)** Ag versus Fe. **B)** Pb versus Fe y **C)** Cu versus Fe. **D)** Ag versus Cu.

Los mapas de la [figura 4.13](#) muestran la distribución de los elementos químicos en un sector con esferulitas del nivel medio. El mineral gris oscuro en la imagen de electrones retro-dispersados y en la microfotografía con luz reflejada que reemplaza el núcleo de la esferulita corresponde a esfalerita ([Fig. 4.13 A, B, C](#)). Las composiciones de las bandas internas de la esferulita son variables en un rango de 31-44 % S ([Fig. 4.13 D](#)), 16-32 % Fe ([Fig. 4.13 E](#)), 4-34 % Pb ([Fig. 4.13 F](#)), 6-17 % Cu ([Fig.4.13 G](#)) y 4-13 % Ag ([Fig. 4.13H](#)). Entre estas bandas, las más claras de la [figura 4.13 C](#) (flechas blancas) tienen mayores contenidos de Pb y menores de Fe que las más oscuras; todas contienen As (hasta 2,6 %), Sb (hasta 1,5 %), Zn (hasta 0,99 %) y Bi (hasta 0,18 %). Los porcentajes de Pb son elevados las bandas blancas centrales ([Fig. 4.13 C, F](#)) donde también hay Cu y Ag, pero en cantidades inferiores a las determinadas en las bandas amarillas y celestes de la [figura 4.13 B](#). Además, otras bandas del sector central de la esferulita (flechas celestes en [Fig.4.13B, C](#)) están enriquecidas en Cu (41-63 % Cu) y presentan 23-31 % S, 2-16 % Fe, 6-19 % Ag y 0,6-1,4 Pb %. Una banda de la esferulita con contenidos de Cu de ~38 % está enriquecida en Ag (16-39 %). Un grupo de bandas amarillas en la microfotografía (flechas amarillas en [Fig. 4.13B, C](#)) muestra valores de 20-28 % Cu, 21-32 % Fe y Ag (1- 9 %). Las bandas externas blancas (flechas negras en [Fig.4.13C](#)) tienen 45-48 % S, 37-40 % Fe y cantidades menores de Cu (5-9 % Cu), Pb (1- 2 % Pb) y Ag (1 %).

En la [figura 4.14](#) se grafican los resultados de los análisis químicos (n = 160, [Tabla 4.4](#)) realizados a lo largo de la transecta A-B ([Fig. 4.13B](#)), perpendicular a las bandas de la esferulita descrita previamente. Estos diagramas revelan la continuidad de los contenidos de Ag (valor promedio 5,07%) a través de la esferulita y la correlación positiva entre Cu y Ag ([Fig. 4.14 A, B](#)) y negativa de estos elementos con Pb y Fe ([Fig. 4.14 C, D](#)) en bandas de la esferulita. Los contenidos de As, Sb y Bi son bajos, solo el As

presenta localmente valores que alcanzan 6% en peso, que coinciden con los contenidos más altos de Sb.

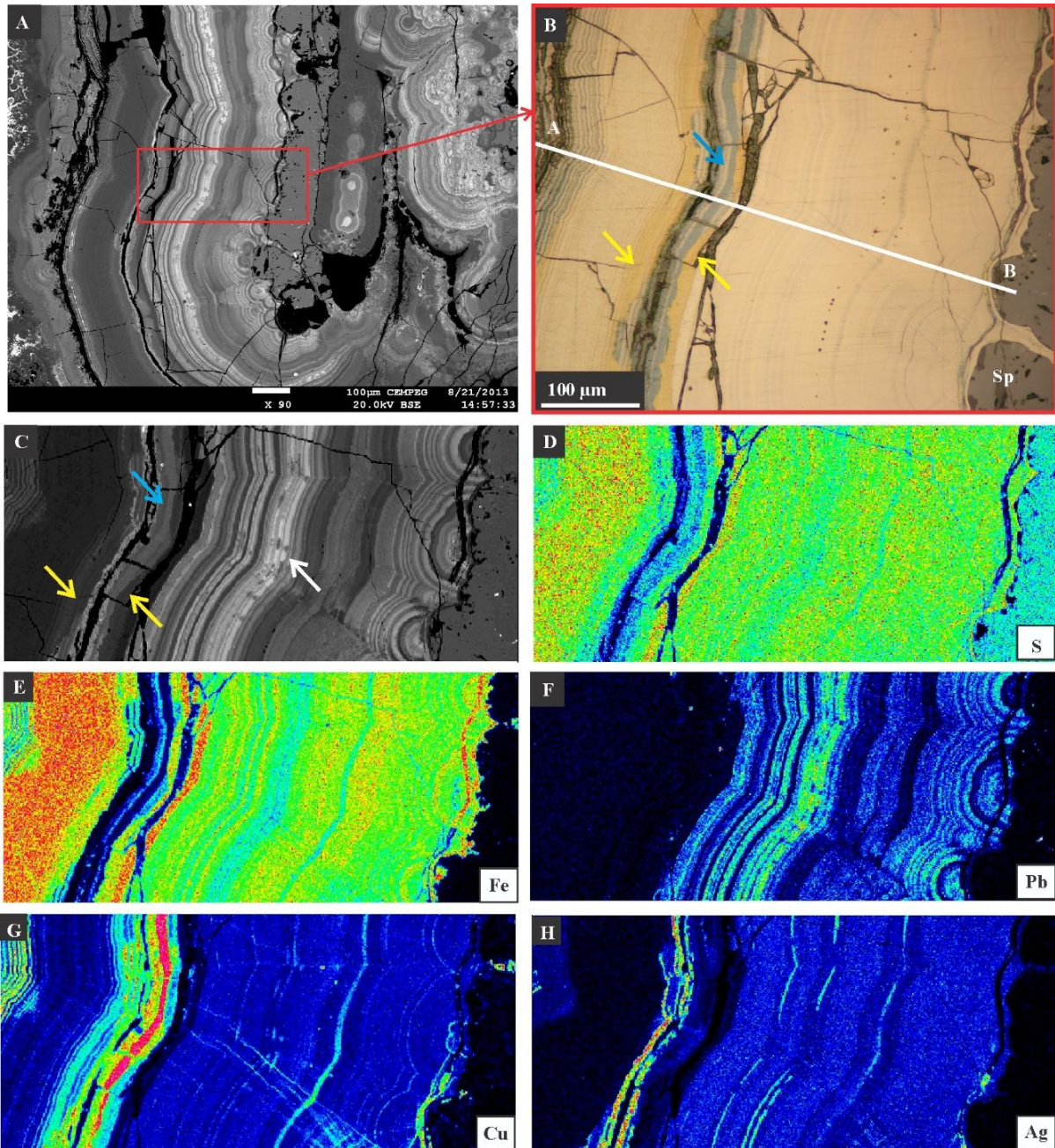


Figura 4.13. Mapas composicionales de una esferulita del nivel medio; NV10-1414, 52,2 m **A)** Textura esferulítica en sulfuros del nivel medio; el marco rojo indica la imagen en B. **B)** Microfotografía del sector de la esferulita analizada. **C)** Imagen de electrones retro-dispersados. Las flechas indican las bandas ricas en Ag, Cu y Pb (ver texto para explicación). Mapas composicionales con contenidos de **D)** S, **E)** Fe, **F)** Pb, **G)** Cu, **H)** Ag.

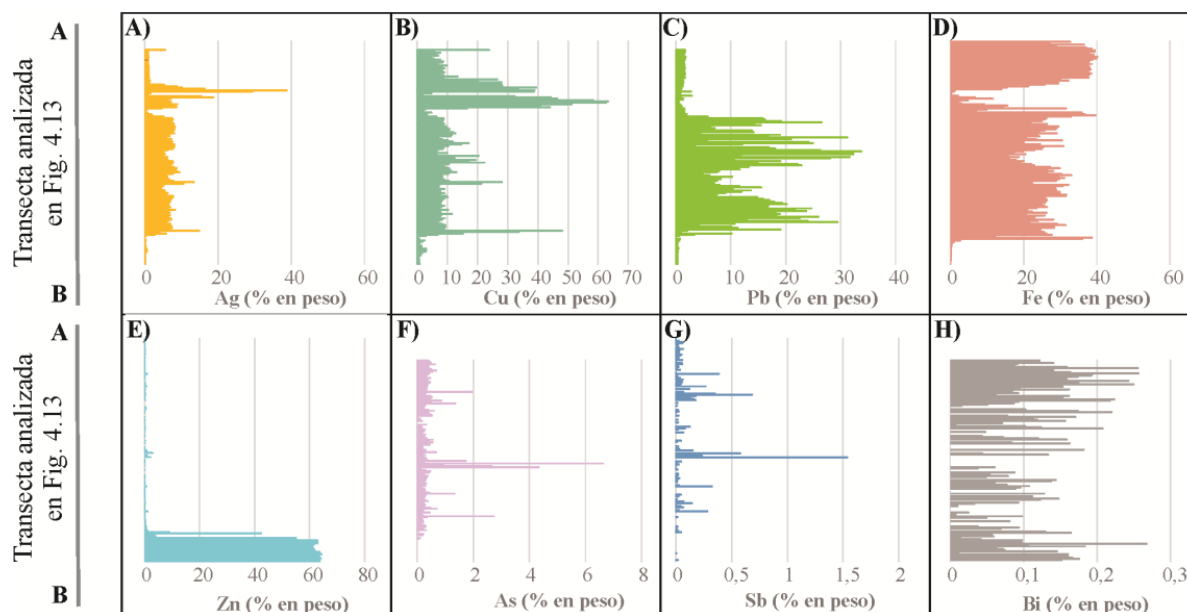


Figura 4.14. Diagramas de barras que ilustran los porcentajes en peso de los elementos analizados con la microsonda de electrones a lo largo de la sección transversal de una esferulita del nivel medio (A-B; Fig. 4.13B).

4.3.3.2 Galena

En el nivel inferior cristales euhedrales de galena están junto a pirita + marcasita (Py II) como relleno de venillas, cementados por calcedonia y/o precipitados directamente sobre las paredes de las rocas volcánicas (Fig. 4.15 A, B). Galena también reemplaza los framboides de pirita (Py I) del núcleo de las esferulitas. En el nivel medio galena junto a otros sulfuros están en agregados de grano muy fino distribuidos de forma irregular y cementados por calcedonia en las brechas (Fig. 4.15 B, C). En ambos niveles se distinguieron dos generaciones de galena: cristales que reemplazan framboides y fragmentos de cristales (Gn I) entre las bandas coliformes de pirita \pm marcasita (Fig. 4.15 A, B) y galena tardía (Gn II) en venillas micrométricas que cortan y reemplazan a las esferulitas y rellenan espacios entre los sulfuros previos (Fig. 4.15 C, D). En el nivel superior, cristales euhedrales de galena de hasta 0,5 cm de diámetro rellenan los poros de las sedimentitas clásticas de grano grueso y están diseminados en las fangolitas calcáreas, a veces en contacto con materia orgánica (Fig. 4.15 E). En

ocasiones galena se presenta junto a carbonatos, pirita y esfalerita como relleno de venillas tardías que atraviesan las rocas sedimentarias superiores (Fig. 4.15 E).

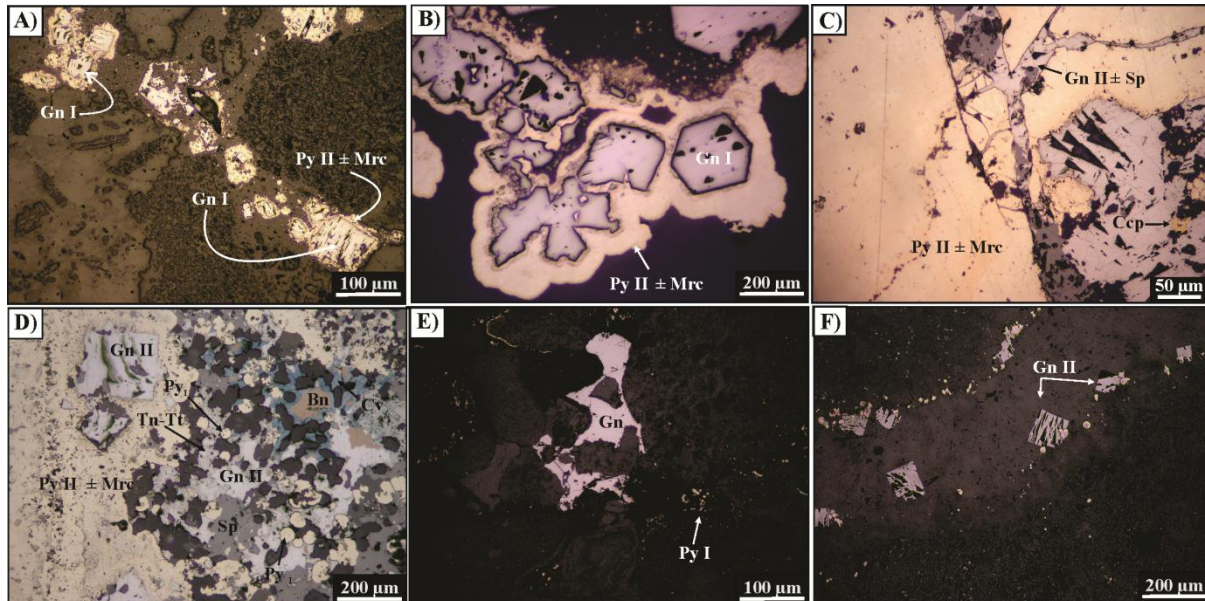


Figura 4.15. Microfotografías con luz reflejada de galena en los tres niveles mineralizados **A)** Cristales de galena (Gn I) rodeados por bandas coloformes de pirita ± marcasita (Py II + Mrc) precipitados sobre las paredes de las venas del nivel inferior; NV04-22, 107,3 m. **B)** Cristales de galena (Gn I) rodeados por bandas coloformes de pirita ± marcasita en el nivel medio; NV04-22, 43,2m. **C)** Galena tardía (Gn II) en equilibrio con esfalerita rellenan venillas micrométricas que cortan los agregados esferulíticos de pirita + marcasita; NV04-22, 64,6 m. **D)** Galena II rodeada y reemplazada por sulfosales de cobre (Tn-Tt: tenantita-tetraedrita, Bn: bornita; Cv: covellina) y pirita ± marcasita cementados por calcedonia en el nivel medio; NV04-22, 44 m. **E)** Galena rellena poros de un nivel clástico del nivel superior; NV10-1414, 19,5 m. **F)** Galena y framboides de pirita rellenan microvenillas en rocas sedimentarias del nivel superior; NV04-22; 40,6 m.

Los análisis químicos de cristales de galena ($n = 39$, Tabla 4.5) de los tres niveles mineralizados tienen entre 79,3 y 86,68 % Pb y 11,08 y 16,76 % S, que difieren levemente de la fórmula ideal. Los cristales del nivel inferior tienen contenidos de Cu y Ag (0,23-0,8 % y 0,36-1,21 %, respectivamente) mayores que los cristales analizados del nivel medio. Hay una correlación negativa moderada entre Pb y Ag ($r = -0,43$) que sugiere una sustitución de Pb por Ag en la estructura cristalina de galena. Los cristales del nivel inferior y del nivel medio contienen hasta 6,42 % Zn.

4.3.3.3 Esfalerita

En los niveles inferior y medio esfalerita tiene morfologías anhedral a subhedral y tamaños $<150 \mu\text{m}$, en venillas que cortan agregados coloformes de pirita ± marcasita y

rodea a las esferulitas de pirita (Py II) junto a galena II (Fig. 4.16 A, B). En el nivel medio también reemplaza esferulitas de pirita \pm marcasita y adquiere la morfología coliforme característica de la segunda generación de pirita (Py II; Fig. 4.16 C). En el nivel superior son muy abundantes los cristales anhedrales y de tamaños inferiores a los $\sim 200 \mu\text{m}$ diseminados en la roca sedimentaria junto a framboides de pirita y cubos de galena. También rodea fragmentos calcáreos y pisolitos en contacto con restos orgánicos (Fig. 4.16 D). Son frecuentes los agregados cristalinos dispuestos en bandas subparalelas a la laminación de la caliza y de las sedimentitas finas asociados a materia orgánica a quien suele reemplazar (Fig. 4.16 E, F).

Los análisis químicos de esfalerita ($n = 43$, Tabla 4.6) indican contenidos entre 51,5 y 65,8 % Zn y de 29,34 a 32,85 % S, algo inferiores a la fórmula ideal de esfalerita (66,98 % Zn y 32,78 % S). Los cristales de los niveles superior y medio tienen menores contenidos de Fe (0,17 % y hasta 1,29 %, respectivamente) que los cristales analizados del nivel inferior (hasta 2,81 %). Algunos cristales de los niveles inferior y medio contienen Ag (hasta 2,58 %, Fig. 4.17 A) y los contenidos de Cu no superan el 4% (Fig. 4.17 B). Los valores elevados y anómalos de Cu para la composición química de esfalerita (~ 11 y 15% de Cu, muestra LG270, Fig. 4.17 B, C) podrían obedecer al reemplazo de esfalerita por sulfuros de Cu, muy frecuente en los niveles inferior y medio. Esfalerita del nivel superior no contiene Cu. En la figura 4.17 C se observa la marcada correlación positiva entre Ag y Cu, principalmente en los cristales analizados del nivel medio. Todos los cristales analizados contienen Pb (0,25 a 0,58 %).

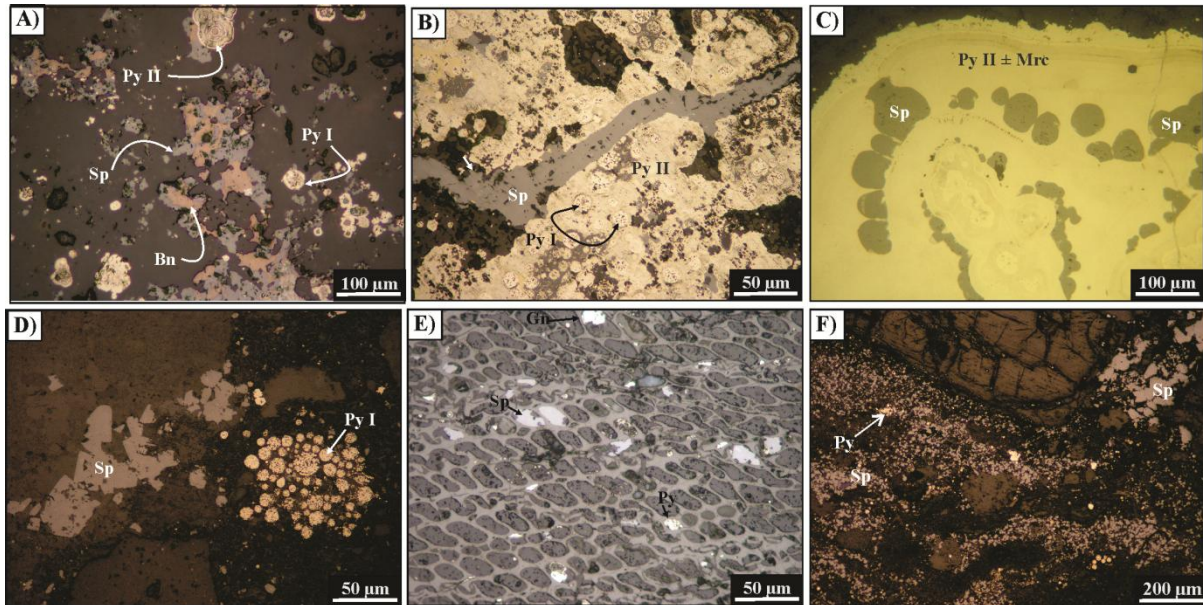


Figura 4.16. Microfotografías con luz reflejada de esfalerita en los tres niveles mineralizados del depósito de Loma Galena. **A)** Cristales anhedrales asociados a sulfuros de cobre tardíos que rellenan una venilla hidrotermal en el nivel inferior. Sp: esfalerita; Bn: bornita; Py I: piritita framboidal; Py II: piritita coloforme; NV04-22 139,5 m. **B)** Venilla de esfalerita que corta un agregado de piritita coloforme y framboidal en el nivel medio; NV10-1414, 89,6 m. **C)** Reemplazo pseudomórfico de piritita-marcasita coloforme por esfalerita; NV10-1396, 71,2 m. **D)** Esfalerita y framboides de piritita diseminados en las sedimentitas superiores NV04-22, 32,2 m. **E)** Esfalerita rellena cavidades vasculares en restos de vegetales preservados en las sedimentitas. Gn: galena. **F)** Cristales de esfalerita subhedrales y muy finos en bandas con framboides de piritita, nivel superior; NV04-22; 38,5m.

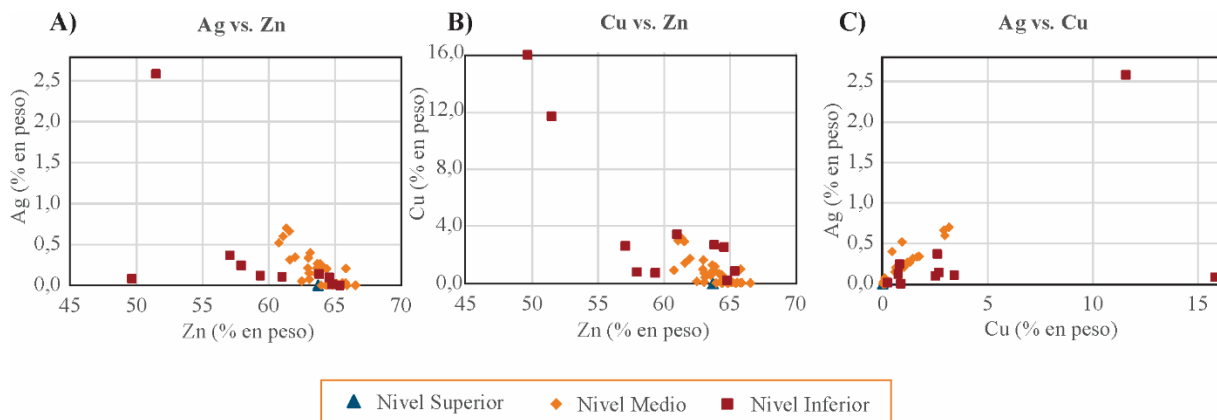


Figura 4.17. Diagramas de correlación realizados con las composiciones químicas obtenidas en esfalerita de los tres niveles de mineralización. **A)** Ag versus Zn. **B)** Cu versus Zn. **C)** Ag versus Cu.

4.3.3.4 Calcopirita

Fue reconocida en muestras de los niveles inferior y medio; este último nivel tiene los mayores porcentajes. Calcopirita reemplaza algunas bandas coloformes y capas de las esferulitas de piritita ± marcasita y también está como inclusiones muy finas en los bordes de granos de esfalerita, galena y piritita. En ocasiones reemplaza los bordes cristalinos de galena (Fig. 4.18 A, B).

Los análisis químicos de calcopirita de los niveles inferior y medio ($n = 15$, [Tabla 4.7](#)) muestran contenidos de Fe y Cu similares a la fórmula ideal. Todos los análisis tienen trazas de Pb (hasta 0,6 %). Otros metales presentes son Bi (hasta 0,26 %) y Zn (hasta 0,3 % en calcopirita del nivel medio). Los contenidos de Ag en calcopirita son bajos, con un promedio de 0,3% y un valor anómalo de 4,42 en un cristal de calcopirita del nivel medio.

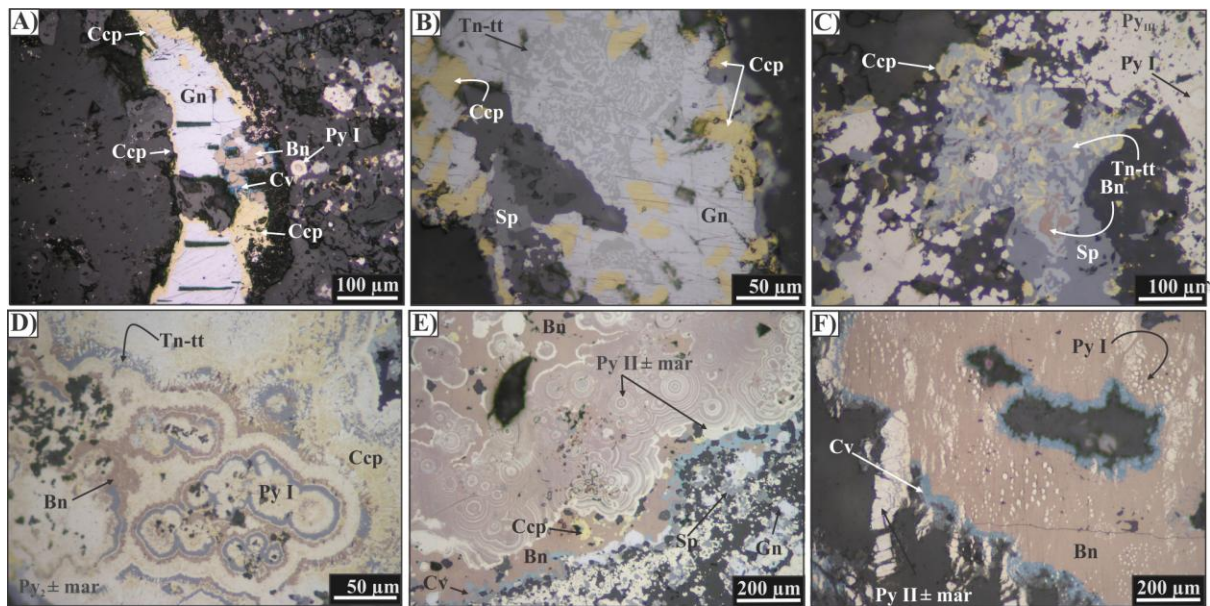


Figura 4.18. Microfotografías con luz reflejada de sulfuros y sulfosales de cobre en el nivel inferior y medio del depósito de Loma Galena. **A)** Galena (Gn I) rellena una venilla y calcopirita (Ccp), bornita (Bn) y covellina (Cv) reemplazan los bordes del cristal de galena; NV04-22, 70 m. **B)** Galena reemplazada por tennantita-tetraedrita (Tn-tt) y calcopirita en el nivel inferior; NV10-1414, 103, m. **C)** Tennantita-tetraedrita (Tn-tt), bornita y calcopirita en el nivel medio; NV04-22,7 m. **D)** Frambooides de pirita (Py I) y pirita coliforme (Py II) reemplazados por sulfuros y sulfosales de cobre; NV04-22, 139,5 m. **E)** Pirita coliforme en el nivel medio reemplazada por sulfuros y sulfosales de cobre; NV04-22, 64,62 m. **F)** Relictos de frambooides y bandas coliformes de pirita-marcasita en bornita; covellina reemplaza los bordes de bornita; NV10-1414, 103,4 m.

4.3.3.5 Bornita

Se encuentra en los niveles inferior y medio. En ambos niveles reemplaza bandas coliformes y capas de las esferulitas de pirita \pm marcasita de forma parcial a completa ([Fig. 4.18 D, E, F](#)). Bornita tiene forma anhedral y está siempre junto a los sulfuros y sulfosales de Cu; reemplaza a calcopirita ([Fig. 4.18A, C](#)).

Los análisis químicos de bornita ($n = 15$, [Tabla 4.8](#)) indican contenidos de Cu algo inferiores a los de la fórmula ideal. Los cristales tienen hasta 4,62 % Ag, 1,78 % Bi, 1,26

% Pb y 0,95 % Zn. El resto de los metales analizados (Te y Sb) están en cantidades variables entre 0,28 % y 0,33%.

4.3.3.6 Tetraedrita-tennantita

Esta serie isomorfa se encuentra en cantidades traza en los niveles inferior y medio. Los cristales son <1 mm y están asociados y/o reemplazan a calcopirita y bornita (Fig. 4.18 B, C, D). Los cristales analizados de ambos niveles (n = 19) se presentan en la Tabla 4.9. En el diagrama triangular Bi-As-Sb (Fig. 4.19) la mayoría de los datos caen en el campo de tennantita y solo 4 en el campo de tetraedrita. Los contenidos de Fe y Pb son bajos

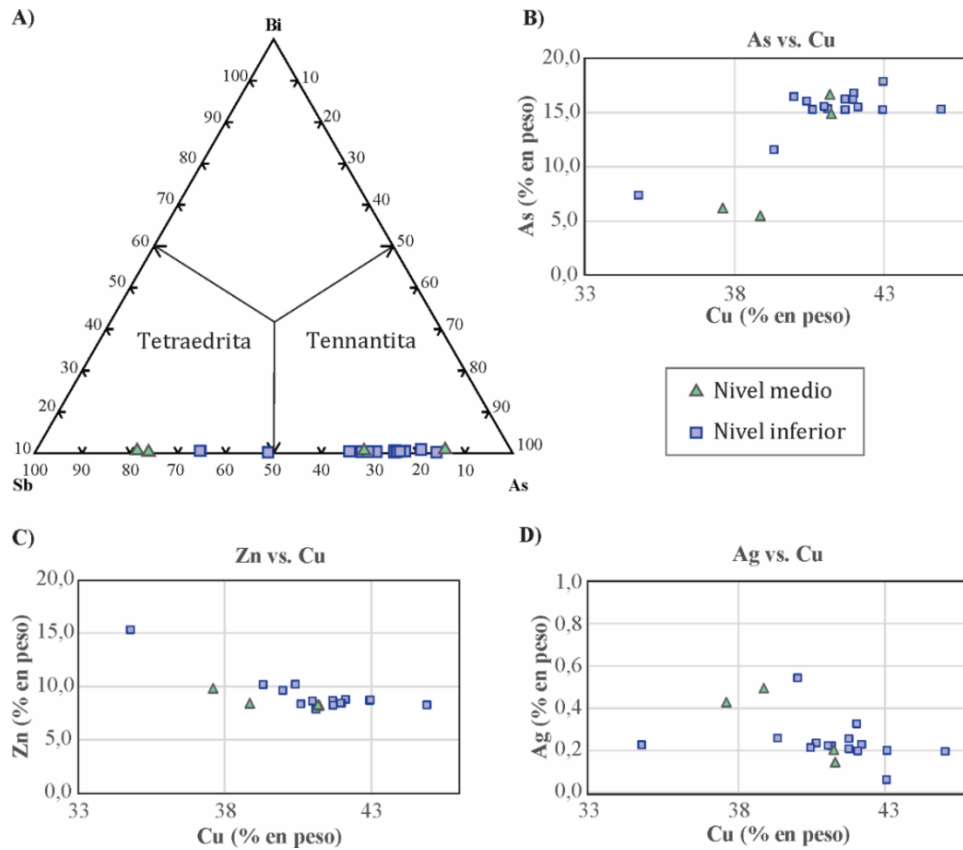


Figura 4.19. A) Gráfico ternario Bi-As-Sb que indica los campos para las composiciones de tetraedrita y tennantita. B), C) y D) Gráficos bivariantes que muestran las correlaciones entre algunos elementos químicos en tennantita-tetraedrita.

(hasta 1,25% y 1,71% Pb, respectivamente). Otros elementos determinados en cantidades menores a 1% son Ag (hasta 0,54 %) y Bi (hasta 0,19 %). Los diagramas de las figuras 4.11 C y D muestran la correlación positiva alta entre Cu y As ($r = 0,78$, Tabla

4.9) y negativa alta de Cu con Zn ($r = -0,87$), que teniendo en cuenta los altos contenidos de Zn registrados (hasta 15,3%, LG268a, [Tabla 4.9](#)), podría estar indicando una sustitución de Cu por Zn en la estructura cristalina. Cu y Ag tiene una correlación negativa moderada ($r = -0,47$).

Las imágenes de electrones retro-dispersados en escala de grises y en color de la [figura 4.20](#) muestran la heterogeneidad en la composición de los minerales de Cu tardíos en una venilla brechada del nivel inferior, que no suele ser visible al microscopio ([Fig. 4.20 A](#)). El cristal de galena, blanco en las imágenes ([Fig. 4.20A, B, C](#)), tiene ~1 % Ag, bornita reemplaza a calcopirita y está intercrecido con un sulfuro de Cu, Zn, Ag, Fe (petrukita? no se analizaron In y Sn) y rodeado de un sulfato con altos contenidos de Pb, probablemente anglesita. Las imágenes de la [figura 4.20 D, E y F](#) son otro ejemplo de la complejidad de las texturas de los sulfuros de Cu tardíos. En este sector de la misma muestra se identificó bornita (en rojo) que reemplaza a calcopirita (anaranjado) y un sulfuro de Cu, Zn, Fe (rojizo anaranjado); en verde pirita-marcasita.

En el nivel medio, las esferulitas y las bandas coloformes de pirita-marcasita también presentan texturas de reemplazo complejas y selectivas, en las cuales algunas capas fueron reemplazadas por sulfuros de cobre como se muestra en las esferulitas de la imagen de electrones retro-dispersados y el mapa composicional de la [figura 4.21 A y B](#), respectivamente. En dicha imagen se observan en color verde bandas con alto contenido en Fe que corresponden a pirita \pm marcasita, y en color rojo bandas con abundante Cu que representan los sulfuros de Cu tardíos.

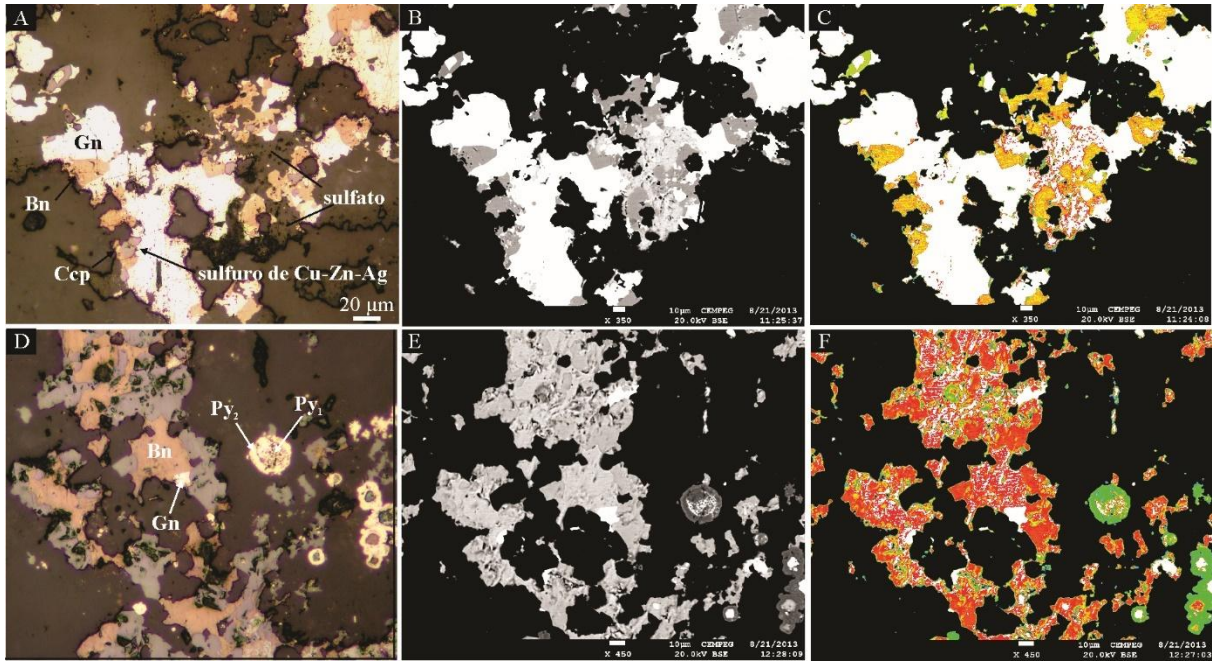


Figura 4.20. Microfotografía con luz reflejada (A, D) e imágenes de electrones retro-dispersados (B, C, E, F) de los sulfuros de Cu tardíos en el nivel inferior; NV10-1414, 103,4m.

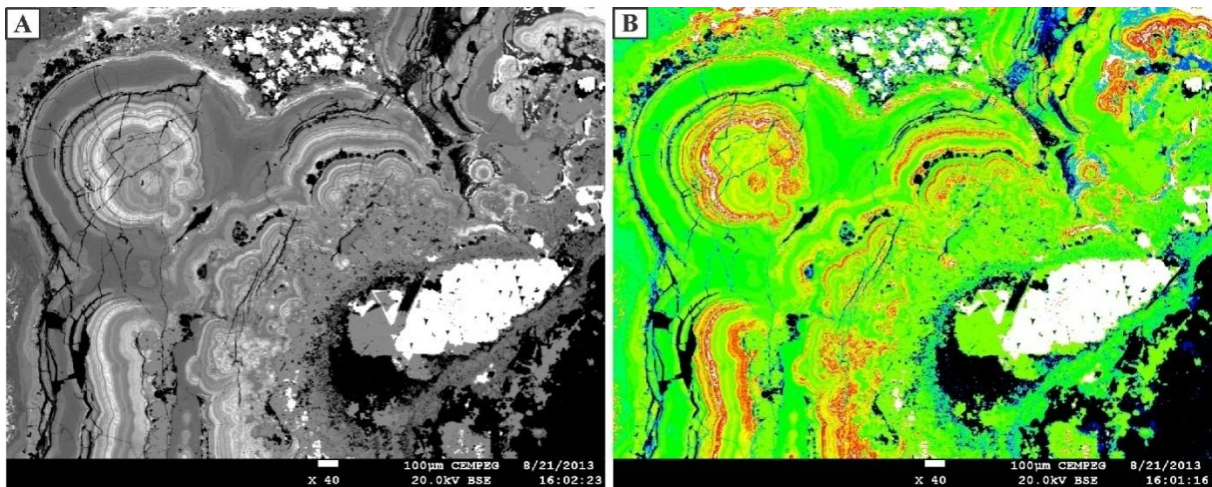


Figura 4.21. Microfotografía de electrones retro-dispersados que muestran la complejidad de los reemplazos de piritas-marcasita por sulfuros de cobre tardíos en el nivel medio; NV10-1414, 52,2 m.

4.3.3.7 Covellina y digenita

Se encuentran en los niveles inferior y medio en cantidades muy inferiores a los sulfuros y sulfosales de cobre. En ambos niveles reemplazan a bornita y a calcopirita según bordes cristalinos y a veces el cristal completo (Fig. 4.18 E, F).

4.3.3.8 Alteración supergénica

La zona de alteración supergénica en Loma Galena no supera los 30 m de espesor (Fig. 4.6). Los sondajes ubicados en el centro del *horst* Galena, en donde aflora la UVB, tienen niveles de oxidación algo más profundos que el resto de los sondajes que interceptan los niveles sedimentarios superiores, los cuales actuaron como una barrera impermeable que limitó la percolación de aguas meteóricas. Esta zona se caracteriza por presentar un color rojizo a anaranjado debido a la presencia de óxidos e hidróxidos de Fe.

4.3.4. Texturas y composiciones química de los minerales de ganga

4.3.4.1 Carbonatos

Se reconocieron dos generaciones de calcita en Loma Galena: calcita pre-mineralización (calcita I) y calcita post-mineralización (calcita II). En las venas y venillas del nivel inferior, calcita I forma bandas crustiformes de distintas tonalidades (anaranjadas, marrones, verdes, rosadas, Fig. 4.7 A, C), sobre las paredes de las volcanitas. En las venas brechadas, calcita I rodea los clastos de volcanitas (textura en cocarda). En el nivel medio las venas y venillas presentan bordes sinuosos y textura bandeada (Fig. 4.22 A), algunos sondajes interceptaron venas (<30 cm de espesor) con calcita laminar (*platy-calcita*) (Fig. 4.22B). Las brechas hidrotermales que cortan las volcanitas y las brechas caóticas en contacto con la unidad volcánica C tienen fragmentos de bandas crustiformes de calcita I y están cementadas por sulfuros y calcedonia (Figs. 4.8 B, E; 4.22 C, D).

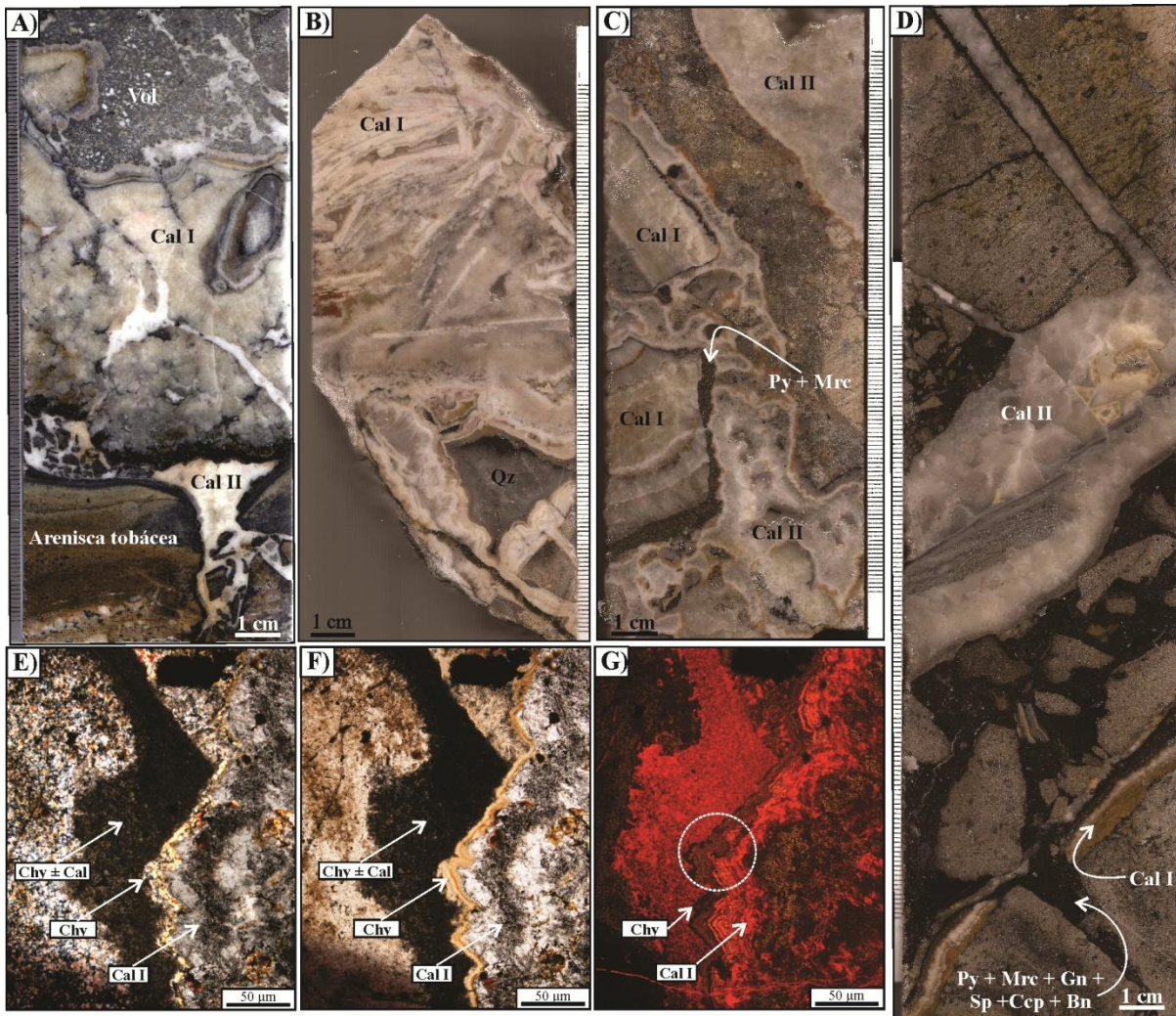


Figura 4.22. **A)** Cemento de calcita I (Cal I), con textura en cocarda cortada por calcita tardía (Cal II); NV06-277; 52,7 m. **B)** Calcita laminar rellena una vena en el nivel inferior; NV10-1396, 83 m. **C)** Clastos de calcita I sobre los cuales precipitó pirita y marcasita (Py + Mrc) cementados por calcita II; NV10-1414, 51,4 m. **D)** Venilla de calcita I y clastos de volcanita brechados por pulso de calcedonia y sulfuros. Venilla de calcita tardía (Cal II) corta la brecha hidrotermal y rellena oquedades; NV10-1414, 77,8 m. **E, F y G)** Microfotografías de venillas de calcita I con bordes corroídos sobre los que precipitó calcedonia I; NV10-1231, 123,5 m.

Los análisis químicos de calcita I indican contenidos de Mn de hasta 2,9%, (0,39% promedio), hasta 2,6% Fe (valor promedio 0,41%) y hasta 0,78% de Mn (0,4%, promedio; [Tabla 4.10](#)). En las [figuras 4.22 E, F y G](#), se distinguen distintas intensidades de luminiscencia por los diferentes contenidos de cationes (Mg, Fe, Mn, [Tabla 4.10](#)) y los bordes de calcita corroídos y parcialmente disueltos sobre los que precipitó calcedonia I.

Siderita se identificó en la mayoría de las muestras analizadas. Este carbonato precipitó luego de calcita I y rellena venillas tempranas de hasta 1,5 cm de espesor con textura bandeada crustiforme (Fig. 4.9 C).

Calcita II está en los tres niveles mineralizados. En los niveles inferior y medio es muy abundante y es uno de los últimos minerales en precipitar como relleno de las venas, brechas y autobrechas (es posterior a calcedonia II) (Figs. 4.7A, B, C; 4.8 B, E; 4.9 A). También rellena venillas que suelen atravesar clastos y cementos previos de las brechas y que terminan en los huecos a los que rellenan (Fig. 4.22 D). Tiene textura bandeada y cada banda está formada por cristales de grano medio a grueso (~0,5 a 2 cm) de un aspecto más diáfano que calcita I. Cuando rellena oquedades en autobrechas o brechas hidrotemales tiene un hábito masivo y grano más grueso (Fig. 4.8 C). En el nivel superior rellena venillas finas (<2 cm) e irregulares discordantes a la laminación sedimentaria.

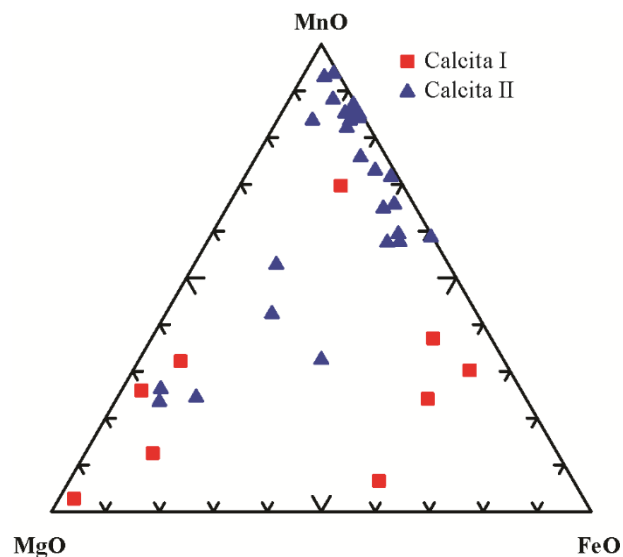


Figura 4. 23. Diagrama ternario Mn, Fe y Mg con las composiciones de calcita I y II.

Calcita II tiene hasta 5,94% Mn (2,01% promedio), 5 veces mayor que el contenido promedio en calcita I. Los contenidos de Fe son similares a levemente menores (hasta 2,08% y promedio 0,48%) que en calcita I. Los contenidos de Mg alcanzan valores de

0,99% (0,15% promedio). En el diagrama ternario (Fig. 4.23) se muestran las composiciones de los cristales de calcita I y II analizados.

4.3.4.2 Minerales del grupo de la sílice

Varios pulsos de calcedonia fueron reconocidos en las muestras estudiadas y se agruparon según sus texturas en dos generaciones, ambas post-mineralización. En los niveles inferior y medio, la primera generación de calcedonia I (ChyI) consiste en agregados granulares muy finos que cementan fragmentos de sulfuros, calcita, siderita y volcanitas alteradas (Fig. 4.24 A).

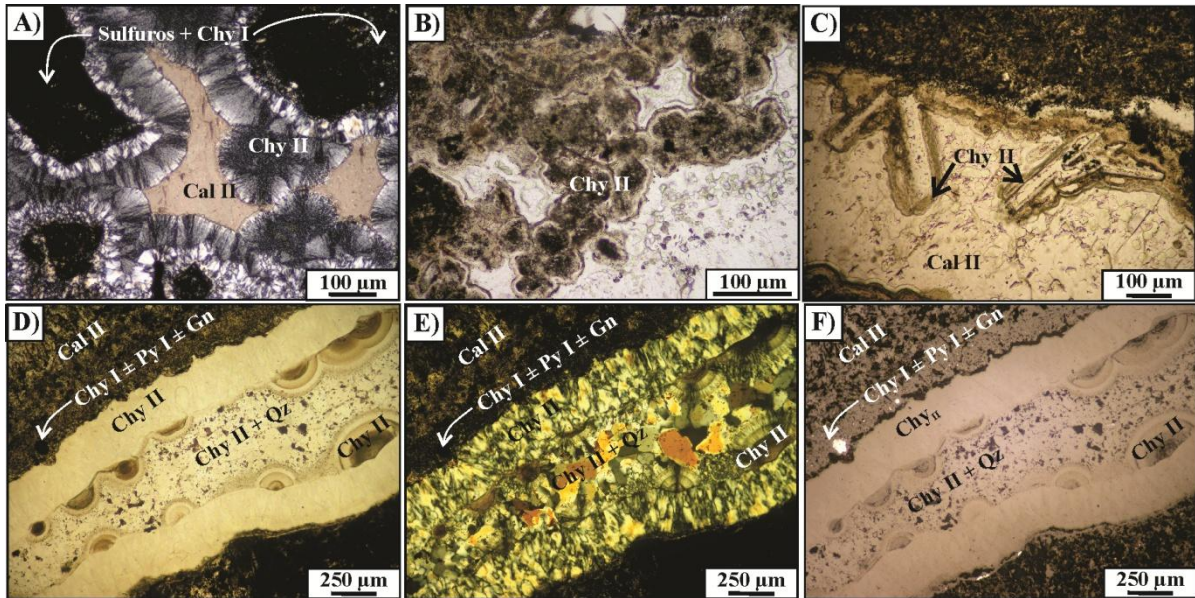


Figura 4. 24. A) Calcedonia II (Chy II) con textura coloforme primaria, brecha y cemento sulfuros y calcedonia I (Chy I); NV04-22, 7,3 m. Luz transmitida con analizador intercalado. **B)** Calcedonia con textura musgosa; NV06-281, 143,6 m. Luz transmitida sin analizador intercalado. **C)** Cristales de baritina rodeados de calcedonia en venilla con calcita II; NV06-281, 143,8 m. Luz transmitida sin analizador intercalado **D, E y F)** Venilla rellena con las dos generaciones de calcedonia (Chy I y Chy II) y cuarzo sacaroide (Qz); NV06-279, 151,7 m. Luz transmitida sin analizador intercalado (D) luz transmitida con analizador intercalado (E) y luz reflejada con analizador levemente des cruzado (F).

Calcedonia II es común en el nivel medio e inferior y en el nivel superior se reconoció en algunas muestras. Bandas con textura coloforme y microfibrosa radiada (zebraica) rellenan venillas y oquedades de venas luego de las bandas de calcedonia I. En las brechas hidrotermales rodean clastos mineralizados con arreglos grano-creciente desde el contacto con el clasto hacia la banda externa (Fig. 4.24 A). La textura musgosa

también fue identificada en calcedonia II (Fig. 4.24 A, B). Las venillas suelen presentar una zonación definida por calcedonia en los bordes que gradúa a un mosaico de cristales finos de cuarzo en el centro (Fig. 4. 24D, E, F). Cuarzo incoloro de grano grueso y del tipo amatista fueron reconocidos en algunas muestras de los niveles inferior y medio y constituyen el relleno tardío de algunas venas y brechas mineralizadas.

4.3.4.3 Sulfatos

Se identificaron 2 generaciones de baritina: a) cristales tabulares de grano fino intercrecidos con calcedonia I (baritina I, Brt I) y prismas de hasta 1 cm de largo asociados a calcedonia II que se disponen de manera perpendicular a las paredes de las oquedades y/o venillas. En el nivel superior baritina rellena pisolitos y pequeñas oquedades en las rocas clásticas carbonáticas.

Estroncianita es un mineral tardío que rellena venillas y brechas y fue reconocido solo en algunas muestras estudiadas del nivel inferior y medio. Se presenta como agregados fibrosos-radiados de grano grueso o masivo y de color rosado (Fig.4.7 A), asociado a calcita II. Yeso rellena fracturas en los niveles más superficiales y forma capas finas concordantes con la estratificación que se intercalan en las sedimentitas de granulometría fina. Anglesita se identificó en secciones delgadas donde es intersticial entre cristales de galena reemplazados por sulfuros de Cu (Fig.4.20 A,B, C).

4.4 DISCUSIÓN

4.4.1. El ambiente epitermal somero

Las fallas de orientación principal NO y NE subordinadas que atraviesan las unidades volcánicas habrían sido los canales de ascenso de los fluidos hidrotermales que depositaron la mineralización en las venas y brechas. Si bien estas venas muestran episodios de brechamiento hidráulico, no constituyen las típicas vetas epitermales con

numerosas reaperturas y rellenos, sino que serían el relleno de fisuras generadas en las rocas durante la extensión jurásica.

Los fluidos, al interceptar las autobrechas volcánicas y las brechas caóticas en el contacto volcanitas-sedimentitas, fueron canalizados través de estas litologías muy permeables y precipitaron la mayor concentración de sulfuros del depósito como relleno de los huecos y reemplazos. También ascendieron episódicamente a las sedimentitas sobreyacentes a través de fracturas y fallas donde depositaron mineralización diseminada en contacto y como reemplazo de materia orgánica. En otros depósitos del corredor Navidad estas rocas alojan un nivel delgado de travertino de forma arbustiva generado por un episodio geotermal subácueo con participación de aguas calientes ricas en CO₂ (Pratt, 2010). Estas características indican que la mineralización ocurrió cerca de la superficie.

El material no consolidado con laminación paralela que rellena los huecos de algunas venas y brechas (Fig.4.9) son clastos muy finos de minerales hidrotermales (también hay fragmentos de volcanitas y sedimentitas como relleno fino) que pudieron ser transportados en suspensión desde los niveles superiores (brechas caóticas o brechas freáticas tardías?) y reflejan una conexión de las vetas y brechas con estos niveles más superficiales. Estas estructuras similares a las geopetales se mantuvieron más o menos en su posición horizontal durante la inversión tectónica del Cretácico Superior-Paleógeno (Gianni et al., 2015, Savignano et al., 2016).

En Loma Galena, la mineralización y los minerales de ganga presentan texturas típicas de ambientes epitermales someros con evidencias de episodios de ebullición de los fluidos hidrotermales (Corbert y Leach, 1998; Simmons et al., 2005). Por ejemplo, calcita laminar (calcita I), en los depósitos epitermales precipita durante el inicio de la ebullición (profundidades >500 m) como relleno de espacios abiertos debido al

aumento del pH (pH 6-7) del fluido por la liberación del CO₂ (Simmons y Christenson, 1994; Hedenquist et al., 2000; Simmons et al., 2005; Camprubí y Albinson, 2006) a temperaturas <300°C (Hedenquist et al., 1998; Hedenquist et al., 2000; Simpson et al., 2001). Las texturas bandeadas crustiforme de calcita y colofome en calcedonia en las venillas y brechas, indican profundidades de formación intermedia a somera y pueden originarse por el descenso de la temperatura y de la presión de los fluidos hidrotermales durante la ebullición y/o mezcla con otros fluidos (Buchanan 1981, Simpson et al., 1995, Dong y Morrison, 1995). Otras evidencias indirectas de que los fluidos hidrotermales interceptaron la curva líquido-vapor son los episodios de brechamiento y formación de venas brechadas y brechas hidrotermales (Hedenquist y Henley, 1985, Simmons et al; 2005). Las texturas primarias colofome y musgosa descritas en calcedonia de los niveles inferior y medio han sido atribuidas a la precipitación en espacios abiertos durante el enfriamiento brusco del fluido hidrotermal sobresaturado en sílice, a temperaturas comprendidas entre los 190° y 100°C (White y Hedenquist, 1990). La calcita II que rellena las venas y brechas ha sido documentada en depósitos como Golden Cross (Nueva Zelandia) y su origen relacionado con el descenso de aguas ricas en CO₂ calentadas por vapor durante la disminución de la actividad hidrotermal (Simpson et al., 2001).

Las texturas de los sulfuros más abundantes en Loma Galena también señalan su precipitación rápida en condiciones epitermales someras. La textura framboidal de pirita fue considerada como el producto de la actividad bacteriana y la cristalización de masas coloidales a bajas temperaturas, con tendencia a preservar las texturas originales (Ramdhor, 1980). Sin embargo, investigaciones posteriores determinaron 4 estadios en la formación de framboides de pirita: a) nucleación de microcristales de monosulfuro de hierro, b) transformación de esos microcristales a greigita, c) nucleación de

microcristales de greigita ferromagnética en un agregado densamente empaquetado de morfología esférica y framboidal y d) conversión de los framboides de greigita a pirita (Wilkin y Barnes 1996). Las condiciones para el desarrollo de framboides de pirita son temperaturas $<220^{\circ}\text{C}$ y mezcla de aguas oxigenadas con aguas que contienen H_2S (Wilkin y Barnes 1997; Hannington, 1986).

La textura coloforme de pirita II y marcasita es una textura de desequilibrio con características fractales (Xu y Scott, 2005; Barrie et al., 2009) que ha sido descrita en numerosos depósitos del mundo (Saunders y Swann, 1994; McKibben y Eldridge, 1995; Fowler y L'Heureux, 1996; Machel, 2001; Bazylinski y Frankel, 2003; Southam y Saunders, 2005; Gantumur et al., 2005; Kucha et al., 2005, 2010; Barrie et al., 2009 a y b; Xué et al., 2015). Fue interpretada previamente como el producto de la precipitación a partir de geles coloidales (Dong et al., 1995). Hoy se considera de origen hidrotermal y generada por la cristalización rápida a partir de múltiples centros de nucleación en fluidos saturados debido a cambios bruscos que se producen en el fluido o en las condiciones de precipitación del mineral (Xu y Scott, 2005; Craig y Vaughan, 1994).

En los tres niveles mineralizados de Loma Galena abundan las esferulitas formadas por capas de pirita y marcasita cuya distribución y cantidad son variables. Marcasita se forma de fluidos con temperaturas $<240^{\circ}\text{C}$, $\text{pH} < 5$, levemente oxidados o bien que cambian de condiciones más reductoras a más oxidadas y que contienen especies de sulfuros (H_2S , HS^- , S_2^-) (Murowchick y Barnes, 1986). Dada su poca estabilidad en soluciones calientes, estas especies polisulfuradas deben formarse cerca o en el sitio donde precipita marcasita, por oxidación del H_2S acuoso o por reacción del H_2S con especies de sulfuros más oxidadas ($\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$, HSO_3^-). Luego de la formación de marcasita, y para permanecer estable, la temperatura no debe exceder los 160°C . La

disminución del pH favorece la precipitación de marcasita en lugar de pirita y viceversa (Murowchick y Barnes, 1986).

La mezcla de fluidos hidrotermales de diferentes composiciones debió propiciar la incorporación de los metales traza (Ag, Cu, Bi, As, Pb, Sb, Zn) como micro-inclusiones, nano-partículas o soluciones sólidas en los sulfuros de Loma Galena, fenómeno habitual en los depósitos hidrotermales y en especial en los que se forman a temperaturas bajas (Deditius et al., 2009; 2011; Pacevskiet al., 2012).

4.4.2. Secuencia Paragenética

La integración de la información presentada en este capítulo permitió elaborar el diagrama paragenético de los sulfuros, sulfosales y minerales de ganga de Loma Galena que consiste en 3 episodios principales separados por eventos de ebullición-brechamiento con reapertura de venas y brechas y mezcla de fluidos (Fig. 4.25). La actividad hidrotermal más antigua registrada (episodio II, pre-mineralización) corresponde a la precipitación de la primera generación de calcita (espática y crustiforme, calcita I) seguida de siderita como relleno de las venas y venillas (estadio 1).

El episodio de mineralización (Episodio II; Fig. 4.25) se subdivide en dos estadios en los que se formaron los sulfuros y sulfosales a partir de mezcla de fluidos. En el estadio 2, precipitaron pirita framboidal (Py I) seguidos por bandas coloformes y esferulitas de pirita ± marcasita (Py II ± Mrc) y galena (Gn I). Luego de un evento de brechamiento vinculado posiblemente a la ebullición del fluido, precipitaron galena (Gn II), pirita anhedral (Py III) y esfalerita sobre las esferulitas fracturadas. En el estadio 3, los sulfuros tempranos fueron reemplazados parcialmente por sulfuros y sulfosales de Cu-Fe-As-(Sb). Covellina y digenita se consideran de origen hipogénico dado que

reemplazan los sulfuros de Cu-Fe en los niveles inferior y medio, donde no se registró alteración supergénica; se consideran tardíos en la secuencia. Durante el episodio III, continuaron brechamientos y precipitación sucesiva de los cementos calcedonia I y baritina I, calcedonia II y baritina II, calcita II de grano grueso rica en Mn, estroncianita y finalmente, cuarzo.

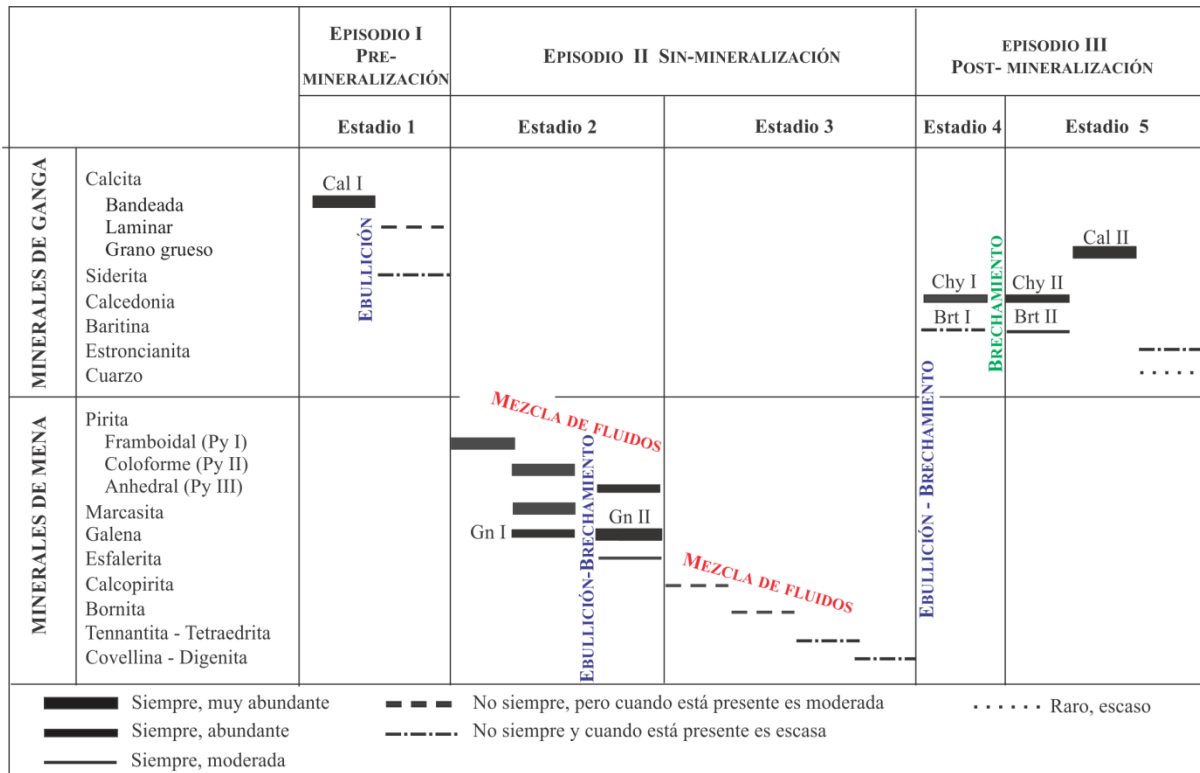


Figura 4.25. Secuencia paragenética para los minerales hipogénicos de mena y ganga formados durante la evolución del sistema hidrotermal en Loma Galena.

4.4.3. Fugacidad del Azufre

El contenido metálico de Loma Galena permite clasificarlo como del tipo polimetálico Zn + Pb + Ag (Albinson et al., 2001). La mineralización consiste en piritita, marcasita, galena, esfalerita, calcopirita, bornita, tennantita-tetraedrita con contenidos variables de Ag y no contiene Au. Los minerales de ganga son carbonatos y calcedonia, con baritina, estroncianita (anglesita) y cuarzo. El contenido de Fe en esfalerita es bajo (0,00 a 2,81 % en peso). Estas características son típicas de los yacimientos epitermales de sulfuración intermedia (Sillitoe y Hedenquist, 2003, Camprubí y Albinson, 2006,

Sillitoe y Hedenquist, 2003, Camprubí y Albinson, 2006, Sillitoe, 1993; Simmons et al., 2005).

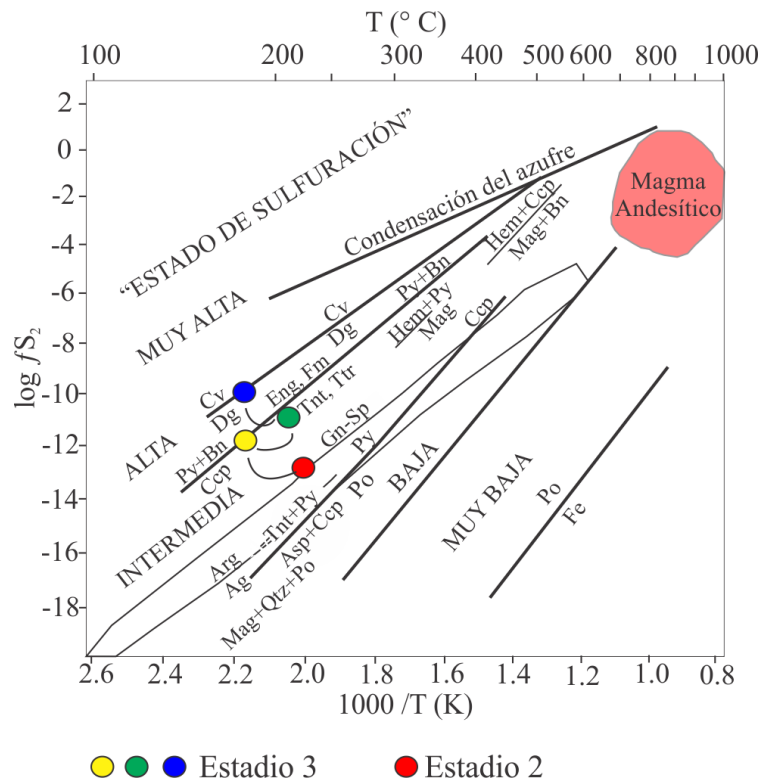


Figura 4.27. Diagrama de T-fS₂ que muestra la evolución de los fluidos durante los dos episodios mineralizantes. Modificado de Einaudi et al. (2003)

El diagrama de la figura 4.26 (Einaudi et al., 2003) permite visualizar el incremento de la fugacidad del azufre desde el primer estadio (2) mineralizante (pirita, marcasita, galena, esfalerita) al segundo estadio (3) rico en Cu. En este último, la secuencia de formación de los sulfuros descripta indica el aumento gradual de la fugacidad del azufre (calcopirita→bornita→tennatita-tetraedrita→covellina-digenita). La temperatura inicial del episodio mineralizante se ha estimado en base a la temperatura en la que comienzan a formarse los framboides de pirita (<220° C; Wilkin y Barnes 1997; Hannington, 1986).

4.4.4. Distribución de los metales y fuente de la plata

[Williams \(2010\)](#) señala que pirita contiene el 83% del recurso de Ag y 17 % del recurso de Pb (el resto en galena) del depósito Loma Galena. [Montgomery \(2003\)](#) analiza sulfuros de Loma Galena y determina hasta 1,1 % de Ag en cristales de galena. Los resultados de los análisis químicos confirman la presencia de Ag en la mayoría de los sulfuros y sulfosales analizados. Los valores más altos de Ag (hasta 39 % en peso) se hallaron en las esferulitas y bandas coloformes de pirita ± marcasita del nivel medio. Esta generación de pirita ± marcasita es texturalmente compleja y presenta contenidos de Ag significativamente más elevados que el resto de los sulfuros y sulfosales analizados. La correlación negativa entre Ag y Fe en los cristales de pirita ± marcasita de los 3 niveles analizados ([4.12 A](#)) señala la sustitución de Fe por Ag.

En algunas bandas de pirita ± marcasita los elevados contenidos de Ag se correlacionan positivamente con el Cu ([Fig. 14 A, B](#)), si bien el contenido promedio de Ag en las esferulitas (~ 5,5%) es mayor que la Ag registrada en los demás minerales analizados. Además, los análisis químicos indican que no todos los minerales que tienen Ag contienen Cu y viceversa.

A escala de depósito, los mapas geoquímicos indican que anomalías altas de Ag se presentan en la zona norte junto con las mayores anomalías de Cu ([Fig. 4.3](#)). Estos mapas también indican que en la zona central y sureste del depósito, donde los contenidos de Cu son bajos (< 0,05%), los valores de Ag continúan siendo elevados (hasta 10.185 ppm de Ag, NV04-14, 43,5 m).

La correlación positiva alta entre Ag y Cu en la sección distal 50850 ($r= 0,82$) obedece a la distribución similar de ambos metales, con anomalías en el sector noreste lo cual sugiere que fueron transportados por el mismo fluido procedente del norte ([Fig. 4.5](#)) Escasas anomalías de Ag se extienden algo más hacia el sureste. En la sección

central 51042 la correlación es moderada ($r= 0,47$) dado que si bien altos tenores de Cu y Ag coinciden en el sector noreste, las anomalías de Ag continúan en el centro de la sección, entre las fallas Chenque y Galena donde son altas; en este sector coinciden con anomalías altas de Pb y Zn (Fig. 4.4).

De este análisis se infiere que los fluidos hidrotermales del primer pulso mineralizante transportaron y precipitaron Fe-Ag-Pb-Zn, de allí los altos contenidos de Ag en pirita \pm marcasita, galena y esfalerita. Estos fluidos parecen haber sido canalizados por las fallas ubicadas entre los *horsts* Chenque y Galena (Figs. 4.1; 4.3; 4.4; 4.6). Los fluidos hidrotermales del segundo pulso mineralizante, posiblemente canalizados por la falla Sauzal al norte del depósito (Fig. 4.1) y de circulación más acotada, precipitaron los sulfuros y sulfosales de Cu con Ag. Otra hipótesis es que los sulfuros de Cu incorporaron Ag re-movilizada de los sulfuros previos a los que reemplazan. Valores de hasta 39% Ag en los sulfuros de Cu que reemplazan las bandas de pirita-marcasita y la alta correlación Ag-Cu en la sección distal, indicarían que este nuevo pulso también agregó Ag al sistema.

Las sedimentitas del nivel superior presentan anomalías altas de Zn con menos Pb y no tienen Ag y Cu. (Figs. 4.4; 4.5). Esta zonación en la distribución de los metales en el depósito y la formación tardía de esfalerita en el primer pulso mineralizante, se correlacionan con las solubilidades de estos metales en fluidos hidrotermales clorados, que disminuyen con la temperatura en el siguiente orden Fe-Cu < Ag < Pb < Zn (Corbett y Leach, 1998).

Las correlaciones entre los elementos químicos (r) en la sección central 51042 permiten esbozar otras consideraciones sobre la incorporación de los metales en los sulfuros y asociaciones entre minerales: a) la Ag es dominante en las esferulitas de pirita-marcasita que contienen Ni, Co, As y en galena, b) la Ag sustituye al Fe y en menor

medida al As en pirita-marcasita, c) el Cd se incorporó en esfalerita, d) pirita-marcasita tienen más As que Ni y Co cuando esfalerita es el sulfuro más abundante y e) el Mn está en el carbonato de Ca. En la sección distal 50850: a) galena está con pirita y marcasita y éstas últimas contienen Ni, Co y menos As, b) galena contiene escasa Ag o carece de Ag, c) esfalerita no está comúnmente asociada a galena, d) Ag y Cu sustituyen al Fe en pirita-marcasita y están con As>Sb posiblemente en sulfosales, d) esfalerita incorporó el Cd, e) hay muy escasa pirita-marcasita con esfalerita y ésta última contiene As o bien está asociada a un mineral con As f) hay carbonato de Ca y Mn asociado a esfalerita.

4.4.5 Comparación con otros depósitos epitermales de la Patagonia y del mundo

En el Macizo Norpatagónico (Calafate, Cañadón Bagual, Santa Máxima, Mina Ángela, San Roque; [Fig. 2.1; Dejonghe et al, 2002; Dill et al, 2013](#)) y en la región andina de la provincia de Chubut ([Fig. 2.1; Arroyo La Mentas, Arroyo Verde, Huemules, Esquel y La Ilusión; Viera y Hughes, 1999; Sillitoe et al., 2002; Dejonghe et al 2002](#)), los depósitos epitermales son del tipo polimetálico y de sulfuración baja a intermedia. A diferencia de Loma Galena tienen morfologías vetiformes o tipo stockwork, están emplazados solo en rocas volcánicas jurásicas y contienen anomalías de Au. En algunos se determinó In en esfalerita rica en Fe (Prospecto San Roque, [Gomez et al., 2008; Dill et al., 2013](#), Toruel; [Marifil Mines Ltd. 2007; Gonzalito y Mina Ángela; Jovic et al., 2015](#)).

En el Macizo del Deseado, Mina Marta ([González Guillot et al., 2004; Páez, 2012; Páez et al., 2016](#)) y El Pingüino ([Jovic et al., 2011](#)) son depósitos epitermales de sulfuración intermedia y Cerro Negro y Manantial Espejo son de baja a intermedia sulfuración ([Echeveste, 2005; Wallier, 2009; Permuy Vidal, 2014](#)). A diferencia de Loma Galena, en Cerro Negro y Mina Marta los contenidos de Au son elevados, tienen sulfuros y sulfosales de Ag y escasos o ausencia de carbonatos y sulfatos. Otra diferencia entre

estos depósitos es la marcada influencia de procesos supergénicos que contribuyeron en Mina Marta y en la veta Eureka West en aumentar las leyes de Au y Ag.

El Pingüino ([Fig. 2.1](#)) es un depósito epitermal vetiforme de sulfuración intermedia y polimetálico con contenidos anómalos de In. Está hospedado en rocas sedimentarias (Al igual que Loma Galena) del Triásico Medio a Superior que fueron intruidas por cuerpos ígneos del Jurásico Inferior. Su génesis ha sido vinculada a la reducción de los fluidos hidrotermales exsueles de los intrusivos dioríticos por los sedimentos ricos en materia orgánica.

El Jardín ubicado en Copiapó (Chile) es un depósito epitermal de Cu-Ag y As ([Lortie y Clark, 1987](#)) hospedado en ignimbritas y en rocas sedimentarias lacustres. Algunas características similares a Loma Galena son las siguientes: a) contiene marcasita y piritita framboidal que han sido reemplazadas por sulfuros y sulfosales de Cu-Ag, b) la ganga es de carbonatos, cuarzo y baritina y c) se formó debajo de un lago salino y somero, donde los metales habrían sido transportados como complejos clorurados y precipitado por la reducción de los fluidos hidrotermales en los sedimentos lacustres. La Patricia (Zn + Pb + Ag) es otro depósito de sulfuración intermedia ubicado al norte de la faja metalogénica Eoceno Tardía-Oligoceno de Chile, de geometría vetiforme que presenta litologías, sulfuros y minerales de ganga similares a Loma Galena ([Chinchilla et al., 2016](#)).

A diferencia de Loma Galena, los depósitos epitermales de sulfuración intermedia de Méjico, vinculados genéticamente al vulcanismo de arco de la Sierra Madre Occidental y la Sierra Madre del Sur ([Camprubí y Albinson, 2006](#)), consisten en vetas y brechas con las típicas texturas bandeadas multi-episódicas donde la mineralización está en “bonanzas” asociadas a ebullición ([Buchanan, 1981](#); [Camprubí y Albinson, 2006](#)). Los metales preciosos se concentran en las zonas centrales (e.j. Fresnillo;

Gemmell et al., 1988; Simmons, 1991) y los metales base en profundidad. Contienen sulfuros, sulfosales de Cu \pm Ag, sulfosales de Ag y sulfosales de Ag-Pb (Albinson y Rubio, 2001; Albinson et al., 2001; Camprubí et al., 2003).

4.5 CONCLUSIONES

Loma Galena es un depósito de Pb + Ag (Cu \pm Zn) de sulfuración intermedia hospedado en rocas volcánicas y sedimentarias del Jurásico Medio (Formación Cañadón Asfalto). La mineralización se encuentra en venas y venillas brechadas en el nivel inferior, en brechas hidrotermales y autobrechas mineralizadas en el nivel medio y diseminada en las sedimentitas superiores. En la zona de contacto entre autobrechas volcánicas y una brecha caótica de falla en la zona central, la mineralización es masiva. El ascenso de los fluidos y la formación de las venas y brechas fueron controlados por las fallas extensionales que separan los *horst* y *grabens*. La permeabilidad de los niveles autobrechados y de las brechas caóticas fueron controles litológicos para la depositación masiva de sulfuros. Las texturas coliformes de los sulfuros indican que la mezcla de fluidos fue un proceso importante en la precipitación de metales. Un primer pulso de fluidos hidrotermales ricos en cloruros precipitó Ag + Pb + Zn y fue seguido de un pulso de fluidos con Cu y Ag procedente del norte (Loma Navidad, Zona Conector). Los procesos de enriquecimiento supergénicos no fueron relevantes.

Los fluidos hidrotermales probablemente circularon a través de sistemas de fallas regionales (Sistema de Fallas de Gastre) de la que forma parte la falla Sauzal y ascendieron a través de las fallas documentadas en Loma Galena. Estas zonas de ascenso probablemente se concentraron en proximidades a las fallas Galena y Piche en la zona central del depósito, en donde los contenidos de Ag, Pb y Zn son mayores. Las fallas tienen la misma orientación principal NO-SE que las que definen los corredores

estructurales Navidad, Esperanza y Argenta, en donde se ubican los otros depósitos mineralizados a escala de distrito.

4.5 REFERENCIAS

- Albison, T.; Norman, D. I.; Cole, D.; Chomiak, B. 2001. Controls on formation of low sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data. Colorado, EEUU. Society of Economic Geologists Special Publication 8, 1-32.
- Barrie, C. D.; Boyce, A. J.; Boyle, A. P.; Williams, P. J.; Blake, K.; Ogawara, T.; Akai, J.; y Prior, D. J. 2009. Growth controls in colloform pyrite. *American Mineralogist* 94(4): 415-429.
- Buchanan, L. 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. *In* (Dickinson, W. and Payne, W.; editors). Relations of tectonics to ore deposits in the southern cordillera. *Arizona Geological Society Digest* 14, 237-262.
- Camprubí, A., González-Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J., Carrillo-Chávez, A. 2003. Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 56(1), 10-18.
- Camprubí, A.; Albison, 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.
- 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.
- Craig, J. y Vaughan, D. 1994. *Ore microscopy and Ore Petrography*. Segunda edición, John Wiley and Sons, Inc, 274 pp. Nueva York.
- Deditius, A.P.; Utsunomiya, S.; Ewing, R.C.; Chryssoulis, S.L.; Venter, D.; Kesler, S.E. 2009. Decoupled geochemical behaviour of As and Cu in hydrothermal systems. *Geology*. 37,707-710.
- Deditius, A.P., Utsunomiya, S., Reich, M., Kesler, S.E., Ewing, R.C., Hough, R., Walshe, J., 2011. Trace metal nanoparticles in pyrite. *Ore Geology Review*. 42, 32-46.
- Deditius, A., Reich, M., Kesler, S.E., Utsunomiya, S., Chryssoulis, S., Walshe, J.L., Hough, R., Ewing, R.C. 2014. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 140,644-670.
- Dejonghe, L., Darras, B., Hughes, G., Mucchez, P., Scoates, J., Weis, D. 2002. Isotopic and fluid inclusion constraints on the formation of polymetallic vein deposits in the central Argentinian Patagonia; *Mineralium Deposita*. 37, 158-172.
- Dill, H.G., Garrido, M.M., Melcher, F., Gomez, M., Weber, B., Luna, L. Bahr., A. 2013. Sulfidic and non-sulfidic indium mineralization of the epithermal Au-Cu-Zn-Pb-Ag deposit San Roque (Provincia Rio Negro, SE Argentina) with special reference to the "indium window" in zinc sulfide. *Ore Geology Reviews*. 51, 103-128.
- Dong, G., Morrison, G., Subhasha, J. 1995. Quartz textures in epithermal veins, classification, origin, and implication. *Economic Geology*. 90, 1841-1856.
- Echeveste, H. 2005. Travertinos y jasperoides de Manantial Espejo, un ambiente Hot Spring Jurásico: Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*. 12(1), 33-48.

- 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. *Publicación Especial, Society of Economic Geologists*. 10, 285-314.
- Fowler, A. D. y L'Heureux, I. 1996. Self-organized banded sphalerite and branching galena in the Pine Point ore deposit, Northwest Territories. *The Canadian Mineralogist*. 34(6), 1211-1222.
- Gantumur, H., Batulzii, D., Lijuan, W., Heping, Z. 2005. Tsav: a shoshonite-hosted intermediate sulfidation epithermal Ag-Pb-Zn deposit, eastern Mongolia. In *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. pp. 389-392. Springer Berlin Heidelberg.
- Gemmell, J.B., Simmons, S.F., Zantop, H. 1988. The Santo Niño silver-lead-zinc vein, Fresnillo District, Zacatecas, Mexico: part I. Structure, vein stratigraphy, and mineralogy: *Economic Geology*. 83, 1597-1618.
- Gianni, G. M., Navarrete, C. G., Folguera, A. 2015. Synorogenic foreland rifts and transtensional basins: A review of Andean imprints on the evolution of the San Jorge Gulf, Salta Group and Taubaté Basins. *Journal of South American Earth Science*. 64, 288-306
- Gómez C, Luna L, Garrido M, Bonuccelli R. 2008. Manifestación de indio en el Macizo Nordpatagónico: proyecto San Roque, provincia de Río Negro. 9º Congreso de Mineralogía y Metalogenia. San Salvador de Jujuy. Actas 125-128 pp.
- Gonzalez Guillot, M., De Barrio, R., Ganem, F. 2004. Mina Martha, un yacimiento epitermal argentífero en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. In VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Río Cuarto. Actas 119-204 pp.
- Hannington, M. D., Peter, J. M., Scott, S. D. 1986. Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits. *Economic Geology*. 81(8), 1867-1883.
- Hedenquist, J.W. y Henley, R.W. 1985. Hydrothermal eruptions in the Waiotapueo thermal system, New Zealand; their origin, associated breccias, and relation to precious metal mineralization. *Economic Geology*. 80: 1640-1668.
- Hedenquist, J.W.; Arribas, A.R.; Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology*. 13, 245-277.
- Jovic, S. M., Guido, D.M., Schalamuk, I. B., Ríos, F.J., Tassinari, C.C.G., Recio, C. 2011. Pingüino In-bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: Characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita*. 46, 257-271.
- Jovic, S., López, L., Guido, D., Redigonda, J., Páez, G., Ruiz, R., Permuy Vidal, C. 2015. Presencia de Indio en sistemas epitermales polimetálicos de Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 72(3), 433-437.
- Kucha, H., Schroll, E., Stumpfl, E. F. 2005. Fossil sulphate-reducing bacteria in the Bleiberg lead-zinc deposit, Austria. *Mineralium Deposita*. 40(1), 123-126.
- Kucha, H., Schroll, E., Raith, J. G., Halas, S. 2010. Microbial sphalerite formation in carbonate-hosted Zn-Pb ores, Bleiberg, Austria: micro-to nanotextural and sulfur isotope evidence. *Economic Geology*. 105(5), 1005-1023.
- Lortie, R. B. y Clark, A. H. 1987. Strata-bound cupriferous sulfide mineralization associated with continental rhyolitic volcanic rocks, northern Chile; I, The Jardin copper-silver deposit. *Economic Geology*. 82(3), 546-570.
- Marifil Mines Ltd. 2007. News - Finding Resources in Argentina. (<http://www.marifilmines.com/s/news.asp?daterange=2007/01/01-2007/12/31>).
- 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, 158 p.

- Murowchick, J., Barnes, L. 1986. Marcasite precipitation from hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica. Acta*, 50, 2615-2629.
- Pačevski, A., Moritz, R., Kouzmanov, K., Marquardt, K., Živković, P., Cvetković, L. 2012. Texture and composition of Pb-bearing pyrite from the Čoka Marin polymetallic deposit, Serbia controlled by nanoscale inclusions. *Canadian Mineralogist*. 50: 1-20.
- Páez, G. N. 2012. Génesis del yacimiento de metales preciosos Mina Martha, sector sudoccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral., Facultad de Ciencias Naturales y Museo. La Plata Argentina.
- Páez, G.N., Ruiz R., Guido, D.M. Ríos, F.J., Subias, I., Recio, C., Schalamuk, I.B. 2016. High-grade ore shoots at the Martha epithermal vein system, Deseado Massif, Argentina: The interplay of tectonic, hydrothermal and supergene processes in ore génesis. *Ore Geology Reviews*. (72) 546-561
- Pan American Silver, 2014, Informe privado.
- Permuy Vidal, C., 2014. Caracterización detallada de la mineralización en veta Eureka, y su comparación con otras mineralizaciones del Distrito Cerro Negro, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, La Plata, Argentina, 273p.
- Permuy Vidal, C., Guido, D. M., Jovic, S. M., Bodnar, R. J., Moncada, D., Melgarejo, J.C., Hames, W. 2016. The Marianas-San Marcos vein system: characteristics of a shallow low sulfidation epithermal Au–Ag deposit in the Cerro Negro district, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. *Mineralium Deposita*. 51(6), 725-748.
- Pratt, W., 2010. Mapping program, Navidad silver Project, Chubut, Argentina. Private report for Pan American Silver, 66p.
- Rhamdhor, P. 1980. The ore minerals and their intergrowths. 2nd edition, English translation of the 4th edition: 790-809. Berlin.
- Saunders, J. A., y Swann, C. T. 1994. Mineralogy and geochemistry of a cap-rock Zn-Pb-Sr-Ba occurrence at the Hazlehurst salt dome, Mississippi. *Economic Geology*. 89(2), 381-390.
- Savignano, E., Mazzoli, M., Arce, M., Franchini, M., Gautheron, M., Paolini, M., Zattin, M., 2016. (Un) Coupled thrust belt-foreland deformation in the northern Patagonian Andes: new insights from the Esquel-Gastre sector (41°30'–43° S). *Tectonics*. 35, 2636–2656.
- Sillitoe, R. H., y Hedenquist, J. W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Publicación Especial, Society of Economic Geologists*. 10, 315-343.
- Sillitoe, R. H. 1993. Epithermal models: genetic types, geometrical controls and shallow features. *Mineral Deposit Modeling: Geological Association of Canada Special Paper*. 40, 403-417.
- Sillitoe, R.H., Cooper, C., Sale, M., Soechting, W., Echavarría, D. y Gallardo, J.L. 2002. Discovery and geology of the Esquel low-sulfidation epithermal gold deposit, Patagonia Argentina. *Publicación Especial, Society of Economic Geologists*. (9) 1-14.
- Sillitoe, R.H. 2007. Geological Model and exploration potential of the Navidad Silver-Lead deposit, Chubut Province, Argentina. Unpublished report for Aquiline resources. 17p.
- Simmons, S. F. 1991. Hydrologic implications of alteration and fluid inclusion studies in the Fresnillo District, Mexico; evidence for a brine reservoir and a descending water table during the formation of hydrothermal Ag-Pb-Zn orebodies. *Economic Geology*. 86(8), 1579-1601.
- Simmons, S.; Christenson, B. 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science*. 294 (3), 361-400.

- 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, C.R.J., Mauk, J.L., Arehart, G.B. 1995. The formation of banded epithermal quartz veins at the Golden Cross mine, Waihi, New Zealand: Pacrim Congress 1995, Auckland, New Zealand. *Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, 455–450 pp.
- 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.
- Southam, G. y Saunders, J. A. 2005. The geomicrobiology of ore deposits. *Economic Geology*. 100(6), 1067-1084.
- Viera, R. L. M. y Hughes, G. 1999. El yacimiento polimetálico aurífero Huemules, Chubut. *Recursos Minerales de la República Argentina*. 35, 1369-1376.
- Wallier, S. 2009. The geology and evolution of the Manantial Espejo epithermal silver (- gold) deposit, Deseado Massif, Argentina. Tesis Doctoral, University of British Columbia.
- White, N. y Hedenquist, J. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*. 36, 445-474.
- Williams, D. 2010. Geology and Mineralization of the Navidad Ag-Pb-Cu-Zn District, Chubut Province, Argentina. *Economic Geology*. Special Publication. 15, 203–22.
- Wilkin, R. y Barnes, H. 1997. Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica*. 61, 323-339.
- Xu, Q. y Scott, S. 2005. Spherulitic pyrite in seafloor hydrothermal deposits: Products of rapid crystallization from mixing fluids. *Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge*. Springer Verlag (1), 711-713.

Tabla 4.1. Coeficientes de Pearson calculados en base a los datos químicos de los sondeos ubicados en la sección distal 50850.

	Ag ppm	As_pct	Ca_pct	Cd_pct	Co_pct	Cu_pct	Fe_pct	Mg_pct	Mn_pct	Ni_pct	P_pct	Pb_pct	S_pct	Sb_pct	Ti_pct	Zn_pct	
Ag ppm	1,00	0,53	-0,09	0,27	0,67	0,54	0,42	-0,15	-0,04	0,63	-0,11	0,61	0,50	0,21	0,39	0,23	
As_pct		1,00	0,05	0,75	0,78	0,05	0,88	-0,25	0,20	0,81	-0,34	0,78	0,92	0,34	0,84	0,75	
Ca_pct			1,00	-0,01	-0,10	-0,09	-0,06	0,09	0,74	-0,10	-0,12	-0,08	-0,03	-0,09	-0,09	0,02	
Cd_pct				1,00	0,56	0,03	0,73	-0,17	0,11	0,57	-0,30	0,63	0,77	0,21	0,76	0,97	
Co_pct					1,00	0,21	0,69	-0,15	-0,04	0,96	-0,07	0,74	0,79	0,22	0,67	0,51	
Cu_pct						1,00	-0,03	-0,11	-0,11	0,12	-0,03	0,03	0,03	0,18	-0,02	-0,02	
Fe_pct							1,00	-0,10	0,12	0,73	-0,22	0,72	0,92	0,33	0,91	0,74	
Mg_pct		Rangos						1,00	-0,14	-0,15	0,21	-0,15	-0,20	-0,12	-0,17	-0,19	
Mn_pct			Perfecta (r= 0,9-1)							1,00	-0,04	-0,28	-0,01	0,09	-0,02	0,07	0,17
Ni_pct			Alta (0,6-0,9)								1,00	-0,06	0,76	0,81	0,23	0,70	0,53
P_pct			Moderada (r 0,4 -0,6)									1,00	-0,15	-0,28	-0,12	-0,23	-0,34
Pb_pct			Baja (r = 0,1-0,4)										1,00	0,81	0,26	0,75	0,59
S_pct													1,00	0,32	0,92	0,77	
Sb_pct														1,00	0,33	0,21	
Tl_pct															1,00	0,76	
Zn_pct																1,00	

Tabla 4.2. Coeficientes de Pearson calculados en base a los datos geoquímicos disponibles de los sondeos ubicados en la sección central S51042

	Ag ppm	As_pct	Ca_pct	Cd_pct	Co_pct	Cu_pct	Fe_pct	Mg_pct	Mn_pct	Ni_pct	P_pct	Pb_pct	S_pct	Sb_pct	Ti_pct	Zn_pct	
Ag ppm	1,00	0,53	-0,09	0,27	0,67	0,54	0,42	-0,15	-0,04	0,63	-0,11	0,61	0,50	0,21	0,39	0,23	
As_pct		1,00	0,05	0,75	0,78	0,05	0,88	-0,25	0,20	0,81	-0,34	0,78	0,92	0,34	0,84	0,75	
Ca_pct			1,00	-0,01	-0,10	-0,09	-0,06	0,09	0,74	-0,10	-0,12	-0,08	-0,03	-0,09	-0,09	0,02	
Cd_pct				1,00	0,56	0,03	0,73	-0,17	0,11	0,57	-0,30	0,63	0,77	0,21	0,76	0,97	
Co_pct					1,00	0,21	0,69	-0,15	-0,04	0,96	-0,07	0,74	0,79	0,22	0,67	0,51	
Cu_pct						1,00	-0,03	-0,11	-0,11	0,12	-0,03	0,03	0,03	0,18	-0,02	-0,02	
Fe_pct							1,00	-0,10	0,12	0,73	-0,22	0,72	0,92	0,33	0,91	0,74	
Mg_pct		Rangos						1,00	-0,14	-0,15	0,21	-0,15	-0,20	-0,12	-0,17	-0,19	
Mn_pct			Perfecta (r= 0,9-1)							1,00	-0,04	-0,28	-0,01	0,09	-0,02	0,07	0,17
Ni_pct			Alta (0,6-0,9)								1,00	-0,06	0,76	0,81	0,23	0,70	0,53
P_pct			Moderada (r 0,4 -0,6)									1,00	-0,15	-0,28	-0,12	-0,23	-0,34
Pb_pct			Baja (r = 0,1-0,4)										1,00	0,81	0,26	0,75	0,59
S_pct													1,00	0,32	0,92	0,77	
Sb_pct														1,00	0,33	0,21	
Tl_pct															1,00	0,76	
Zn_pct																1,00	

Tabla 4.4. Análisis de pirita ± marcasita en una esferulita del nivel medio.

Nivel Medio												
Muestra LG257a; Sondaje NV10-1414; 53,2 m.												
Mineral: Pirita II + marcasita												
No.	As	S	Bi	Sb	Zn	Pb	Ag	Te	Fe	Cu	Au	Total
1	0,00	32,98	0,00	0,00	63,76	0,37	0,25	0,01	0,14	0,87	0,99	99,35
2	0,00	32,36	0,15	0,02	63,70	0,38	0,21	0,01	0,13	0,73	1,00	98,69
3	0,00	32,78	0,18	0,00	64,18	0,33	0,22	0,00	0,15	0,67	1,06	99,57
4	0,00	32,63	0,17	0,00	63,64	0,40	0,21	0,03	0,16	0,83	1,06	99,12
5	0,00	32,73	0,09	0,00	63,56	0,37	0,15	0,00	0,17	0,57	1,06	98,69
6	0,00	32,87	0,16	0,00	64,37	0,35	0,20	0,01	0,18	0,61	0,96	99,69
7	0,00	32,64	0,16	0,01	63,87	0,40	0,26	0,00	0,17	1,17	1,08	99,75
8	0,00	32,65	0,01	0,00	63,66	0,34	0,26	0,02	0,19	1,28	1,02	99,42
9	0,00	32,33	0,15	0,00	61,98	0,38	0,34	0,00	0,22	1,73	0,98	98,10
10	0,00	32,11	0,08	0,00	61,55	0,45	0,66	0,00	0,24	2,90	0,96	98,94
11	0,00	31,83	0,07	0,00	61,34	0,42	0,70	0,00	0,29	3,14	0,95	98,74
12	0,00	31,59	0,06	0,00	61,07	0,52	0,60	0,00	0,31	2,96	1,00	98,11
13	0,00	32,65	0,18	0,00	61,58	0,44	0,31	0,00	0,32	1,41	0,99	97,89
14	0,00	32,39	0,11	0,00	62,99	0,30	0,33	0,00	0,38	1,62	0,98	99,09
15	0,00	32,53	0,27	0,00	63,04	0,38	0,15	0,00	0,46	0,73	0,94	98,51
16	0,00	32,45	0,10	0,00	62,94	0,35	0,21	0,02	0,67	0,96	1,03	98,73
17	0,00	27,04	0,06	0,00	52,59	0,44	0,21	0,00	1,01	1,75	0,75	83,85
18	0,00	30,48	0,10	0,00	55,18	0,72	0,38	0,00	2,78	2,51	0,93	93,08
19	0,07	1,01	0,04	0,00	4,07	0,85	0,22	0,00	36,06	0,81	0,20	43,32
20	0,10	0,32	0,01	0,00	3,45	0,06	0,02	0,00	38,74	0,31	0,15	43,15
21	0,00	22,32	0,06	0,00	42,44	0,69	0,35	0,00	12,27	2,83	0,77	81,72
22	0,20	28,08	0,05	0,05	9,01	3,42	2,70	0,00	27,71	6,86	0,24	78,32
23	0,21	40,70	0,06	0,02	1,11	10,18	5,90	0,00	26,34	15,28	0,27	100,08
24	0,00	31,70	0,17	0,01	0,65	1,02	4,10	0,02	25,62	33,80	0,20	97,28
25	0,05	26,73	0,13	0,00	0,51	2,13	14,90	0,04	9,08	48,06	0,23	101,85
26	0,31	36,75	0,00	0,02	0,59	19,14	7,22	0,01	24,69	8,95	0,26	97,93
27	0,23	40,47	0,07	0,00	0,33	11,31	7,48	0,00	28,32	9,20	0,16	97,57
28	0,25	40,55	0,09	0,00	0,29	10,14	7,46	0,00	28,40	9,35	0,18	96,71
29	0,31	43,33	0,04	0,00	0,23	4,28	7,10	0,00	31,47	9,33	0,24	96,33
30	0,26	41,60	0,00	0,00	0,21	10,75	6,97	0,00	29,22	8,24	0,13	97,38
31	0,15	33,73	0,00	0,00	0,21	29,53	5,88	0,05	21,77	6,80	0,16	98,27
32	0,21	35,79	0,00	0,00	0,13	24,09	6,51	0,02	23,96	7,46	0,35	98,50
33	0,21	39,87	0,08	0,02	0,08	13,01	7,32	0,02	28,14	8,42	0,20	97,36
34	0,20	35,58	0,00	0,00	0,11	22,60	7,19	0,01	23,07	9,15	0,28	98,19
35	0,17	34,82	0,00	0,00	0,08	25,98	6,61	0,01	22,94	7,66	0,15	98,42
36	0,34	37,89	0,05	0,00	0,12	18,43	6,98	0,01	25,77	8,02	0,17	97,80
37	2,74	34,50	0,10	0,28	1,03	18,95	6,01	0,00	20,73	11,58	0,25	96,17
38	0,22	37,68	0,01	0,03	0,04	18,14	6,87	0,02	26,33	7,79	0,18	97,31
39	0,15	33,74	0,00	0,00	0,10	23,81	6,48	0,02	22,37	7,76	0,28	94,71
40	0,45	33,13	0,03	0,07	0,04	21,80	8,33	0,00	21,07	10,31	0,26	95,47
41	0,20	35,38	0,00	0,05	0,01	24,74	6,52	0,02	23,60	7,50	0,17	98,19
42	0,23	38,71	0,00	0,00	0,00	16,74	7,04	0,00	26,47	8,08	0,14	97,41
43	0,71	38,28	0,00	0,15	0,28	16,88	6,57	0,00	25,63	9,08	0,24	97,82
44	0,47	36,94	0,00	0,07	0,10	20,28	6,56	0,00	24,99	7,90	0,14	97,45
45	0,23	37,30	0,01	0,00	0,03	19,42	6,74	0,02	25,82	7,82	0,11	97,50
46	0,28	38,09	0,00	0,01	0,03	17,92	7,04	0,01	26,09	8,11	0,14	97,72
47	0,25	38,24	0,03	0,00	0,04	17,06	7,10	0,01	26,45	8,38	0,24	97,80
48	0,23	38,15	0,09	0,03	0,01	15,97	7,41	0,01	26,28	9,01	0,18	97,36
49	0,38	38,09	0,00	0,05	0,08	14,93	7,84	0,00	25,88	10,17	0,22	97,64
50	0,30	42,98	0,12	0,00	0,01	4,10	7,77	0,02	31,55	9,77	0,17	96,80

Tabla 4.4. (Continuación)

Nivel Medio												
Muestra LG257a; Sondaje NV10-1414; Sección 51000												
Mineral: Pirita II + marcasita												
No.	As	S	Bi	Sb	Zn	Pb	Ag	Te	Fe	Cu	Au	Total
51	0,19	42,76	0,15	0,00	0,01	7,57	5,87	0,00	31,73	7,76	0,28	96,31
52	0,26	41,39	0,01	0,00	0,04	9,03	6,33	0,01	29,87	9,06	0,07	96,05
53	0,27	41,07	0,11	0,00	0,04	12,00	5,65	0,00	29,86	7,71	0,21	96,91
54	0,30	40,02	0,00	0,00	0,05	13,66	5,46	0,00	28,91	7,70	0,13	96,22
55	1,33	41,01	0,13	0,33	0,58	10,43	4,55	0,00	28,87	9,14	0,32	96,70
56	0,43	39,79	0,00	0,03	0,10	15,56	4,72	0,00	28,71	7,21	0,22	96,75
57	0,29	41,67	0,00	0,00	0,01	11,61	4,97	0,00	30,80	7,11	0,17	96,64
58	0,28	42,82	0,00	0,01	0,04	8,00	5,31	0,00	32,26	7,42	0,18	96,31
59	0,26	37,04	0,09	0,01	0,01	7,08	10,74	0,00	22,47	21,30	0,16	99,16
60	0,16	32,96	0,10	0,02	0,00	4,26	13,49	0,04	17,80	28,12	0,30	97,24
61	0,29	40,48	0,11	0,04	0,01	7,56	7,92	0,02	29,00	10,64	0,09	96,15
62	0,29	41,73	0,08	0,02	0,02	8,26	6,73	0,00	29,80	8,95	0,24	96,12
63	0,32	42,35	0,01	0,02	0,03	7,60	6,29	0,00	31,12	8,32	0,15	96,21
64	0,25	41,08	0,06	0,02	0,00	10,29	6,16	0,02	29,68	8,48	0,26	96,31
65	0,27	44,04	0,14	0,00	0,00	6,18	5,33	0,00	33,11	7,41	0,16	96,64
66	0,31	42,16	0,14	0,00	0,00	4,97	7,85	0,00	30,35	10,50	0,11	96,39
67	0,31	39,52	0,00	0,02	0,04	7,60	9,62	0,03	26,50	13,03	0,14	96,78
68	0,34	40,39	0,05	0,00	0,00	7,95	8,70	0,01	28,19	11,35	0,24	97,22
69	0,38	38,89	0,08	0,00	0,00	11,67	8,42	0,00	26,42	11,08	0,27	97,20
70	0,26	41,77	0,05	0,01	0,05	5,25	8,85	0,00	29,90	10,58	0,19	96,91
71	0,24	39,00	0,00	0,03	0,00	13,29	8,01	0,01	27,29	9,48	0,20	97,54
72	0,44	35,54	0,09	0,01	0,08	22,92	7,13	0,00	22,95	8,83	0,24	98,21
73	0,47	34,51	0,00	0,05	0,09	22,20	7,48	0,01	22,09	10,57	0,25	97,70
74	0,29	34,01	0,00	0,00	0,01	14,82	7,76	0,00	19,27	22,34	0,14	98,65
75	0,13	33,54	0,04	0,00	0,00	19,08	7,70	0,01	20,16	17,03	0,19	97,86
76	4,34	34,84	0,06	1,54	2,22	10,61	6,35	0,00	17,95	19,36	0,22	97,48
77	2,67	30,73	0,00	0,23	1,00	28,16	6,07	0,00	16,06	12,46	0,22	97,59
78	0,93	32,00	0,00	0,06	0,33	31,68	6,28	0,00	18,76	8,75	0,19	98,97
79	6,63	34,01	0,00	0,58	2,92	11,88	5,14	0,00	15,75	20,41	0,31	97,62
80	0,24	32,49	0,00	0,00	0,07	32,34	5,66	0,03	20,57	6,43	0,19	98,03
81	1,73	30,87	0,00	0,15	0,78	32,32	5,33	0,00	17,35	10,02	0,27	98,83
82	0,37	31,72	0,00	0,03	0,07	33,82	5,35	0,03	19,76	6,33	0,27	97,76
83	0,16	34,90	0,00	0,00	0,00	26,27	6,37	0,03	22,95	6,95	0,18	97,80
84	0,31	37,28	0,00	0,02	0,00	18,14	7,76	0,00	25,09	8,62	0,18	97,40
85	0,20	37,54	0,00	0,00	0,00	17,00	7,95	0,02	25,48	8,89	0,24	97,31
86	0,29	43,05	0,13	0,00	0,00	3,59	8,16	0,00	30,96	10,31	0,18	96,67
87	0,20	37,70	0,04	0,01	0,00	12,12	8,16	0,02	24,56	14,56	0,14	97,51
88	0,68	31,43	0,00	0,05	0,15	24,98	7,38	0,00	17,30	17,12	0,25	99,34
89	0,17	33,24	0,00	0,00	0,00	24,17	7,65	0,03	20,18	11,86	0,22	97,52
90	0,30	41,77	0,18	0,00	0,00	5,73	7,05	0,01	30,56	10,19	0,24	96,01
91	0,19	35,89	0,00	0,00	0,02	21,04	7,42	0,02	23,51	8,29	0,25	96,63
92	0,20	32,58	0,00	0,00	0,03	31,25	5,87	0,03	20,79	7,04	0,29	98,08
93	0,19	37,60	0,00	0,00	0,00	16,92	6,86	0,00	24,39	11,17	0,22	97,35
94	0,45	36,27	0,00	0,07	0,08	19,05	6,73	0,03	23,67	11,46	0,24	98,05
95	0,29	41,56	0,16	0,00	0,00	4,53	8,11	0,01	29,09	12,71	0,20	96,66
96	0,55	37,69	0,08	0,02	0,16	14,20	7,73	0,00	24,42	11,98	0,18	97,01
97	0,42	38,33	0,00	0,08	0,08	13,95	7,92	0,01	25,75	10,43	0,15	97,12
98	0,55	40,85	0,16	0,13	0,14	6,43	8,13	0,00	28,81	10,80	0,20	96,19
99	0,35	41,36	0,12	0,00	0,00	7,11	8,26	0,00	29,12	10,17	0,15	96,64
100	0,26	41,59	0,07	0,00	0,04	6,29	8,30	0,00	29,60	9,65	0,15	95,95

Tabla 4.4. (Continuación)

Nivel Medio												
Muestra LG257a; Sondaje NV10-1414; Sección 51000												
Mineral: Pirita II + marcasita												
No.	As	S	Bi	Sb	Zn	Pb	Ag	Te	Fe	Cu	Au	Total
101	0,24	37,73	0,04	0,02	0,00	15,55	8,02	0,01	25,87	8,83	0,21	96,52
102	0,28	38,33	0,00	0,00	0,01	14,39	7,95	0,01	26,42	8,94	0,10	96,42
103	0,17	34,19	0,00	0,02	0,00	26,59	6,80	0,04	21,95	7,69	0,31	97,76
104	0,23	36,74	0,05	0,00	0,00	19,16	7,59	0,01	25,09	8,57	0,25	97,69
105	0,24	37,59	0,00	0,00	0,02	16,28	7,76	0,02	25,82	8,91	0,17	96,80
106	0,28	38,09	0,00	0,03	0,00	15,78	7,59	0,01	26,31	8,78	0,23	97,10
107	0,19	44,05	0,21	0,00	0,00	5,88	5,35	0,01	32,90	6,51	0,21	95,31
108	0,16	48,24	0,12	0,00	0,02	1,75	2,08	0,00	39,67	3,20	0,11	95,34
109	0,15	42,07	0,10	0,03	0,08	2,07	1,88	0,00	36,79	3,44	0,20	86,81
110	0,33	39,42	0,01	0,02	0,24	1,68	0,79	0,00	35,94	4,71	0,22	83,36
111	0,00	6,74	0,07	0,00	0,41	1,53	0,26	0,00	7,07	2,09	0,09	18,25
112	0,00	11,86	0,00	0,00	0,15	1,68	0,72	0,00	9,90	2,63	0,11	27,05
113	0,17	42,00	0,16	0,01	0,00	1,55	4,68	0,00	31,61	16,52	0,09	96,77
114	0,10	29,85	0,12	0,00	0,00	1,10	8,81	0,00	14,57	44,03	0,13	98,70
115	0,10	31,06	0,11	0,02	0,00	1,09	8,22	0,00	15,60	40,83	0,17	97,20
116	0,02	27,17	0,17	0,00	0,00	0,81	8,94	0,00	9,28	51,18	0,24	97,80
117	0,53	23,01	0,08	0,18	0,16	0,62	7,25	0,00	2,91	62,60	0,25	97,57
118	0,48	22,63	0,00	0,16	0,13	0,60	7,11	0,00	2,38	63,35	0,18	97,01
119	0,35	24,64	0,00	0,13	0,09	1,31	6,36	0,00	4,88	58,42	0,16	96,33
120	0,40	29,09	0,22	0,18	0,12	1,39	7,18	0,00	11,61	46,50	0,15	96,82
121	0,60	24,40	0,17	0,69	0,34	1,05	18,84	0,00	6,73	44,35	0,21	97,37
122	0,39	11,37	0,10	0,35	0,31	2,96	15,50	0,00	2,19	32,39	0,17	65,74
123	0,24	0,56	0,00	0,07	0,07	0,43	0,77	0,00	0,34	1,93	0,03	4,44
124	0,02	2,20	0,00	0,00	0,05	0,91	1,63	0,00	0,38	4,73	0,05	9,97
125	0,28	16,06	0,02	0,12	0,19	2,84	29,37	0,00	1,05	38,74	0,18	88,84
126	0,00	18,42	0,05	0,00	0,01	0,90	38,82	0,04	1,35	38,85	0,31	98,76
127	1,36	30,41	0,09	0,27	0,59	1,07	16,39	0,00	14,08	33,51	0,31	98,08
128	0,48	32,20	0,09	0,04	0,10	1,17	10,25	0,00	15,46	39,53	0,20	99,51
129	0,87	34,03	0,22	0,05	0,24	1,27	8,77	0,00	21,32	28,31	0,15	95,24
130	0,48	35,39	0,22	0,06	0,11	1,35	5,38	0,00	25,89	28,14	0,21	97,24
131	0,33	35,40	0,09	0,00	0,00	1,41	1,35	0,00	29,60	27,58	0,09	95,84
132	0,53	34,97	0,15	0,06	0,10	1,39	1,34	0,00	29,31	28,04	0,16	96,05
133	0,47	39,09	0,16	0,04	0,13	1,44	1,47	0,00	32,33	20,24	0,14	95,51
134	0,26	33,44	0,06	0,02	0,02	1,29	1,06	0,00	30,15	26,59	0,13	93,00
135	0,30	45,61	0,09	0,01	0,03	1,72	1,34	0,00	37,78	8,88	0,19	95,96
136	1,96	42,44	0,08	0,39	0,90	1,62	1,18	0,00	33,01	13,46	0,16	95,20
137	0,27	45,90	0,09	0,00	0,04	1,69	1,19	0,00	37,84	8,75	0,20	95,97
138	0,34	45,97	0,16	0,00	0,04	1,78	1,15	0,00	38,56	8,30	0,12	96,40
139	0,34	45,18	0,10	0,04	0,06	1,67	1,12	0,00	37,64	9,07	0,14	95,36
140	0,33	45,98	0,15	0,01	0,04	1,63	1,14	0,00	37,91	8,36	0,15	95,71
141	0,38	45,81	0,15	0,03	0,07	1,68	1,14	0,00	38,36	8,22	0,10	95,94
142	0,30	45,72	0,25	0,02	0,07	1,71	1,16	0,00	38,05	9,04	0,15	96,46
143	0,43	45,78	0,18	0,06	0,07	1,59	1,13	0,00	38,08	8,38	0,22	95,91
144	0,47	45,47	0,11	0,05	0,09	1,63	1,13	0,00	37,50	9,91	0,13	96,49
145	0,35	46,51	0,24	0,00	0,06	1,59	1,08	0,00	38,76	6,93	0,13	95,65
146	0,40	46,08	0,16	0,06	0,08	1,53	1,09	0,00	37,64	8,41	0,17	95,61
147	0,48	45,88	0,07	0,03	0,12	1,59	1,05	0,00	37,97	8,71	0,16	96,05
148	0,31	46,11	0,17	0,02	0,02	1,68	0,99	0,00	38,82	7,69	0,17	95,98
149	0,32	47,03	0,19	0,04	0,03	1,75	1,06	0,00	39,95	5,64	0,18	96,21
150	0,39	47,63	0,19	0,06	0,15	1,85	1,14	0,00	40,21	4,72	0,21	96,55

Tabla 4.4.(Continuación)

Nivel Medio												
Muestra LG257a; Sondaje NV10-1414; Sección 51000												
Mineral: Pirita II + marcasita												
No.	As	S	Bi	Sb	Zn	Pb	Ag	Te	Fe	Cu	Au	Total
151	0,44	46,57	0,26	0,03	0,10	1,61	1,01	0,00	39,14	7,01	0,05	96,22
152	0,54	46,75	0,16	0,03	0,12	1,57	1,04	0,00	39,16	6,44	0,15	95,96
153	0,69	46,27	0,14	0,04	0,19	1,67	1,08	0,00	37,95	7,74	0,14	95,91
154	0,51	47,02	0,00	0,07	0,12	1,76	1,06	0,00	39,47	5,75	0,17	95,94
155	0,44	46,96	0,26	0,03	0,10	1,78	1,06	0,00	39,41	5,93	0,11	96,07
156	0,39	45,66	0,16	0,00	0,03	1,70	1,17	0,00	38,61	7,66	0,14	95,51
157	0,41	43,89	0,09	0,02	0,10	1,59	1,23	0,00	37,16	10,98	0,17	95,64
158	0,65	40,74	0,09	0,06	0,11	1,52	4,29	0,00	29,02	21,50	0,10	98,10
159	0,50	45,15	0,14	0,07	0,05	1,72	3,00	0,00	36,54	8,81	0,11	96,08
160	0,45	39,75	0,07	0,03	0,09	1,60	5,59	0,00	27,07	23,92	0,19	98,76
Minimu	0,00	0,32	0,00	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,13	0,31	0,03	4,44
Maximu	6,63	48,24	0,27	1,54	64,37	33,82	38,82	0,05	40,21	63,35	1,08	101,85
Average	0,40	35,92	0,08	0,05	7,43	8,59	5,44	0,01	23,08	12,51	0,28	93,78
Sigma	0,70	9,07	0,07	0,15	19,73	9,10	4,89	0,01	12,09	12,30	0,26	14,51
No. of data	160											

Tabla 4.5. Composición química de galena de los niveles inferior y medio.

Nivel	Muestra N°	As	S	Bi	Sb	Zn	Pb	Ag	Te	Fe	Cu	Au	Total	
Medio	LG113	0,05	13,27	0,00	0,00	0,02	86,62	0,05	0,00	0,19	0,10	0,00	100,30	
		0,00	13,34	0,00	0,00	0,00	86,03	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	99,42	
		0,00	12,98	0,00	0,00	0,00	85,83	0,00	0,00	0,00	0,06	0,07	0,00	98,94
	LG212	0,00	13,41	0,00	0,00	0,00	86,40	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	99,84
		0,00	13,38	0,00	0,00	0,02	86,65	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	100,10
		0,00	13,41	0,00	0,00	0,00	85,91	0,04	0,00	0,36	0,15	0,00	99,87	
	LG253	0,00	12,38	0,00	0,00	0,17	86,24	0,00	0,06	0,08	0,00	0,00	0,00	98,93
		0,00	12,28	0,00	0,00	0,00	85,76	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	98,08
		0,00	12,44	0,00	0,00	0,00	85,25	0,00	0,07	0,04	0,00	0,00	0,00	97,79
		0,25	11,45	0,00	0,00	0,04	85,47	0,10	0,05	0,03	0,02	0,00	97,40	
	LG257	0,00	12,60	0,00	0,00	0,05	86,15	0,00	0,06	0,01	0,01	0,00	98,89	
	LG257b	0,06	13,46	0,00	0,00	0,02	86,28	0,08	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	99,92
		0,18	13,09	0,00	0,00	0,00	85,84	0,34	0,00	0,01	0,05	0,00	99,52	
		0,07	13,30	0,00	0,02	0,00	85,93	0,10	0,00	0,01	0,03	0,00	99,46	
		0,27	13,24	0,00	0,01	0,00	85,37	0,22	0,00	0,00	0,03	0,00	99,15	
		0,00	13,37	0,00	0,00	0,00	86,52	0,05	0,00	0,01	0,02	0,00	99,97	
		0,00	13,54	0,00	0,00	0,00	86,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	99,83	
		0,00	13,34	0,00	0,01	0,00	86,19	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	99,60	
	0,01	15,35	0,00	0,00	0,01	81,12	0,05	0,00	5,31	0,07	0,00	101,92		
	LG259	0,00	12,20	0,00	0,03	0,08	86,08	0,00	0,04	0,04	0,03	0,00	98,49	
	LG312	0,00	13,41	0,00	0,00	0,00	85,91	0,04	0,00	0,36	0,15	0,00	99,87	
		0,04	13,43	0,00	0,00	0,00	86,25	0,08	0,00	0,06	0,02	0,00	99,89	
		0,36	13,26	0,00	0,00	0,00	84,97	0,67	0,00	0,01	0,11	0,00	99,38	
		0,13	13,10	0,00	0,00	0,00	86,00	0,20	0,00	0,00	0,02	0,00	99,46	
		0,49	13,59	0,00	0,00	0,00	85,47	0,46	0,00	0,07	0,09	0,00	100,17	
		0,51	13,45	0,00	0,00	0,00	85,10	0,66	0,00	0,00	0,07	0,00	99,79	
		0,00	15,09	0,00	0,02	6,42	78,54	0,26	0,00	0,00	0,07	0,00	100,39	
0,16		13,26	0,00	0,01	0,00	85,16	0,18	0,00	0,00	0,05	0,00	98,82		
0,07		13,29	0,00	0,00	0,02	85,81	0,16	0,00	0,00	0,01	0,00	99,37		
0,00		13,42	0,00	0,00	0,03	86,68	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	100,18		
0,04		13,35	0,00	0,00	0,00	86,04	0,12	0,00	0,01	0,02	0,00	99,58		
0,00		13,38	0,00	0,00	0,00	86,43	0,00	0,00	0,04	0,01	0,00	99,86		
0,15		13,23	0,00	0,00	0,00	85,77	0,18	0,00	0,01	0,03	0,00	99,38		
0,90		16,76	0,00	0,05	0,54	75,84	1,01	0,00	3,26	0,63	0,00	98,99		
Inferior	LG268b	0,00	13,38	0,00	0,01	0,00	79,33	0,36	0,00	0,03	3,01	0,00	96,11	
	LG268	0,00	12,26	0,00	0,00	0,21	86,44	0,00	0,06	0,02	0,72	0,00	99,71	
		0,00	12,11	0,00	0,00	2,26	86,50	0,00	0,05	0,05	0,81	0,00	101,78	
LG270	0,00	11,88	0,00	0,00	0,12	85,91	0,90	0,04	0,02	0,23	0,00	99,09		
	0,00	12,29	0,00	0,00	0,16	85,37	1,21	0,09	0,00	0,31	0,00	99,42		

Tabla 4.6. Composición química de cristales de esfalerita de los tres niveles mineralizados.

Nivel	Muestra N°	As	S	Bi	Sb	Zn	Pb	Ag	Te	Fe	Cu	Au	Total
Superior	LG248	0,00	34,74	0,00	0,00	63,72	0,31	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	98,93
		0,00	34,15	0,13	0,00	64,42	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	98,72
Medio	LG212	0,00	33,72	0,11	0,01	65,44	0,00	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	99,36
		0,00	34,00	0,14	0,00	63,96	0,00	0,00	0,00	0,48	0,03	0,00	98,61
		0,00	33,69	0,15	0,00	65,90	0,00	0,00	0,00	0,39	0,04	0,00	100,17
		0,00	33,89	0,16	0,00	66,52	0,00	0,00	0,00	1,29	0,03	0,00	101,88
		0,00	34,04	0,13	0,00	64,32	0,00	0,00	0,00	0,17	0,13	0,00	98,79
		0,00	33,32	0,12	0,01	63,05	2,06	0,07	0,00	0,05	0,10	0,00	98,78
		0,01	33,46	0,14	0,03	65,80	0,00	0,03	0,00	0,00	0,05	0,00	99,52
		0,18	33,13	0,13	0,01	60,75	0,52	0,52	0,00	0,87	0,92	0,00	97,03
		0,00	33,64	0,15	0,00	66,57	0,00	0,00	0,00	0,54	0,03	0,00	100,93
	0,00	33,42	0,14	0,00	65,55	0,00	0,03	0,00	0,13	0,08	0,00	99,36	
	0,00	34,70	0,16	0,00	64,82	0,30	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	100,00	
	0,00	34,56	0,06	0,00	63,11	0,37	0,40	0,00	0,54	0,44	0,00	99,48	
	0,00	35,12	0,11	0,00	65,19	0,33	0,01	0,01	0,18	0,10	0,00	101,06	
	0,00	32,24	0,17	0,00	65,81	0,34	0,20	0,00	0,29	0,99	0,00	100,03	
	LG259	0,00	34,13	0,10	0,00	62,49	0,45	0,05	0,00	0,51	0,14	0,00	97,86
		0,00	34,85	0,07	0,00	65,09	0,38	0,02	0,00	0,16	0,07	0,00	100,65
	LG257	0,00	34,63	0,18	0,00	61,58	0,44	0,31	0,00	0,32	1,41	0,00	98,88
		0,00	34,42	0,27	0,00	63,04	0,38	0,15	0,00	0,46	0,73	0,00	99,45
		0,00	34,85	0,09	0,00	63,56	0,37	0,15	0,00	0,17	0,57	0,00	99,75
		0,00	34,51	0,10	0,00	62,94	0,35	0,21	0,00	0,67	0,96	0,00	99,74
0,00		33,73	0,07	0,00	61,34	0,42	0,70	0,00	0,29	3,14	0,00	99,69	
0,00		34,03	0,08	0,00	61,55	0,45	0,66	0,00	0,24	2,90	0,00	99,90	
0,00		34,36	0,11	0,00	62,99	0,30	0,33	0,00	0,38	1,62	0,00	100,08	
0,00		34,74	0,17	0,00	63,64	0,40	0,21	0,00	0,16	0,83	0,00	100,14	
0,00		34,95	0,00	0,00	63,76	0,37	0,25	0,00	0,14	0,87	0,00	100,33	
0,00		34,69	0,01	0,00	63,66	0,34	0,26	0,00	0,19	1,28	0,00	100,42	
0,00		34,91	0,18	0,00	64,18	0,33	0,22	0,00	0,15	0,67	0,00	100,63	
0,00		34,79	0,16	0,00	64,37	0,35	0,20	0,00	0,18	0,61	0,00	100,65	
0,00		34,80	0,16	0,01	63,87	0,40	0,26	0,00	0,17	1,17	0,00	100,83	
0,00		34,28	0,15	0,00	61,98	0,38	0,34	0,00	0,22	1,73	0,00	99,08	
0,00	33,59	0,06	0,00	61,07	0,52	0,60	0,00	0,31	2,96	0,00	99,11		
Inferior	LG268b	0,00	32,67	0,12	0,01	59,35	0,00	0,12	0,00	0,09	0,73	0,00	93,09
		0,00	33,24	0,12	0,00	57,93	0,00	0,24	0,00	0,07	0,80	0,00	92,39
		0,00	32,71	0,15	0,00	57,06	0,00	0,37	0,00	0,16	2,59	0,00	93,03
		0,00	33,55	0,12	0,02	64,57	0,00	0,09	0,00	0,24	2,51	0,00	101,10
		0,00	33,67	0,11	0,01	65,36	0,00	0,00	0,00	0,09	0,84	0,00	100,09
	LG268c	0,00	31,78	0,15	0,08	61,00	0,00	0,10	0,00	0,32	3,40	0,00	96,84
		0,00	33,73	0,14	0,56	63,81	0,00	0,14	0,00	0,35	2,67	0,00	101,40
	LG270	0,00	30,90	0,12	0,00	51,48	0,38	2,58	0,00	1,88	11,59	0,00	98,93
		0,00	32,04	0,12	0,00	49,65	0,28	0,08	0,00	2,81	15,83	0,00	100,80
		0,00	39,77	0,26	0,00	64,80	0,25	0,01	0,00	0,02	0,23	0,00	105,34

Tabla 4.7. Composición química de calcopirita de los niveles inferior y medio.

Nivel	Muestra N°	As	S	Bi	Sb	Zn	Pb	Ag	Te	Fe	Cu	Au	Total
Medio	LG212	0,44	34,56	0,09	0,01	0,21	0,38	0,65	0,00	29,09	34,12	0,00	99,54
		0,60	35,09	0,14	0,00	0,17	0,20	0,66	0,00	29,31	33,15	0,00	99,33
		0,35	34,87	0,13	0,00	0,10	0,19	0,41	0,00	29,23	34,29	0,00	99,58
		0,34	34,99	0,12	0,02	0,18	0,21	0,40	0,00	29,26	34,27	0,00	99,79
		1,01	34,45	0,10	0,00	0,52	0,18	0,35	0,00	28,41	34,19	0,00	99,21
		0,46	34,97	0,12	0,07	0,30	0,12	0,31	0,00	29,02	34,16	0,00	99,54
	LG113b	0,16	36,49	0,12	0,01	0,00	0,60	4,42	0,00	24,05	32,50	0,00	98,35
	LG212c	0,44	35,81	0,13	0,05	0,17	0,28	0,72	0,00	30,57	30,37	0,00	98,54
		0,61	33,80	0,10	0,02	0,22	0,07	0,39	0,00	28,86	34,25	0,00	98,32
	LG258	0,00	35,04	0,07	0,00	0,15	0,30	0,08	0,00	30,50	33,78	0,00	99,92
LG259	0,00	33,95	0,18	0,00	0,23	0,56	0,03	0,00	29,07	32,98	0,00	96,99	
Inferior	LG270	0,00	33,84	0,09	0,00	0,00	0,29	0,02	0,00	29,55	34,77	0,00	98,56
		0,00	33,34	0,23	0,00	0,00	0,31	0,05	0,00	30,40	33,99	0,00	98,32
		0,00	33,78	0,17	0,00	0,00	0,25	0,03	0,00	30,19	33,99	0,00	98,42
		0,00	33,00	0,26	0,03	0,00	0,30	0,04	0,00	30,41	34,05	0,00	98,09

Tabla 4.8. Composición química de bornita de los niveles inferior y medio.

Nivel	Muestra N°	As	S	Bi	Sb	Zn	Pb	Ag	Te	Fe	Cu	Au	Total
Medio	LG255	1,03	25,41	0,16	0,34	0,25	0,34	0,94	0,00	11,27	59,91	0,00	99,64
	LG113b	0,00	26,49	0,07	0,00	0,13	0,08	0,73	0,00	11,49	61,51	0,00	100,51
		0,02	26,76	0,08	0,00	0,11	0,00	0,67	0,00	11,62	61,43	0,00	100,69
Inferior	LG268b	0,20	26,91	0,12	0,05	0,18	0,00	0,66	0,00	11,67	60,89	0,00	100,67
		0,01	26,69	0,08	0,00	0,17	0,00	0,25	0,00	11,00	62,58	0,00	100,79
		0,01	26,48	0,10	0,00	0,09	0,00	0,04	0,00	10,70	62,77	0,00	100,19
	LG268	0,00	24,43	0,18	0,00	0,96	0,32	0,89	0,00	10,57	60,01	0,00	97,36
		0,00	24,85	0,10	0,00	0,37	0,26	0,90	0,01	10,80	60,16	0,00	97,46
	LG270	0,00	24,96	0,11	0,00	0,00	0,77	0,12	0,02	11,25	61,23	0,00	98,46
		0,00	25,14	0,18	0,03	0,00	1,26	0,09	0,00	11,45	60,48	0,00	98,63
		0,00	24,16	0,05	0,00	0,14	0,51	4,66	0,00	10,47	56,60	0,00	96,58
		0,00	25,27	0,11	0,00	0,52	0,26	0,30	0,00	11,02	60,89	0,00	98,35
		0,00	25,41	0,10	0,00	0,00	0,41	0,92	0,00	11,02	60,79	0,00	98,65
0,00	25,12	0,04	0,00	0,00	0,25	0,04	0,00	11,83	61,55	0,00	98,84		

Tabla 4.9. Composición química de los minerales de la serie tennantita-tetraedrita

Nivel	Muestra N°	As	S	Bi	Sb	Zn	Pb	Ag	Te	Fe	Cu	Au	Total
Medio	LG258	14,90	27,63	0,12	6,68	8,23	0,26	0,14	0,00	1,08	41,23	0,00	100,13
		16,69	27,31	0,16	2,68	8,29	1,04	0,20	0,00	1,03	41,19	0,00	98,38
		5,52	24,90	0,16	20,37	8,41	0,28	0,50	0,00	0,66	38,85	0,00	99,15
		6,22	25,68	0,07	19,92	9,81	0,26	0,43	0,00	0,88	37,60	0,00	100,45
Inferior	LG268a	15,29	27,14	0,13	4,97	8,35	1,37	0,24	0,00	0,60	40,60	0,00	98,44
		15,35	27,10	0,00	5,57	7,84	0,54	0,22	0,00	0,48	41,12	0,00	97,99
		16,46	26,43	0,19	3,83	9,61	1,71	0,55	0,00	0,31	39,98	0,00	98,52
		16,05	27,23	0,06	5,26	10,20	0,33	0,21	0,00	0,12	40,41	0,00	99,66
		11,60	26,54	0,06	12,15	10,17	0,30	0,26	0,00	0,06	39,31	0,00	100,18
		7,39	27,28	0,13	14,01	15,31	0,33	0,23	0,00	0,05	34,78	0,00	99,29
	LG268b	15,31	27,66	0,07	4,86	8,26	0,00	0,20	0,00	0,21	44,90	0,00	101,26
		15,51	28,28	0,09	7,12	8,76	0,00	0,23	0,00	0,16	42,12	0,00	102,04
		15,27	28,45	0,11	7,88	8,68	0,00	0,06	0,00	0,10	42,95	0,00	103,44
		16,23	28,26	0,09	5,14	8,68	1,01	0,26	0,00	0,48	41,69	0,00	101,59
		15,57	28,68	0,09	6,19	8,62	0,00	0,22	0,00	1,25	40,99	0,00	101,39
		16,78	28,46	0,11	4,85	8,42	0,62	0,20	0,00	0,24	41,98	0,00	101,46
		16,20	28,12	0,10	4,97	8,43	0,74	0,33	0,00	0,44	41,95	0,00	100,96
		15,27	28,25	0,10	6,59	8,22	0,44	0,21	0,00	0,08	41,69	0,00	100,64
17,87	28,72	0,06	3,36	8,72	0,40	0,20	0,00	0,29	42,97	0,00	102,37		

Tabla 4.10.Composiciones químicas de calcita I y calcita II.

	Muestra	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO
Calcita II	LG167	0,29	0,10	0,09	0,25	0,18	52,51	0,03	1,80	0,84
		0,14	0,00	0,01	0,07	0,06	50,42	0,04	3,51	0,07
		0,21	0,13	0,16	0,16	0,07	49,76	0,05	2,52	0,42
		0,20	0,09	0,14	0,13	0,06	52,17	0,00	2,53	0,35
		0,19	0,19	0,06	0,17	0,02	93,16	0,00	5,94	0,26
		0,23	0,16	0,10	0,26	0,02	93,63	0,12	4,71	0,76
	LG165	0,36	0,99	0,36	0,44	0,02	51,68	0,00	0,34	0,12
		0,20	0,15	0,35	0,23	0,05	53,41	0,06	1,28	0,10
		0,19	0,20	0,34	0,13	0,01	51,76	0,00	1,73	1,07
		0,38	0,00	0,33	0,08	0,10	51,84	0,01	1,62	0,03
	LG42c	0,02	0,03	0,06	0,08	0,00	51,23	0,03	2,17	0,34
		0,04	0,03	0,06	0,08	0,00	52,07	0,07	3,08	0,18
		0,04	0,00	0,04	0,14	0,02	50,95	0,03	2,50	0,10
		0,05	0,01	0,05	0,06	0,02	49,66	0,01	1,58	0,27
		0,24	0,22	0,12	0,18	0,00	49,27	0,00	2,16	1,26
		0,11	0,62	0,27	0,11	0,04	51,04	0,03	0,03	0,00
		0,15	0,07	0,40	0,48	0,00	49,98	0,08	1,63	0,15
		0,19	0,09	0,45	0,85	0,03	48,98	0,00	1,86	0,60
		0,22	0,19	0,35	0,40	0,04	50,24	0,00	2,03	0,91
		0,01	0,00	0,12	0,04	0,02	50,42	0,00	3,47	0,15
	LG80	0,47	0,03	0,07	0,12	0,05	53,18	0,00	0,47	0,12
		0,10	0,02	0,05	0,12	0,00	51,72	0,00	3,08	0,44
		0,14	0,00	0,01	0,10	0,04	52,78	0,00	2,33	0,22
		0,23	0,00	0,08	0,12	0,04	50,94	0,00	1,19	0,98
		0,30	0,27	0,17	0,32	0,06	53,66	0,06	0,30	0,14
		0,29	0,28	0,13	0,17	0,03	54,91	0,00	0,11	0,03
		0,26	0,25	0,12	0,21	0,03	54,13	0,01	0,24	0,25
		0,41	0,27	0,19	0,19	0,02	50,48	0,00	1,72	1,00
		0,35	0,41	0,02	0,05	0,03	52,71	0,00	0,00	0,02
		0,18	0,01	0,03	0,01	0,00	52,87	0,03	1,53	1,07
		0,16	0,02	0,01	0,09	0,04	52,13	0,01	1,70	0,30
		0,27	0,25	0,18	0,20	0,03	53,02	0,00	0,10	0,06
		0,35	0,23	0,21	0,26	0,06	53,84	0,03	0,38	0,11
LG52	0,00	0,10	0,16	0,19	0,18	91,79	0,00	5,49	2,08	
	0,00	0,10	0,16	0,19	0,18	91,79	0,00	5,49	2,08	
Calcita I	LG167	0,25	0,25	0,18	0,19	0,10	52,34	0,00	0,33	0,79
	LG165	0,04	0,56	0,30	0,09	0,01	53,64	0,03	0,00	0,08
		0,22	0,69	0,32	0,12	0,01	52,89	0,06	0,37	0,09
		0,99	0,25	0,42	0,15	0,10	52,64	0,02	0,86	1,21
		0,19	0,42	0,47	0,15	0,00	53,81	0,04	0,07	0,07
		0,52	0,69	0,39	0,11	0,05	53,79	0,00	0,00	0,01
	LG42c	0,20	0,32	0,14	0,14	0,01	52,80	0,00	0,01	0,00
		0,08	0,19	0,11	0,13	0,00	52,57	0,00	0,07	0,01
		0,12	0,34	0,01	0,11	0,00	52,55	0,04	0,01	0,01
		0,22	0,51	0,22	0,14	0,00	52,50	0,00	0,00	0,09
	LG80	0,49	0,31	0,16	0,17	0,06	46,98	0,06	1,26	2,60
		0,27	0,79	0,18	0,33	0,02	52,77	0,03	0,00	0,00
		0,11	0,06	0,01	0,03	0,03	53,25	0,00	0,00	0,07
LG146	0,77	0,48	0,47	0,41	0,12	94,07	0,00	2,90	0,78	
LG96	0,19	0,22	0,20	0,18	0,02	52,98	0,00	0,04	0,35	



CAPÍTULO 5

ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DE LAS ROCAS
VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS EN EL
DEPÓSITO LOMA GALENA

5.1 INTRODUCCIÓN

La mineralización de Ag + Pb ± Cu ± Zn en Loma Galena se formó a partir de un sistema hidrotermal activo durante el Jurásico. La intensidad de la alteración de las rocas de caja, las asociaciones mineralógicas presentes en las zonas estériles y mineralizadas del depósito, la distribución espacial y la paragénesis de los minerales, reflejan indirectamente las relaciones fluido/roca, la temperatura y la composición de los fluidos hidrotermales vinculados a la génesis de depósitos epitermales (Browne, 1978; Reyes, 1990; Simmons y Browne, 2000; Mauk y Simpson, 2007). Por tal motivo, el estudio de las alteraciones hidrotermales es de gran utilidad ya que proporciona datos claves para interpretar las dimensiones físicas, la estructura paleo-hidrológica y la evolución de los fluidos del sistema hidrotermal responsable de la mineralización.

Una de las características más notables del distrito de Navidad es la ausencia de un halo de alteración distintivo. Los afloramientos de las rocas con mineralización de alta ley son virtualmente indistinguibles del terreno aledaño cuando se analizan imágenes de sensores remotos, imágenes aéreas de alta resolución (Williams, 2010) y en algunos casos, la diferenciación de zonas alteradas es complicada hasta en trabajos de campo (descripción de testigos corona, muestreo). Sin embargo, en trabajos previos realizados en los depósitos Loma Navidad, Loma Baritina y Loma Galena se identificaron en algunas muestras de las rocas volcánicas esmectita, interestratificado illita-esmectita, caolinita, illita y halloysita; carbonatos y cuarzo y/o calcedonia también son minerales frecuentes (Montgomery, 2003; Alló, 2007).

En este capítulo se presenta el estudio mineralógico detallado de los filosilicatos, carbonatos, sulfatos y silicatos en las rocas alteradas en contacto con la mineralización polimetálica del depósito Loma Galena y su distribución en dos secciones SO-NE que atraviesan la zona central y la zona distal, con mayor y menor mineralización de plata y

metales base, respectivamente. Del análisis de las composiciones químicas y abundancia relativa de cada uno de los minerales identificados y estudiados y sus relaciones paragenéticas, se pretende aportar información clave sobre la evolución química y térmica del sistema.

5. 1. METODOLOGÍA

5.1.1 Trabajos de campo

Para conocer las variaciones en la intensidad y el tipo de alteración en las rocas de caja, fueron examinadas 62 muestras procedentes de 11 sondeos a lo largo de dos secciones que atraviesan la zona central (sección 51042) y la zona distal (sección 50850), al noroeste del depósito Loma Galena (Fig. 5.1). La presente investigación se basó en la descripción y estudio de los testigos corona de perforaciones efectuadas por las empresas. De los testigos se obtuvo información de subsuelo y se tomaron muestras a distintas profundidades para los estudios analíticos de la alteración de las rocas de caja.

Las rocas analizadas son volcanitas coherentes y autobrechas de composición básica a intermedia de la Formación Cañadón Asfalto, denominadas según su posición estratigráfica Unidad Volcánica A (UVA), Unidad Volcánica B (UVB) y Unidad Volcánica C (UVC) (ver capítulo 3). También se estudió la alteración hidrotermal de las sedimentitas de la Formación Cañadón Asfalto que sobreyacen a las volcanitas y hospedan sulfuros (Fig. 5.1).

5.1.2 Trabajos de laboratorio

5.1.2.1 Microscopía óptica

El estudio de las alteraciones se inició con la descripción de los testigos con lupa binocular y selección de zonas para cortes delgados. Luego se analizaron secciones delgadas con microscopios petrográficos con luz transmitida y reflejada de los laboratorios de la Universidad Nacional del Comahue y de la Universidad Nacional del Sur. Este método permitió identificar los minerales de alteración hidrotermal, texturas, estimar sus porcentajes y relaciones paragenéticas. Se identificaron minerales hidrotermales formados por el reemplazo de un mineral precursor del cual se preserva algún vestigio y otros precipitados de un fluido y rellenan cavidades y fracturas en las rocas.

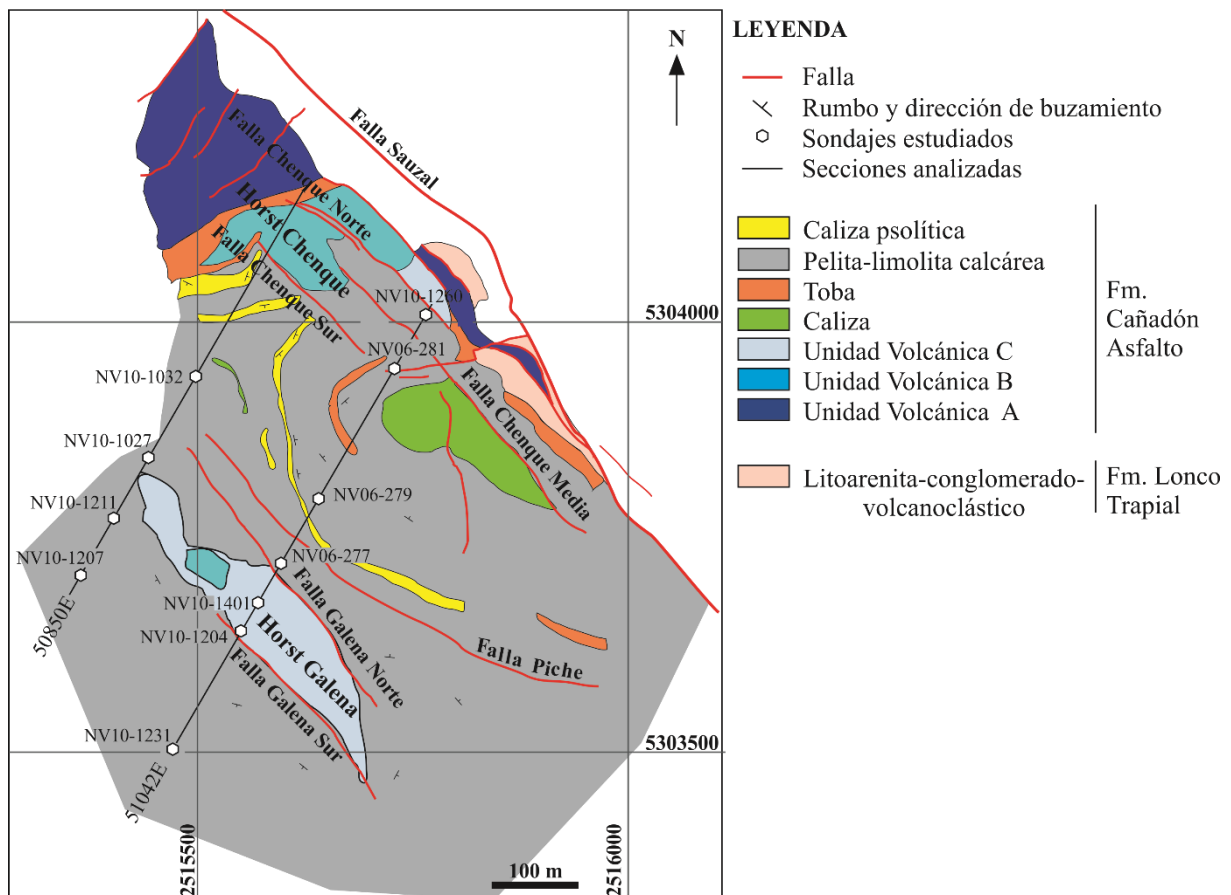


Figura 5.1. Mapa geológico del depósito Loma Galena y ubicación de las secciones 51042 (sector central) y 50850 (sector distal) y sondajes estudiados en este capítulo. Modificado de Pratt (2010).

5.1.2.2 Difracción de rayos X

Un grupo de muestras de testigos corona ($n = 17$) del depósito se analizaron por difracción de rayos X sobre muestra total y fracción arcilla ($< 2 \mu\text{m}$) en los laboratorios de la Universidad Nacional del Sur y la Universidad Nacional del Comahue. Se utilizó un equipo Rigaku Denki D/max-IIIIC computarizado. Para la identificación de minerales en muestra total se realizó una reducción de tamaño de partícula a $< 10 \mu\text{m}$ por molienda vía húmeda en molino de ágata Mc Crone. Luego se realizaron difractogramas entre 2 y $60^\circ 2\theta$. Se empleó el Software Jade 7 con base ICDD PDF-4 Minerals y bases propias para la identificación de los minerales. Para analizar los minerales arcillosos, se dispersó la muestra con sonda ultrasónica y homoionización con estroncio, luego lavado por centrifugación, separación de la fracción $< 2 \mu\text{m}$ por sedimentación y/o centrifugación y preparación de muestra orientada sobre vidrio. Se realizó difracción de rayos X de la muestra orientada entre $2-40^\circ 2\theta$ y difracción en el mismo rango 2θ de muestra orientada expandida en vapor de etilenglicol 72 horas a 60°C . Finalmente, se calcinó la muestra en una mufla a 550°C y se efectuó el difractograma. Se utilizó el software Jade 7 y por métodos de [Moore y Reynolds \(1989\)](#) y Newmod® y Reynolds se identificó y semi-cuantificó la fracción $< 2 \mu\text{m}$.

Un segundo grupo de muestras ($n = 41$) fue analizado 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 $2-30^\circ 2\theta$, con radiación $\text{CuK}\alpha_{1+2}$, a 40 kV y 40 mA y recolectadas por un detector linxeye. La humedad relativa no fue controlada durante la adquisición de los datos.

5.1.2.3 Espectrometría de infrarrojo

Los espectros infrarrojos medio (MIR) (400 a 4000 cm^{-1}) fueron obtenidos por transmitancia diluyendo la muestra en KBr(s), en el laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers (Francia). Los análisis se realizaron por medio de un espectrómetro Nicolet760 FT-IR equipado con un divisor de haz KBr y un detector DTGS-KBr. La resolución fue establecida en 4 cm^{-1} con adición de 100 scans. Los pellets de KBr fueron realizados con 1 mg de muestra con 150 mg de polvo de KBr(s), molido en un mortero, secado a 120°C y prensado bajo 8 toneladas durante 5 minutos en una prensa hidráulica.

5.1.2.4 Cristalinidad de caolinita

Para determinar la cristalinidad de caolinita y discernir su origen (hipogénico versus supergénico) se han aplicado tres métodos: Medición del ancho de la reflexión (002) a la mitad de su altura FWHM 2θ , Medición de Hinckley y Método de Liétard ("Índice R²"). Estos métodos se explican en el Anexo 1 del capítulo.

5.1.2.5 Catodoluminiscencia

Siete muestras con carbonatos fueron seleccionadas para estudios de catodoluminiscencia. Se utilizó un equipo Technosyn Cold Cathodo Luminescence Modelo 8200 MK II del Laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers (Francia). El método de catodoluminiscencia permite identificar pulsos de precipitación de carbonatos como así también inferir la presencia de cationes en su composición debido a que algunos elementos actúan como activadores de la luminiscencia, por ej. Mn^{2+} , mientras que otros cationes como Fe^{2+} , CO^{2+} y Ni^{2+} actúan como inhibidores.

5.1.2.6 Microscopía electrónica de barrido

Cinco (5) muestras (LG36, LG42c, LG77, LG96, LG167) de rocas volcánicas alteradas 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 del laboratorio Hydrasa de la Universidad de Poitiers (Francia). Se analizaron las morfologías de los cristales, las relaciones paragenéticas y la composición química de los minerales de alteración. Las condiciones analíticas utilizadas fueron las siguientes: voltaje de 15 k, intensidad de corriente de 1 nA, distancia de trabajo de 17 mm y tiempo de conteo de 100 s. Los elementos analizados fueron Na, Mg, Al, Si, Mn, Fe, Ti, K y Ca. El sistema de microanálisis fue calibrado utilizando óxidos y silicatos sintéticos y naturales (MnTiO_3 , hematita, albita, ortoclasa y dióxido) y las correcciones fueron realizadas a través del empleo del programa ZEF. Los errores relativos en los valores analizados son <1,5 % (a excepción del Na que es > 3 %).

5. 2. RESULTADOS

5.2.1 Alteración hidrotermal

La mayoría de las rocas volcánicas analizadas del depósito Loma Galena preserva la textura original y presenta alteración hidrotermal leve-moderada (15-35 %) a muy fuerte (80-95%), con los minerales magmáticos que constituyen los fenocristales y la pasta en las volcanitas reemplazados por minerales de origen hidrotermal, excepto los fenocristales-xenocristales de cuarzo (< 3% del vol.). Las rocas menos alteradas son poco frecuentes y se encuentran en lentes relícticas en las secciones estudiadas, rodeadas de rocas con alteración intensa.

Las rocas con alteración hidrotermal muy fuerte se caracterizan por el remplazo parcial a completo de todos sus minerales ígneos (excepto cuarzo). Rocas con alteración

moderada yacen en el centro del pilar estructural Galena (*Horst Galena*) (Fig. 5.1) y suelen presentar fenocristales de anfíbol (hornblenda) y biotita parcialmente preservados, mientras que los fenocristales de plagioclasas tienen reemplazos parchiformes; la alteración de la pasta es semi-invasiva. Macroscópicamente en las rocas volcánicas alteradas son comunes halos de distinta coloración y espesores desde el contacto con las venillas mineralizadas y cementos de las brechas. Las rocas volcánicas que afloran en el *Horst Galena* (ej. sondeo NV10-1401, Fig. 5.1) están meteorizadas y alteradas a óxidos e hidróxidos de Fe, con un nivel de oxidación variable entre 20 y 26 m por debajo de la superficie. En el resto del depósito, las rocas sedimentarias que sobreyacen a las volcanitas actuaron como una barrera para la oxidación de estas últimas.

Las rocas sedimentarias que sobreyacen a las rocas volcánicas mencionadas son en su mayoría fangolitas y limolitas calcáreas, con bancos de calizas (wackestones, mudstones y packstones) y niveles de conglomerados y areniscas intercalados. Las zonas con mayor alteración se extienden en forma de parches irregulares de varios metros de extensión lateral y están controladas por fallas. Los minerales de alteración que reemplazan parcialmente a estas rocas fueron identificados en su mayoría en las rocas clásticas y calcáreas del tipo packstone y wackestone. En estas rocas los minerales secundarios reemplazan clastos volcánicos, líticos de origen sedimentario y fragmentos orgánicos (restos de bivalvos, gastrópodos, vegetales). Localmente microvenillas invaden de manera regular las rocas calcáreas y sedimentarias superiores.

5.2.2 Caracterización de los minerales de alteración

Numerosos minerales hidrotermales se identificaron en las rocas alteradas de Loma Galena. Se determinaron los siguientes minerales: carbonatos (calcita, calcita rica

en Mn y Mg, siderita), caolinita, esmectita (los más abundantes) con adularia, albita, calcedonia illita-esmectita, sulfatos (yeso y baritina), illita, clorita, clorita-esmectita, cuarzo, glauconita sulfuros y tosudita. En la [Tabla 5.1](#), se presentan los minerales hidrotermales identificados y la ubicación de las muestras analizadas. La yacencia, las composiciones químicas, morfologías y distribución de estos minerales y sus texturas se describen en los siguientes párrafos.

5.2.2.1 *Adularia y albita*

Se confirmó la presencia de estos feldespatos en todas las muestras analizadas con difracción de rayos X (DRX), microscopía óptica y microscopía electrónica (MEB). Con este último método también fue posible observar las relaciones texturales entre ambos feldespatos hidrotermales y las de éstos con otros minerales hidrotermales identificados.

Adularia y albita de origen hidrotermal reemplazan a los feldespatos primarios y se encuentran paragenéticamente entre los primeros minerales formados en el depósito Loma Galena. Reemplazan los fenocristales de plagioclasas ([Fig. 5.2 A, B](#)) y los microlitos de feldespatos de la pasta de las rocas volcánicas ([Fig. 5.2 C](#)). Son muy frecuentes los parches de estos feldespatos hidrotermales relícticos en los fenocristales y en los bordes cristalinos ([Fig. 5.2 D, E](#)); adularia también está como relleno de microvenillas (~ 5 a 10 μm de espesor) que cortan los fenocristales de plagioclasas ([Fig. 5.2 D](#)); no se observaron microvenillas de feldespatos secundarios en la pasta de las rocas volcánicas. Algunas imágenes MEB muestran cristales de albita con los bordes corroídos rodeados de cristales euhedrales de adularia ([Fig. 5.2 F](#)).

En los difractogramas de rayos X señales fuertes en 3,3–3,18 Å indican la presencia de feldespatos. La identificación se confirma con la reflexiones medias a

débiles en 6,4 a 6,5 Å y una fuerte señal entre 4,22 y 4,04 Å. En los feldespatos de potasio, el espaciado en las últimas dos reflexiones es cercano a 4,2 Å, mientras que en

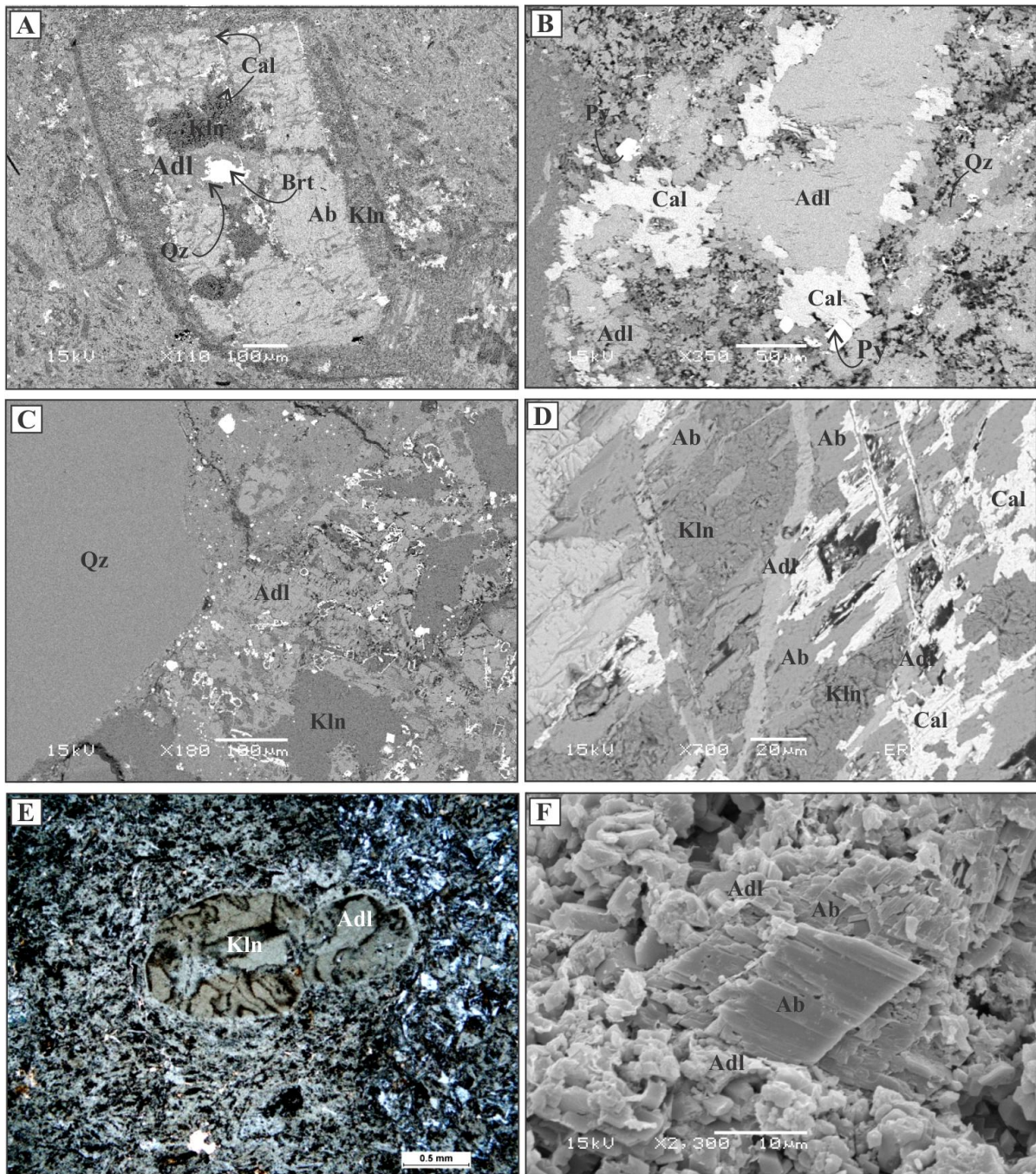


Figura 5.2. Imágenes con MEB y microfotografía (E) de albita y adularia. **A)** NV06-279; LG164, 160 m. **B)** NV06-279; LG156, 81 m. **C)** NV06-279; LG146, 27,5 m. **D)** NV06-279, LG167, 178 m. **E)** NV06-279; LG164, 151,7 m. **F)** NV6-279, LG167, 178m. Ab: albita; Adl: adularia; Brt: baritina; Cal: calcita, Kln: caolinita; Py: pirita; Qz: cuarzo. Ver texto para explicación.

los feldespatos calco-sódicos el espaciado es próximo a 4,03 Å; composiciones intermedias presentan espaciados intermedios. Además, las plagioclasas calco-sódicas

tienen dos reflexiones fuertes en el rango 3,18-3,22 Å, mientras que los feldespatos potásicos carecen de estas señales. El difractograma de la [figura 5.3](#) corresponde a una muestra de roca volcánica (Unidad Volcánica C) alterada de Loma Galena que contiene las señales características de adularia y albita secundarias y plagioclasa magmática.

Los análisis químicos y las fórmulas minerales de los feldespatos realizados con MEB-EDAX sobre secciones delgadas se presentan en las [Tablas 5.2 A y 5.2 B](#), respectivamente. Estos análisis químicos corresponden a adularia, albita (minerales hidrotermales) y a plagioclasas cálcicas (magmáticas). Los porcentajes de K_2O en adularia (n=19) varían entre 9,32 y 16,23 %, el Na_2O en ocasiones alcanza porcentajes de hasta 4,05%, mientras que los contenidos de CaO no superan el 1,28%.

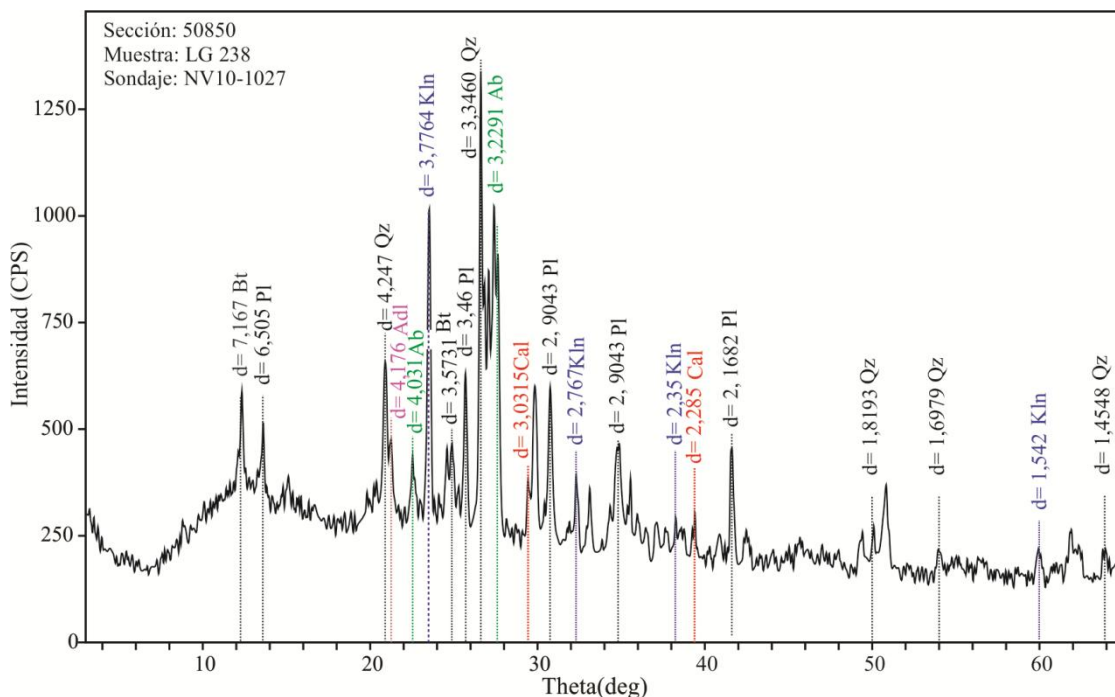


Figura 5.3: Difractograma de una muestra de la Unidad Volcánica C en donde se observan las señales características de adularia (Adl), albita (Ab), calcita (Cal), caolinita (Kln) de origen hidrotermal y plagioclasas calco-sódicas (Pl), cuarzo (Qz), biotita (Bt) de origen magmático.

Los análisis realizados en albita (n=3) indican contenidos de Na_2O muy similares, variables entre 11,15 y 11,93%, los porcentajes de K_2O y CaO son muy bajos, entre 0,1 y 0,3% y 0,04 y 0,01%, respectivamente. Por último, los análisis realizados en

fenocristales de plagioclasa magmática relíctica ($n=2$) indican composiciones intermedias a cálcicas (CaO entre 10,26 y 9,1%; Na₂O ~ 4,8 y K₂O entre 1,4 y 0,57%).

Los mapas composicionales de la [figura 5.4](#) corresponden a un sector de un fenocristal de plagioclasa que presenta alteración selectiva según las zonas. En la imagen de electrones retro-dispersados ([Fig. 5.4 A](#)) y en el mapa composicional ([Fig. 5.4 B](#)) se observa la variación de los elementos analizados (Si, Al, Na, Ca, K, Mg y Fe) en 4 sectores bien diferenciados ([Fig. 5.4 A](#)). El sector 1 corresponde al borde externo del fenocristal y a un sector de morfología parchiforme ubicado en el núcleo del fenocristal alterado. Los mapas geoquímicos correspondientes revelan la presencia de albita, de

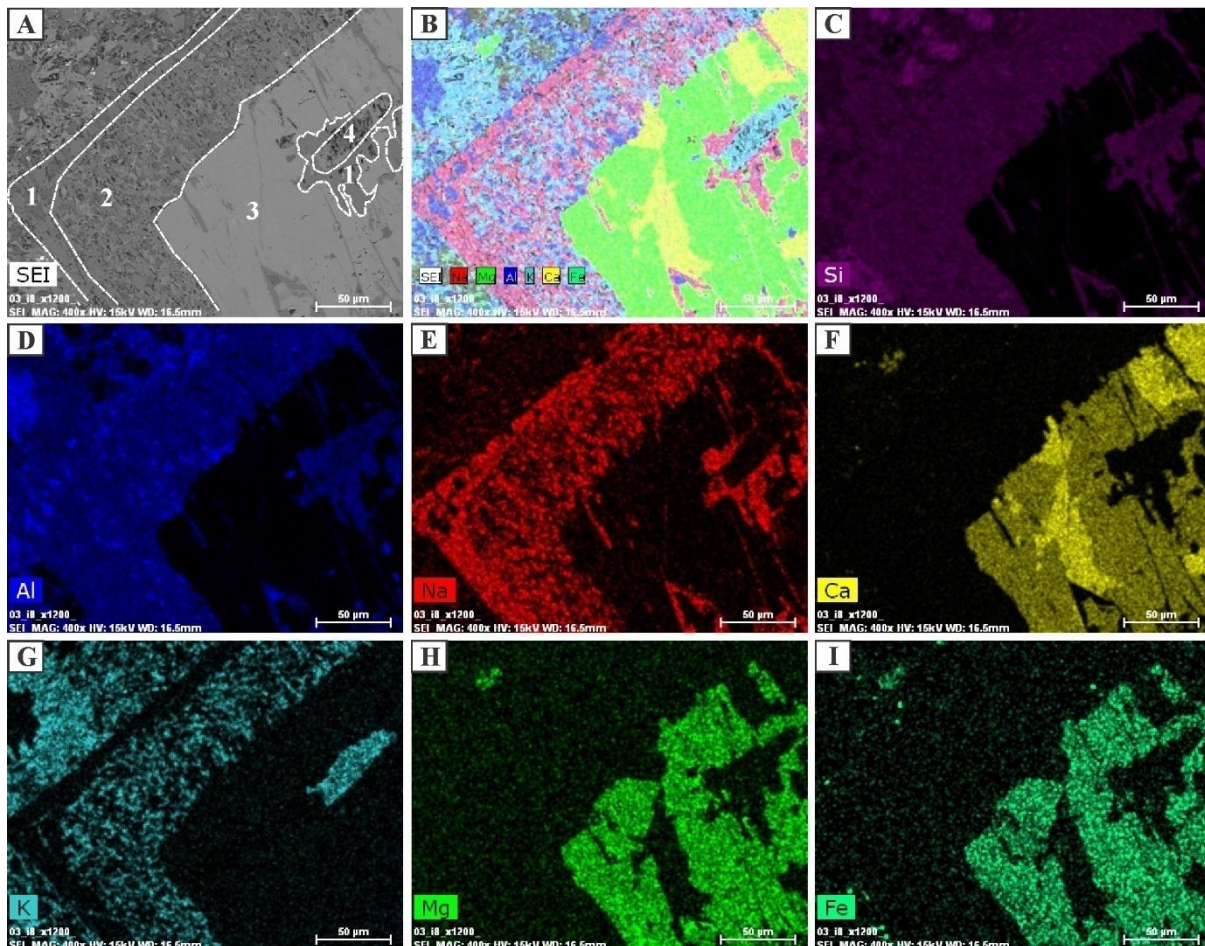


Figura 5.4. Mapas composicionales realizados sobre un sector de un fenocristal de plagioclasa de la unidad volcánica B. **A)** Imagen de electrones retro-dispersados del fenocristal alterado en contacto con la pasta y la zonación mineralógica del cristal. **B)** Distribución de los elementos analizados (Si, Al, Na, Ca, K, Mg y Fe). **C)** Distribución del Si. **D)** Distribución del Al. **E)** Distribución del Na. **F)** Distribución del Ca. **G)** Distribución del K. **H)** Distribución del Mg. **I)** Distribución del Fe. NV06-277; LG96, 200 m.

acuerdo a la abundancia de Si, Al y Na (Fig. 5.4 B, C, D, E) y la ausencia de Ca, K, Mg y Fe (Fig. 5.4 F, G, H, I). El sector 2 (Fig. 5.4 A) tiene un ancho mayor que el anterior (~ 50 a 70 μm), presenta contenidos de Si, Al, Na y K (Fig. 5.4 C, D, E, G) y ausencia de Ca, Mg y Fe (Fig. 5.4 H, I, F). Teniendo en cuenta estas composiciones y las observaciones efectuadas con microscopios óptico y electrónico, este sector corresponde a un intercrecimiento de grano muy fino de adularia y albita hidrotermales. El sector 3 (Fig. 5.4 A) parece homogéneo en la imagen de electrones retro-dispersados, sin embargo, los mapas composicionales muestran heterogeneidad composicional, con parches de calcita según el contenido de Ca y ausencia de los restantes elementos y un carbonato de Ca, Fe y Mg que es mayoritario (Fig. 5.4 B, F, H, I). Por último, el sector 4 (Fig. 5.4 A) con contenidos de K, Al y Si, es un reemplazo parchiforme de adularia en el núcleo del fenocristal. En el ángulo superior izquierdo de las imágenes de la figura 5.4, la pasta de la volcanita en contacto con el borde del fenocristal muestra altos contenidos de K, Si, Al, pequeñas máculas con Ca, Mg y Fe y otras con Si, que indicarían su reemplazo por adularia y un carbonato, además de cuarzo de origen incierto.

5.2.2.2 Carbonatos

Minerales del grupo de los carbonatos (calcita, siderita, calcita rica en Mn \geq Fe y ankerita) reemplazan las rocas de las unidades volcánicas A (UVA), B (UVB) y C (UVC) y en ocasiones comprenden el 62 % vol. de la muestra analizada. Los carbonatos son los minerales hidrotermales de mayor distribución ya que están presentes en la mayoría de las muestras estudiadas de la sección central (sección 51042) y de la sección distal (sección 50850).

Calcita reemplaza la pasta y los fenocristales de las vulcanitas de las tres unidades volcánicas, rellena las amígdalas en las vulcanitas de la unidad volcánica inferior (UVA), los planos de fluidalidad y venillas irregulares en las facies autobrechada y

volcanoclástica que yacen en los techos y pisos de las 3 unidades volcánicas. El reemplazo de los fenocristales de feldespatos por calcita puede ser completo a parcial. Cuando el reemplazo es parcial, calcita forma parches, rellena microfracturas y reemplaza los bordes cristalinos junto con adularia y albita (Fig. 5.2 A, B, D). En las imágenes obtenidas con MEB, en ocasiones se observan los bordes corroídos de calcita en contacto con adularia, ambos rodeados de filosilicatos (Fig. 5.5 A, B). En algunas muestras de volcanitas alteradas se pudieron diferenciar dos pulsos de calcita (Cal I y Cal II; Fig. 5.5 C).

Siderita se identificó en todas las muestras analizadas pero en muy poca cantidad (< 1% vol.); es posterior a calcita I y anterior a calcita II (Fig. 5.5 D). Siderita y calcita reemplazan fenocristales de plagioclasa (Fig. 5.5D) y rellenan amígdalas y microvenillas que cortan las rocas volcánicas. En algunas brechas de origen hidrotermal se presentan en los bordes de los clastos de rocas volcánicas. Los carbonatos de Fe, Mg y Mn (ankerita, calcita con $Mn \geq Fe$) son posteriores a calcita 1 y a siderita, a los cuales suelen reemplazar. Por ejemplo, en los mapas composicionales de la figura 5.4 el carbonato de Ca, Fe y Mg que reemplaza la zona 3 del fenocristal de plagioclasa parece englobar parches de calcita. Estos carbonatos tardíos también reemplazan la pasta de las volcanitas.

En las rocas sedimentarias calcáreas (fangolitas calcáreas, wackestone, packstone) los clastos biogénicos están recristalizados y/o muestran reemplazos parcial a completo por calcita. Calcita también rellena microvenillas y en las rocas clásticas reemplaza los fragmentos líticos volcánicos (Fig. 5.5 E, F).

En las imágenes de CL las zonas de crecimiento son visibles debido a las variaciones en el color de luminiscencia e intensidad, influenciadas por los contenidos de cationes tales como Mn^{2+} e Fe^{2+} (Voss et al., 1989; Wei et al., 2015). Las figuras 5.6 A,

B y C muestra el reemplazo de la pasta de la vulcanita y el relleno de venillas irregulares que la cortan por carbonatos con diferentes colores de luminiscencia: a) carbonato

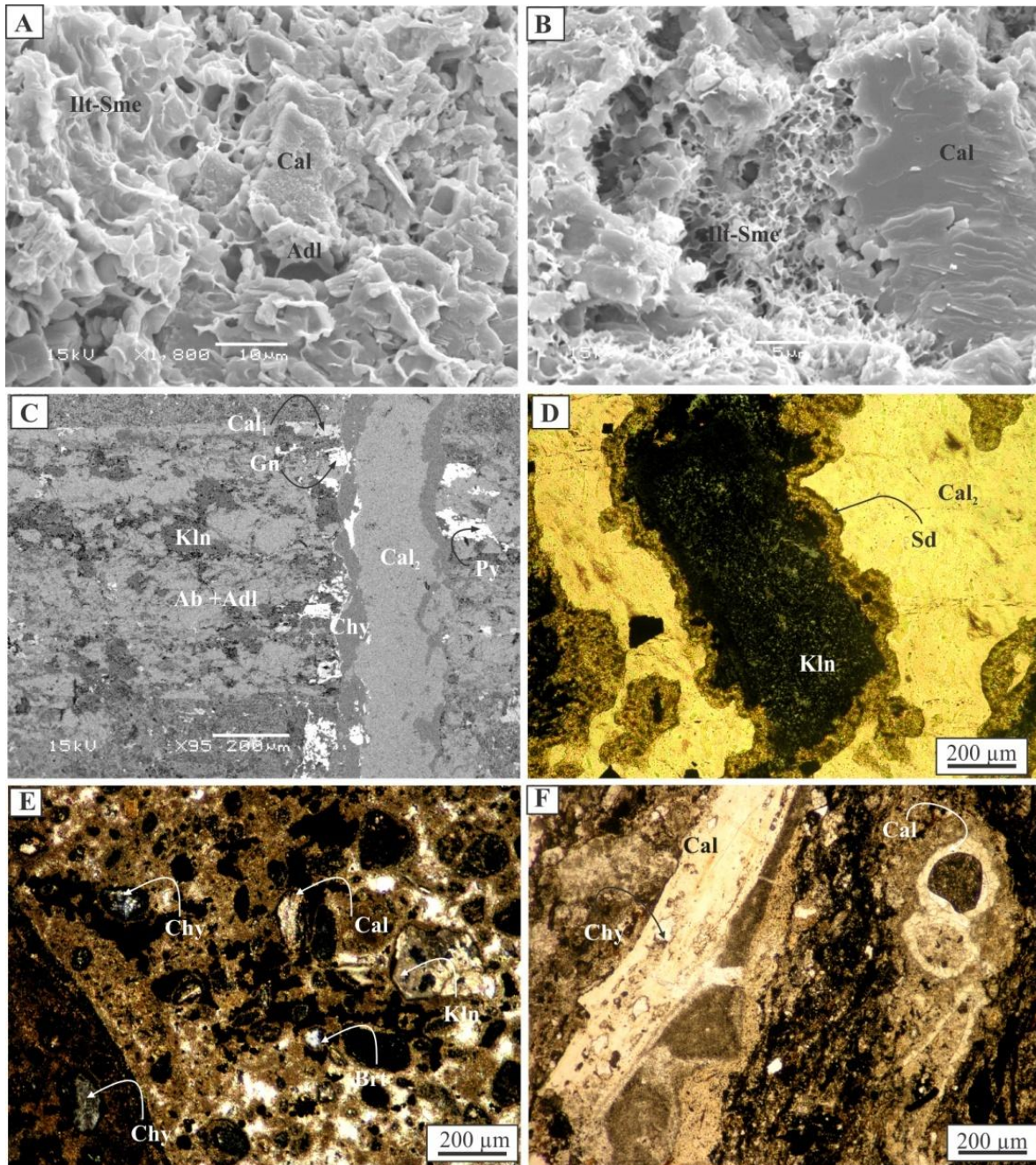


Figura 5.5. A) y B) Calcita (Cal) con bordes corroídos, relíctica (?), rodeada de adularia (Adl) e illita-esmectita (Ill/Sme); NV06-279, 178 m y NV10-1260, 51 m, respectivamente. **C)** Venilla de pirita (Py) + galena (Gn)+ calcedonia (Chy) reabierto por venilla de calcita tardía (Cal_{II}) ambas cortan al feldespato alterado; NV06-279, 151,7 m **D)** Borde de siderita (Sd) en feldespato disuelto y relleno con caolinita (Kln). NV06-279; LG156, 81 m **E y F).** Reemplazos y rellenos de calcita, calcedonia y caolinita en las sedimentitas calcáreas superiores; NV04-22, 41,2 m.

parchiforme y en sectores bandeado con luminiscencia naranja brillante que rellena microvenillas; b) carbonato de color de luminiscencia anaranjado, poca luminiscencia

que rellena las microvenillas y tiene distribución parchiforme más acotada en la pasta de la volcanita y c) carbonato no-luminiscente. Según las composiciones químicas obtenidas mediante EDX (Tabla 5.3), estos minerales corresponden a calcita rica en Mn > Fe (análisis 167ca2 y 167ca3), ankerita (análisis 167ca5) y siderita con Mg y Ca (análisis 167ca4 y 167ca7), respectivamente. Otros ejemplos muestran calcita rica en Mn con luminiscencia anaranjada en contacto con cuarzo (negro) (Fig. 5.6 D), calcita rica en Mn con cuarzo (azul) y caolinita (gris) (Fig. 5.6 E) y siderita (negro, no luminiscente) junto a calcita con zonación del color de luminiscencia debido a los cambios en su composición (Fig. 5.6 F).

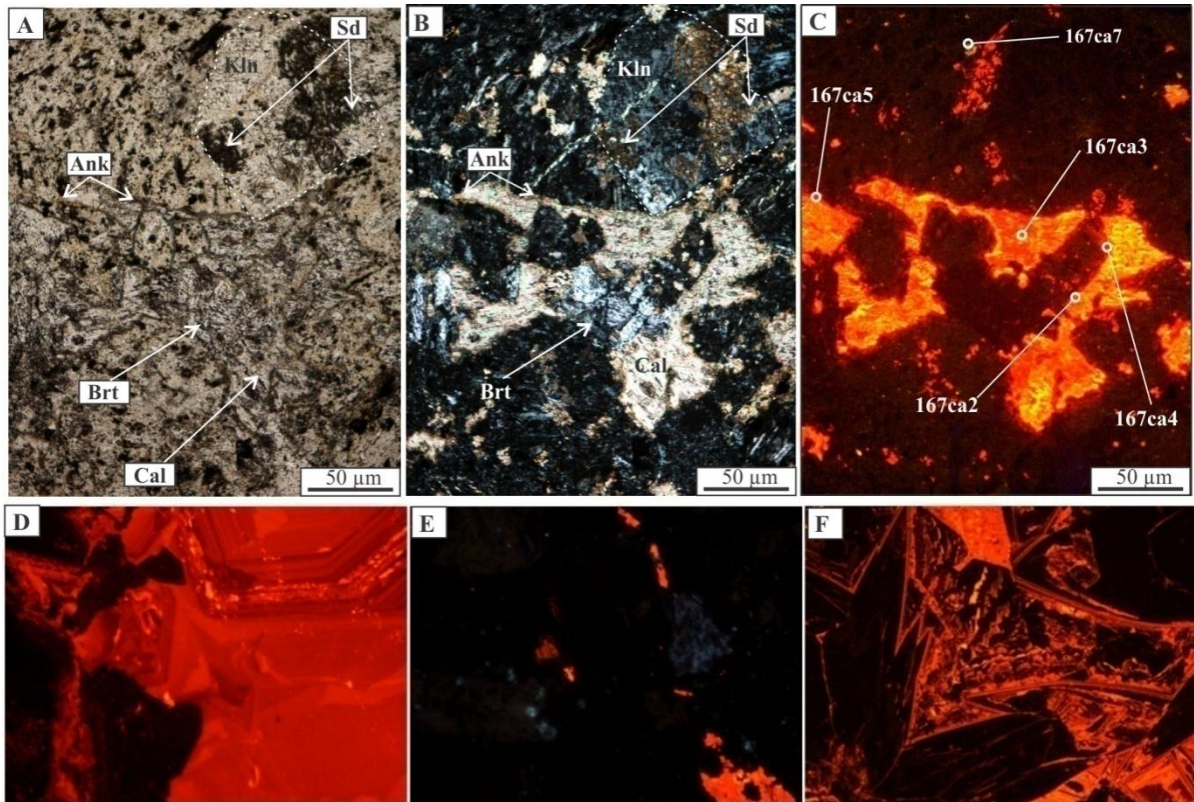


Figura 5.6. A y B) Microfotografías sin y con analizador intercalado, respectivamente, de la andesita de la unidad volcánica B reemplazada por carbonatos y sulfatos; NV06-279, 178 m. C) Imagen de CL del mismo sector de A y B que muestra zonas del carbonato con distintas intensidades de luminiscencia y composiciones. Los puntos señalan las zonas analizadas con EDX (Tabla 5.3). D y E) Imágenes CL de calcita con Mn; NV06-277, 82m y NV06-281, 72,6 m. F) Imagen CL siderita en contacto con calcita con zonación del color de luminiscencia; NV06-281, 72,6 m.

Los carbonatos también se identificaron por difracción de rayos X, en donde se observaron los picos 3,03, 2,28 y 2,09 correspondientes a los planos de difracción (104), (113) y (202), respectivamente.

5.2.2.3 Clorita, clorita-esmectita, tosudita.

Clorita no es un mineral frecuente y cuando está presente constituye <3% vol. de la muestra (Tabla 5.1). En la sección central 51042, clorita se identificó en algunas muestras extraídas de las zonas más profundas del depósito y en dos muestras de areniscas tobáceas del sector medio (Fig. 5.7 A). En la sección distal (50850) del depósito solo se identificó clorita mediante microscopía óptica y DRX en las muestras más profundas de los sondajes ubicados al NE del depósito (Fig. 5.8 A). La tosudita es un interestratificado regular de clorita-esmectita que difiere de corrensita por su carácter dioctaédrico (Bailey, 1982). En la sección central se reconoció en muestras de roca volcánica extraídas de las zonas más profundas (Tabla 5.1, Fig. 5.7 B) y solo en 3 muestras de la sección distal, las cuales también representan los intervalos más profundos de los sondeos estudiados (Tabla 5.1, Fig. 5.8 B). El interestratificado clorita-esmectita se determinó solo en la sección 51042, en dos muestras profundas entre las fallas Galena y Chenque Sur, en las volcanitas superficiales del horst Galena y en las areniscas tobáceas que separan las unidades volcánicas B y C en el margen SO.

Clorita reemplaza minerales máficos (biotita y anfíboles) de los fenocristales y de la pasta (Fig. 5.9 A, B) y a veces a los fenocristales de plagioclasa. También rellena microvenillas y en ocasiones vesículas en las rocas volcánicas (Fig. 5.9 C, D). En la venilla de la figura 5.9 A, B, clorita y calcita (posiblemente rica en Fe) parecen haber sido incorporadas y no coetáneas con calcedonia,

En los difractogramas de rayos X clorita se identificó por las reflexiones en 14 \AA - 7 \AA 4.67 \AA , las cuales no se modificaron en los difractogramas de las muestras

saturadas con etilenglicol (Fig. 5.10). El interestratificado clorita-esmectita, con porcentajes variables de esmectita y clorita y tosudita son minerales poco comunes que fueron identificados con difracción de rayos X. En el difractograma tosudita se reconoce por la superestructura en $\sim 27 \text{ \AA}$ que se expande a $\sim 31 \text{ \AA}$ por saturación con etilenglicol y las reflexiones basales de varios órdenes, entre ellos 001 (31 \AA), 002 (15.4 \AA), 004 (7.7 \AA), 006 (5.1 \AA), 007 (4.4 \AA), 008 (3.85 \AA) y 009 (3.42 \AA). El difractograma de una de las muestras de la sección central (muestra seca al aire Fig.

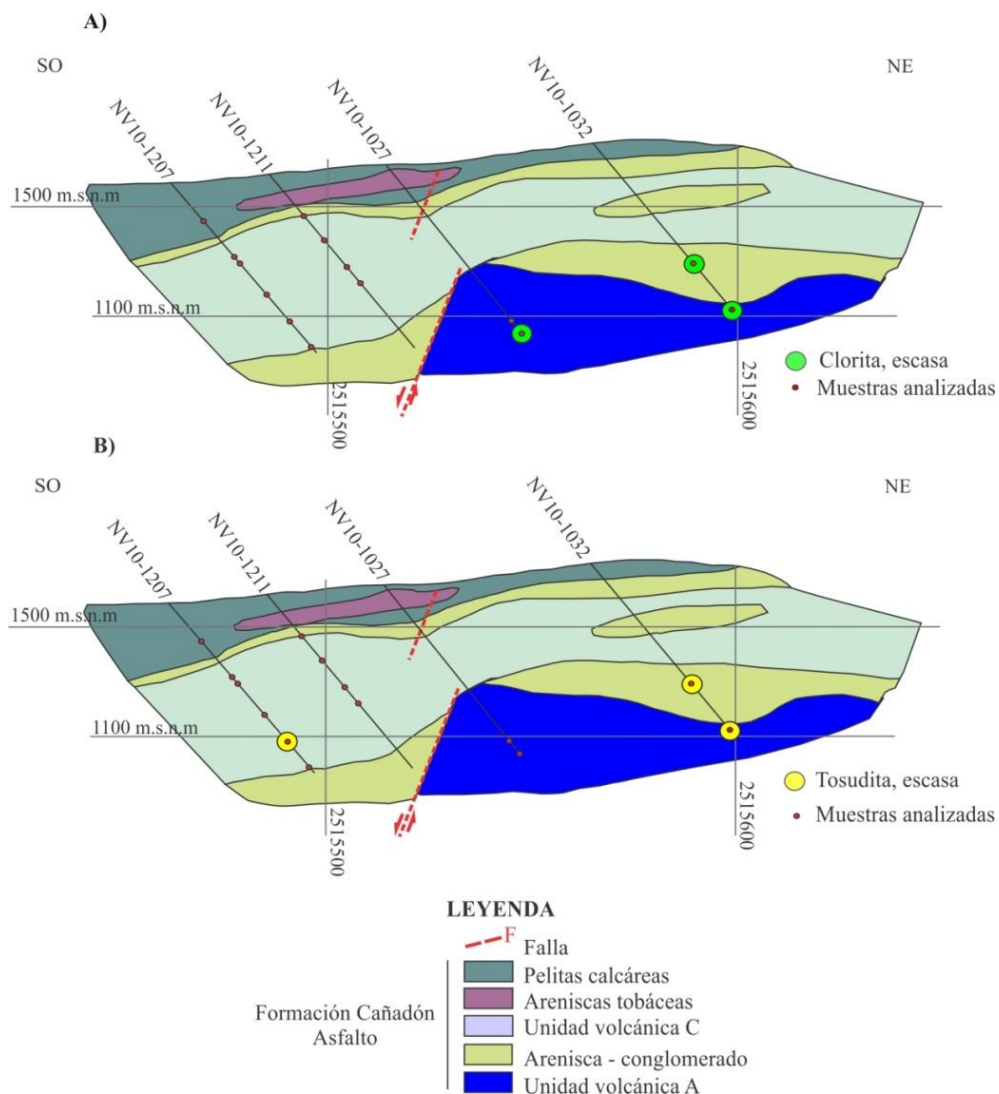


Figura 5.7. Distribución de A) clorita y B) tosudita y clorita-esmectita en la sección central 51042 del depósito Loma Galena.

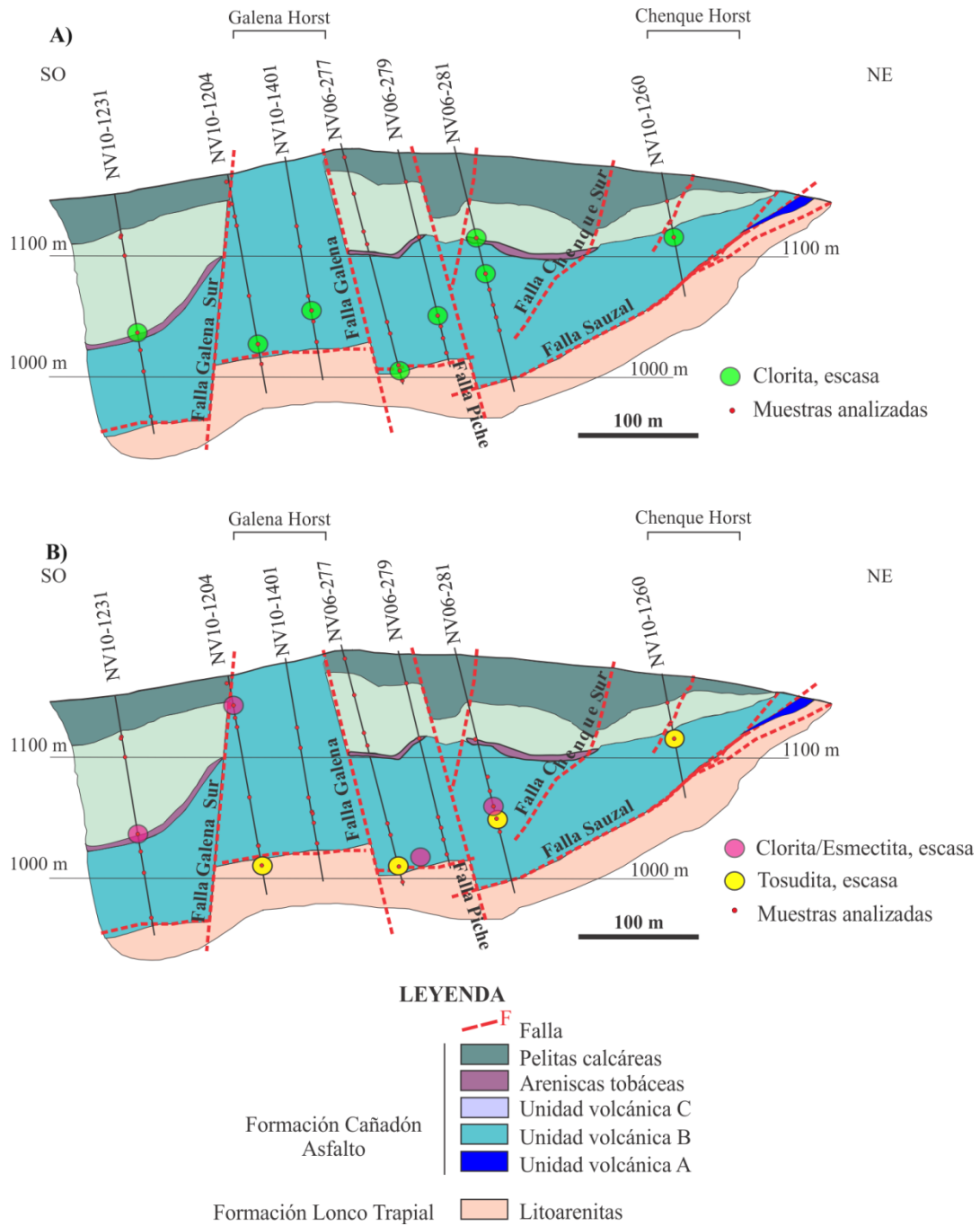


Figura 5.8. Distribución de **A)** clorita y **B)** tosudita en la sección distal 50850 del depósito Loma Galena.

5.10 A) tiene la reflexión $d(001)$ en $26,51\text{Å}$ y $d(002)$ en $13,1\text{Å}$ (menor a los valores de referencia que son de 28Å para $d(001)$ con una sola capa de agua (12Å). En los difractogramas de las muestras de la sección distal (Fig. 5.10 B), las reflexiones son

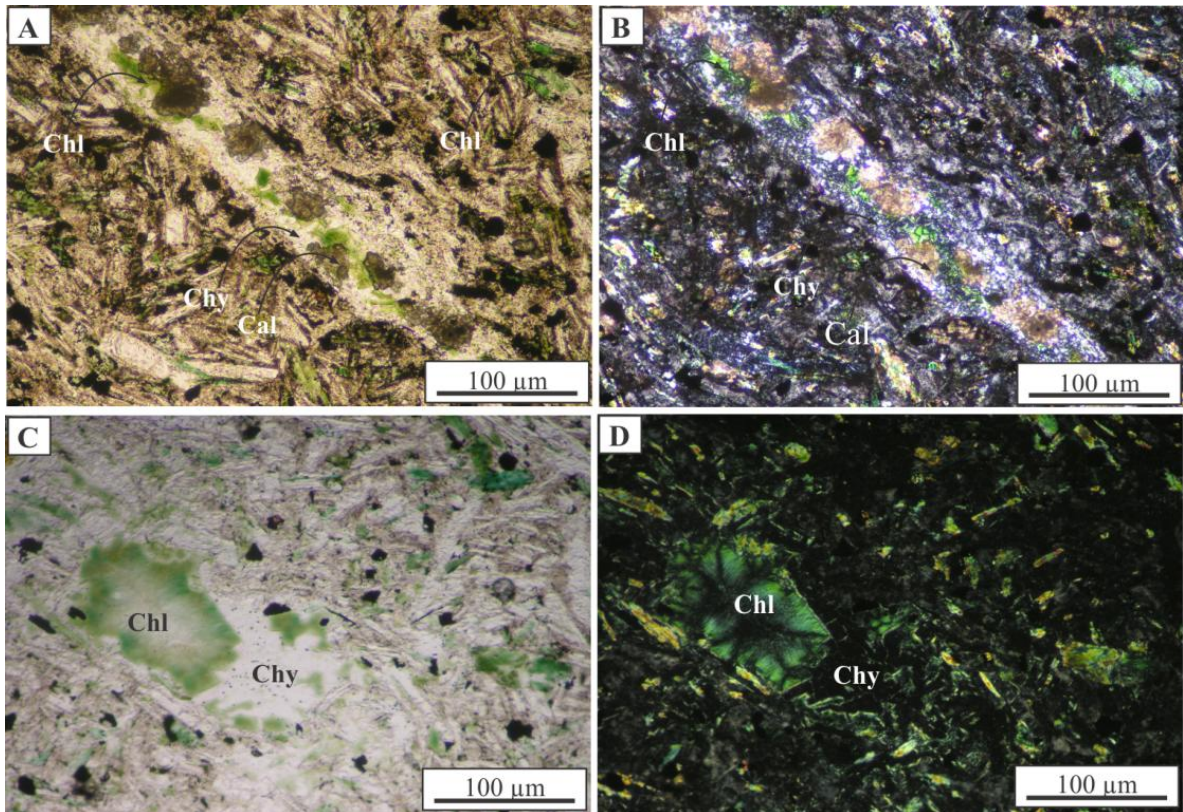


Figura 5.9. Microfotografías de clorita en las volcanitas de Loma Galena. **A y B)** Venilla rellena con calcita (Cal), clorita (Chl) y calcedonia (Chy). La pasta de la roca volcánica tiene cloritización incipiente (A: sin y B: con analizador intercalado). **C y D)** Amígdalas en la unidad volcánica inferior rellenas con clorita y calcedonia; la pasta también se encuentra parcialmente cloritizada.

menos marcadas, $d(001)$ a 28,2 Å y $d(002)$ a 12,3 Å, aunque más intensas. Después de la saturación con etilenglicol, las reflexiones $d(001)$ y $d(002)$ en la muestra de la sección central se presentan a los 30,7 y 15,5 Å, respectivamente, y en las muestras de la sección distal $d(001)$ a ~31,9 Å y $d(002)$ a ~13,3 Å. La señal $d(001)$ a menores frecuencias (14,6 Å) y el incremento del espaciado interlaminar a 15,3 Å bajo la acción del etilenglicol, indican la presencia del interestratificado clorita-esmectita.

En la [Tabla 5.4](#) se presentan las composiciones químicas de clorita-esmectita obtenidas mediante análisis con detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDX).

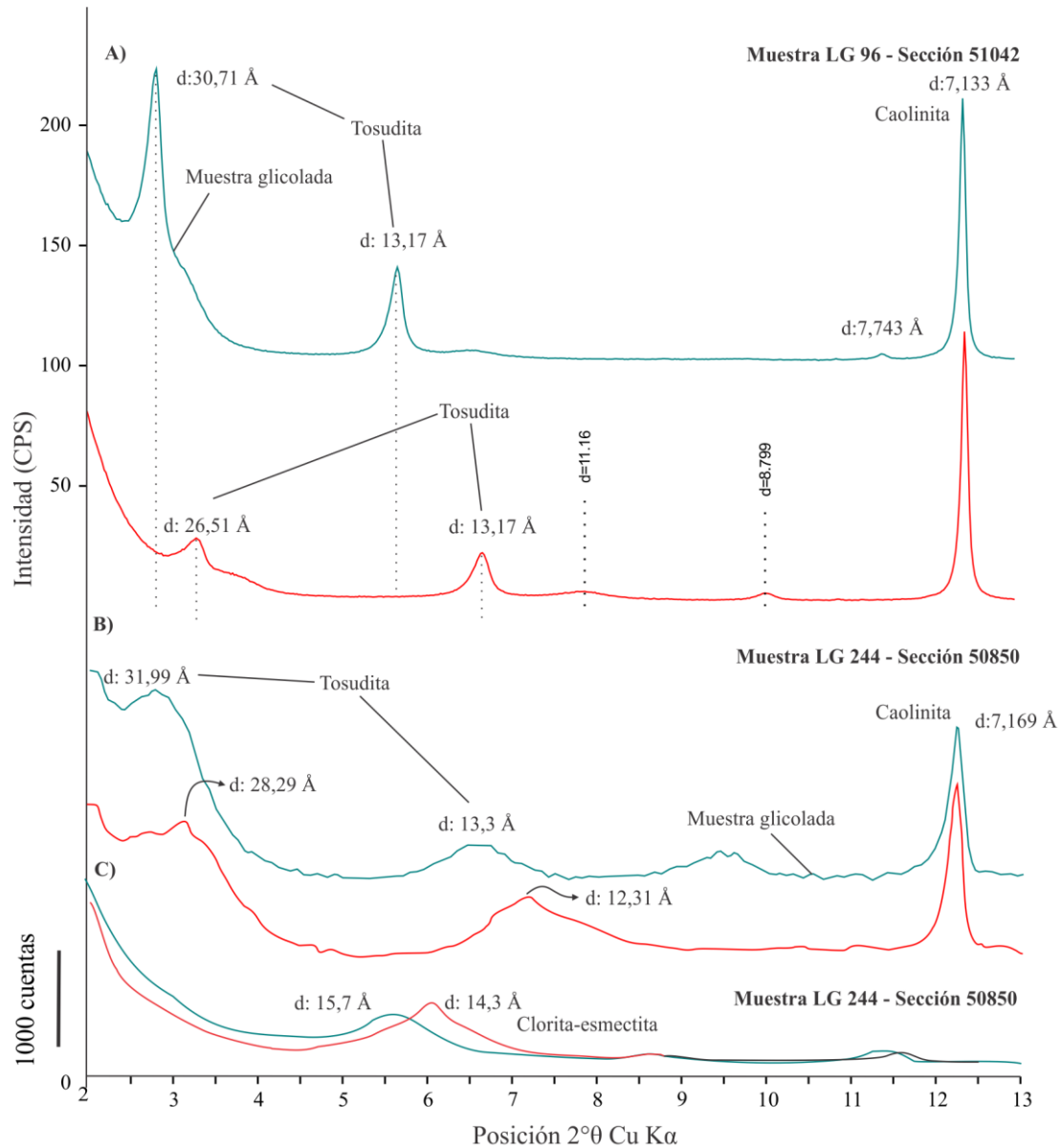


Figura 5.10. Difractogramas de las volcanitas alteradas de Loma Galena. **A)** Clorita y tosudita en la sección central 51042; NV06-277, 200 m. **B)** Clorita y tosudita en una muestra extraída de la sección distal 50850; NV10-1032, 100 m. **C)** Difractograma con reflexiones que corresponden al interestratificado clorita-esmectita; NV10-1231, 124m.

5.2.2.4 Illita, illita-esmectita y esmectita

Illita, el interestratificado illita-esmectita y esmectita se identificaron en la mayoría de las muestras de volcanitas analizadas (Tabla 5.1). Estas arcillas reemplazan a la pasta, a los fenocristales de feldespatos magmáticos, adularia y albita hidrotermales. Esmectita e illita-esmectita son minerales frecuentes y si bien representan bajos

porcentajes del vol. de muestra analizada, son más abundantes que illita, la cual siempre está en muy poca cantidad.

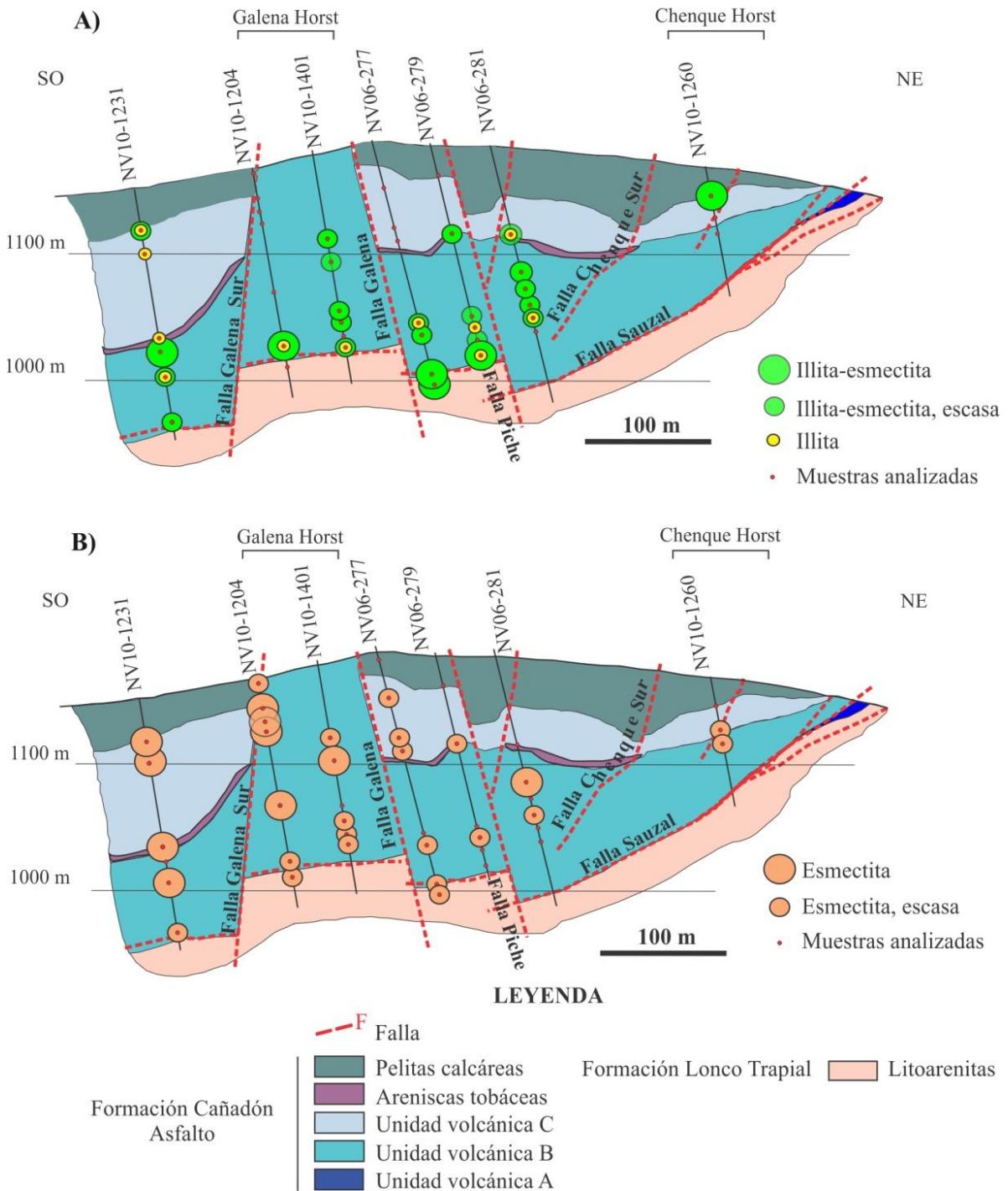


Figura 5.11. Distribución de illita, illita-esmectita **(A)** y esmectita **(B)** en la sección central 51042 del depósito Loma Galena.

Illita se encuentra en los sectores más profundos de la sección central (sección 51042; Fig. 5.11 A), a excepción de las rocas atravesadas por el sondeo NV10-1231

donde se la identificó en muestras de zonas superficial a intermedia. En la sección distal (sección 50850; Fig. 5.12 A) también está en las muestras más profundas y en una muestra superficial del margen SO.

El interestratificado illita-esmectita tiene una distribución amplia en la sección central del depósito y es más abundante en las zonas más profundas, excepto en el borde NE donde la única muestra con illita-esmectita es superficial (Fig. 5.11 A). En la sección distal su distribución y abundancia son menores y se detectó en zonas profundas de la misma e intermedias del borde SO (Fig. 5.12 A).

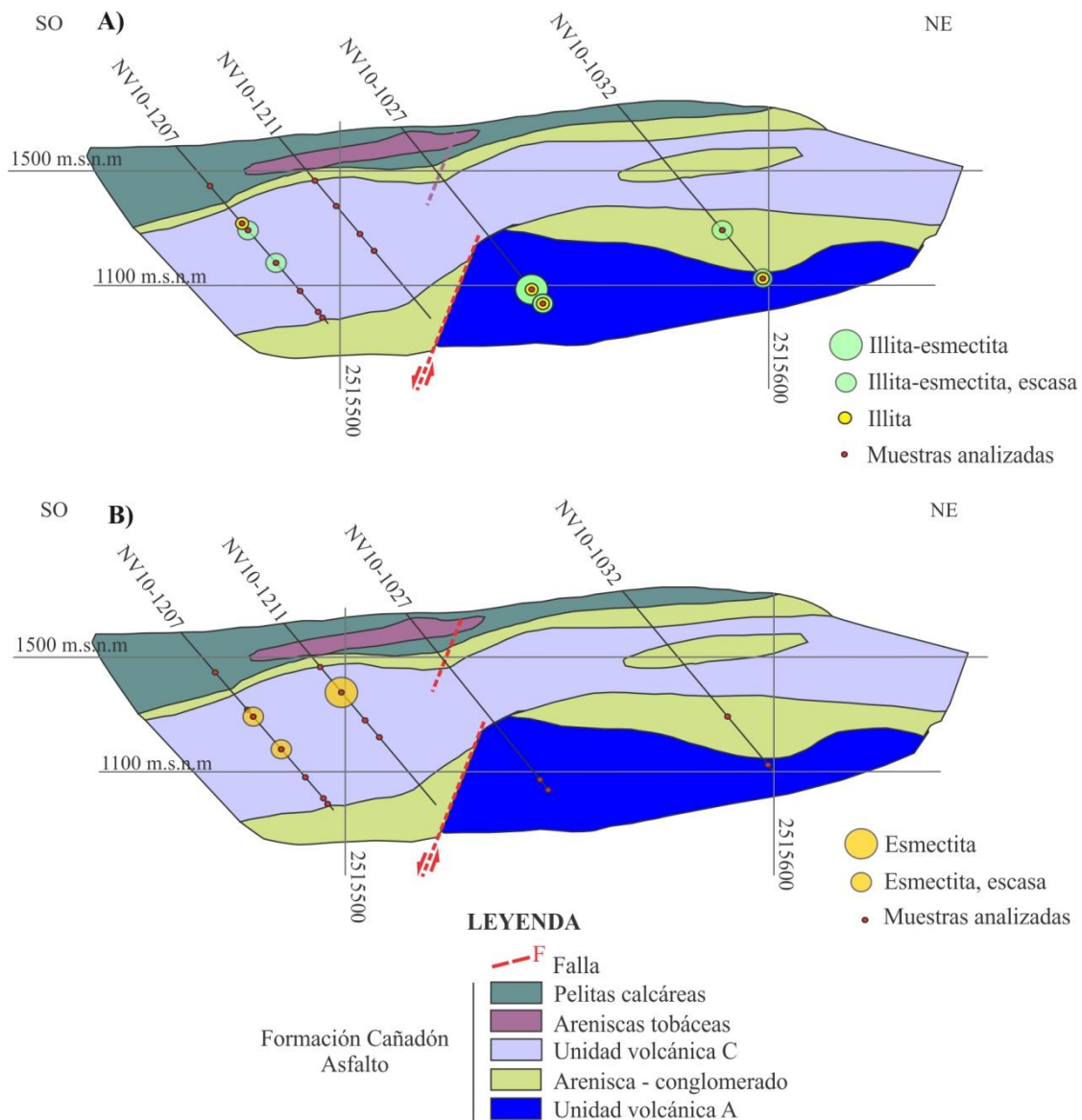


Figura 5.12. Distribución de illita, illita-esmectita (A) y esmectita (B) en la sección distal 50850 del depósito Loma Galena.

Las muestras analizadas con mayor contenido de esmectita se localizan en las zonas superficiales a intermedias del sector SO de la sección central del depósito (Fig. 5.11 B), que incluyen las muestras a lo largo de los sondeos que interceptaron el bloque ascendido tectónicamente (*horst* Galena). En la sección distal el contenido de esta arcilla es bajo y en los DRX las reflexiones más intensas corresponden a las muestras del sector SO (Fig. 5.12 B).

En las imágenes del MEB illita-esmectita forma un velo sobre adularia y albita a quienes reemplaza (Fig. 5.13 A, B). También rellena cavidades y porosidades generadas por la degradación de los feldespatos primarios y las vesículas. Esmectita forma un velo que cubre y reemplaza a los feldespatos magmáticos relícticos e hidrotermales y calcita (Fig. 5.13 D, E).

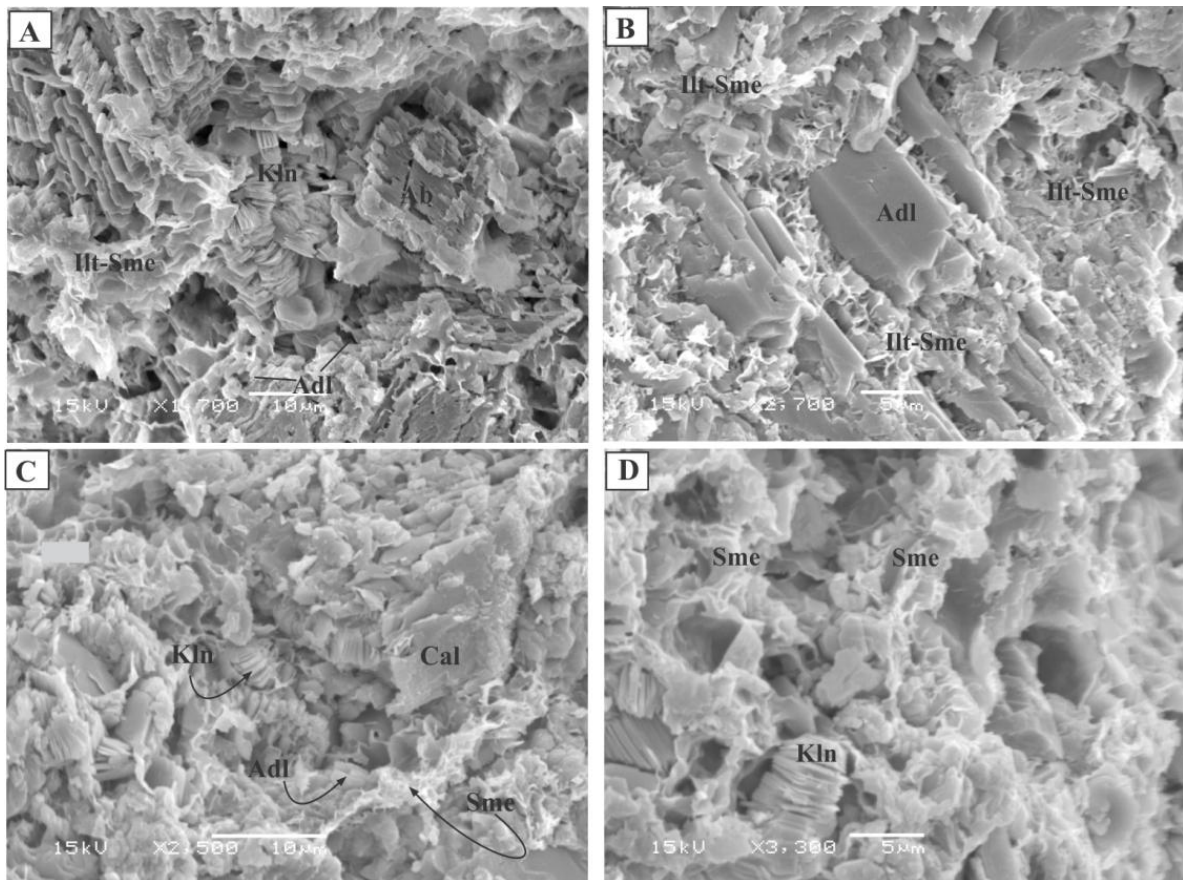


Figura 5.13. A) Imagen MEB de illita-esmectita (Ill-Sme) que reemplaza feldespatos, restos de albita (Ab) con bordes disueltos y adularia bien cristalina (Adl); caolinita (Kln) rellena huecos; NV06-279, 151,7 m. B) Imagen MEB de illita-esmectita según feldespatos y relictos de adularia; NV10-1260, 51m. C)

Imagen MEB de esmectita (Sme) según adularia (Adl) y calcita (Cal) con bordes disueltos, caolinita (Kln) parece rellenar huecos; NV6-28, 42 m. **D**) Imagen MEB de esmectita (Sme) según feldespatos que rodea a caolinita (Kln); NV06-281, 99,9 m.

Illita es una mica dioctaédrica rica en potasio que produce una difracción de primer orden de rayos X en $\sim 10 \text{ \AA}$. En los difractogramas de muestras secas al aire, la posición de la reflexión 001 entre 26,5 y 23,3 \AA y la posición de la reflexión 002 entre 11 y 11,6 \AA indican la presencia del interestratificado illita-esmectita (Fig. 5.14). En los difractogramas de la muestra saturada con etilenglicol, la reflexión d(001) se ubica entre 27,8 y 29,5 \AA , la reflexión d(002) entre 12,7 y 13,5 \AA y la reflexión d(003) entre 8,9 y 9,3. (Fig. 5.14). Esmectita se identificó en los difractogramas por la reflexión basal d(001) entre 12,6 y 14,9 \AA en muestras orientadas secas al aire, sin la presencia de un segundo orden. Luego de la saturación con etilenglicol, incrementa el espaciado inter-laminar y las reflexiones basales d(001) se observan entre los 16,7 y 16,9 \AA y las d(002) entre 8,4 y 8,6 \AA . Luego de la calcinación a 500°C, colapsa la estructura a 10 \AA . De acuerdo a la posición de la reflexión d(060) en los difractogramas de las muestras secas al aire (LG42c, LG33 y LG77) las esmectitas son dioctaédricas (Brindley, 1980).

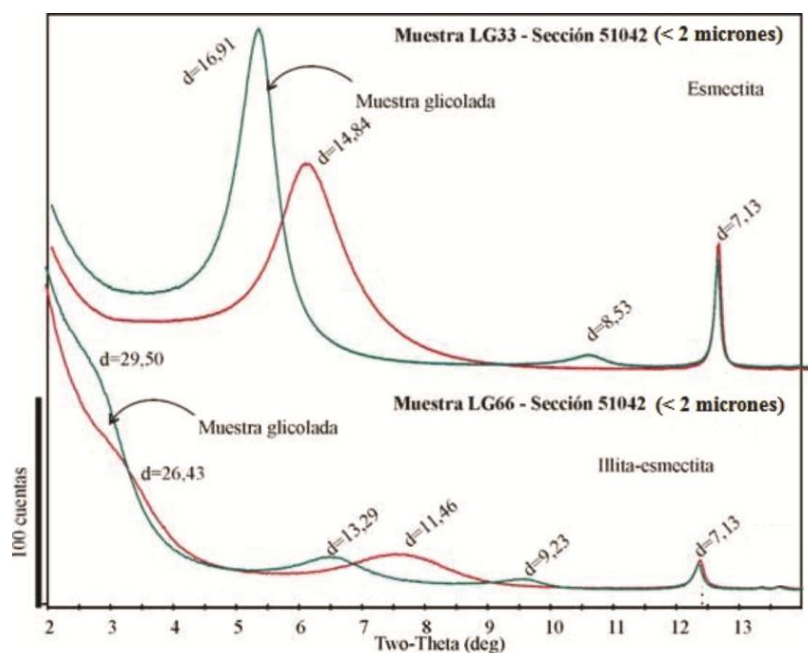


Figura 5.14. Difractogramas de las rocas volcánicas alteradas en Loma Galena. Muestra LG-33 con esmectita por el desplazamiento de la reflexión 14,84 Å en la muestra seca al aire a 16,91 Å en la muestra glicolada. El pico a 7,13 Å corresponde a caolinita. Muestra LG-66 - Sección 51042, con interestratificado illita-esmectita por las reflexiones en los bajos ángulos. Las reflexiones 26,43 Å y 11,46 Å expanden a 13,29 Å y 29,50 Å respectivamente después de la saturación con etilenglicol.

Mineral /Muestra	d (060)
Esmectita dioctaédrica	1,49 -1,50
Esmectita trioctaédrica	1,52 - 1,54
LG33	1,5
LG77	1,49
LG42c	1,49

Tabla 5.6: Valores de (060) para esmectitas dioctaédricas y trioctaédricas. Los valores de referencia fueron extraídos de Brindley (1980).

Las composiciones químicas obtenidas mediante análisis con detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDX) de Illita-esmectita, illita y esmectita se muestran en las Tablas 5.5 y 5.6, respectivamente.

5.2.2.5 Caolinita

Este filosilicato está bien distribuido a lo largo de las dos secciones. En la sección 51042 (central, Fig. 5.15 A) todas las muestras analizadas contienen caolinita. Es abundante en los bordes NE y SO de la sección y también en muestras de las zonas más profundas y superficiales. En la sección distal (sección 50850) todas las muestras analizadas también contienen caolinita (Fig. 5.15 B), si bien parece que su abundancia disminuye en las muestras del sondeo NV10-1027, ubicado en el centro de la sección.

En las imágenes obtenidas con microscopio electrónico de barrido, en las rocas volcánicas caolinita está en agregados cristalinos con disposición en acordeón. Los cristales individuales tiene su típica morfología con caras pseudo-hexagonales y alcanzan en ocasiones tamaños de hasta 10 µm y no muestran los bordes corroídos (Fig. 5.16 A, B, C). Reemplaza a los feldespatos de los fenocristales y de la pasta y también

rellena cavidades producidas por la disolución de los feldespatos (Figs. 5.2 A, C, D, E; 5.16 D). Suele estar rodeada de illita-esmectita y esmectita, pero no cubierta por estos minerales (Fig. 5.16 A, B, C). En las sedimentitas superiores caolinita reemplaza los clastos volcánicos y los fragmentos líticos.

En los análisis con EDX se obtuvieron alturas de los picos de Si y Al casi iguales, lo cual confirma la identificación de los agregados como caolinita. Las composiciones químicas de caolinita se presentan en las Tablas 5.4 A y B.

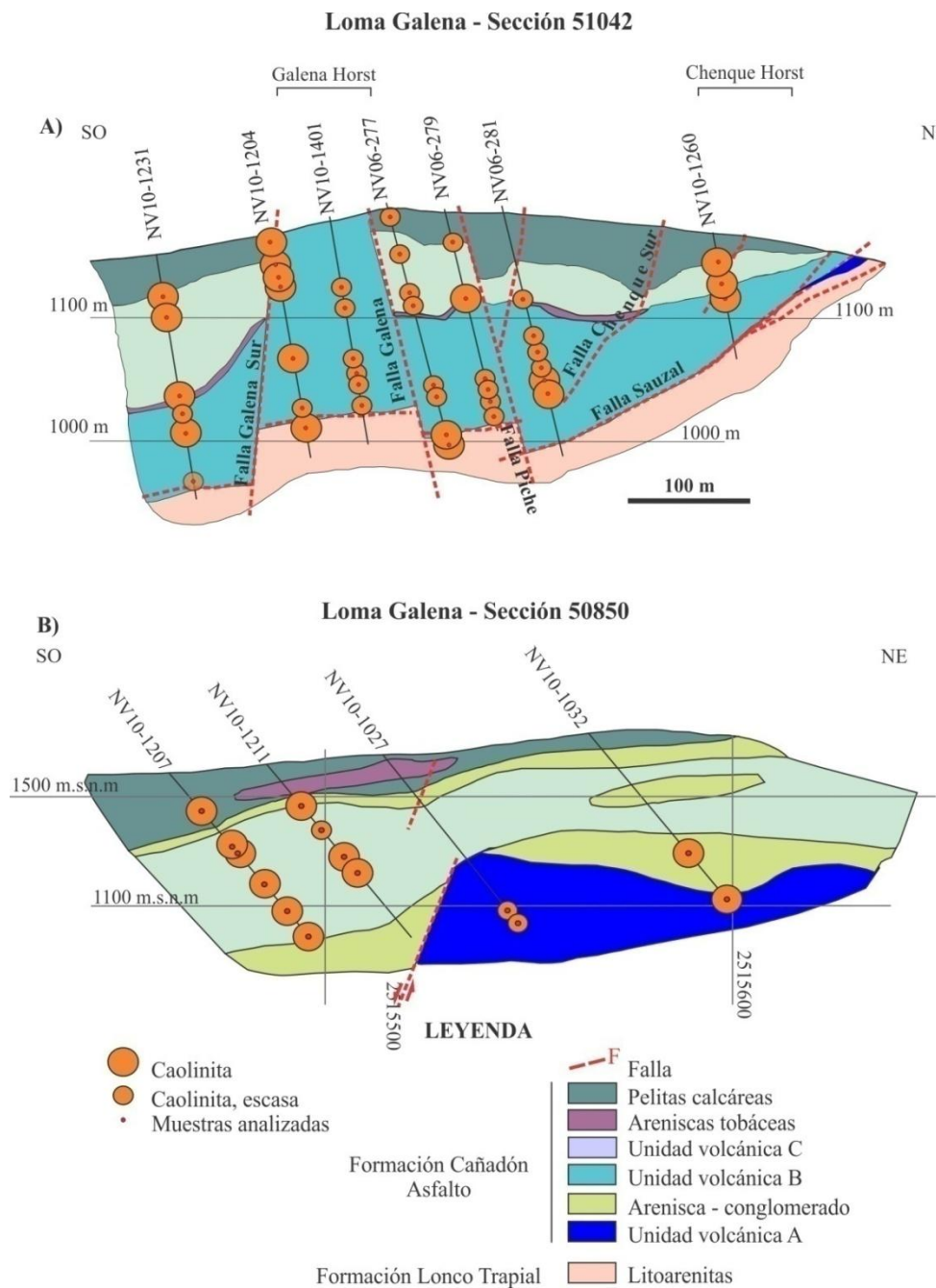


Figura 5.15. Distribución de caolinita en las secciones analizadas del depósito Loma Galena

Los difractogramas de rayos X muestran la reflexión (001) entre 7,15 y 7,06 Å y la reflexión (002) entre 3,52 y 3,57 Å. En las muestras analizadas de la sección central, todas las reflexiones fueron definidas e intensas. Además, al combinar el método de semi-cuantificación en los difractogramas con las observaciones petrográficas, se determinó hasta 60% vol. de caolinita en algunas de las volcanitas alteradas estudiadas. Los difractogramas de las muestras procedentes del centro del *Horst* Galena no presentan reflexiones intensas y en las secciones delgadas es muy escasa (2-5% vol.).

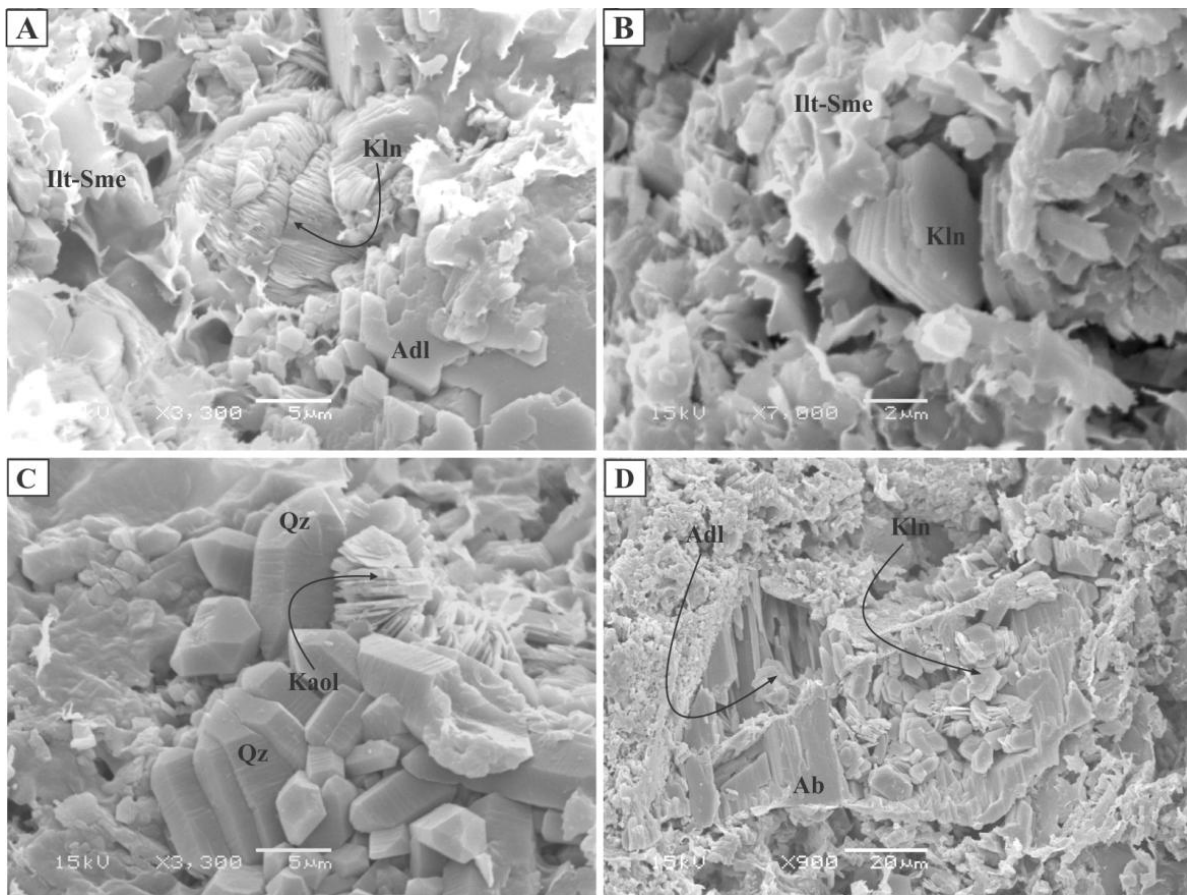


Figura 5.16. A) Imagen MEB de caolinita (Kln), cristales con morfología pseudo-rómbica de adularia (Ad) recubierta por interestratificado illita-esmectita (Ilt-Sme). En conjunto reemplazan la pasta de la unidad volcánica B; NV06-279; 178 m. **B)** Imagen MEB de caolinita rodeada del interestratificado illita-esmectita reemplazan la pasta de la unidad volcánica B; NV10-1204; 117,8 m **C)** Imagen MEB de caolinita en contacto con cristales de cuarzo (Qz) de origen hidrotermal; NV06-279, 178 m. **D)** Imagen MEB de un fenocristal de feldespato magmático de la unidad volcánica B reemplazado por albita (Ab), adularia (Adl) y a su vez, estos minerales son reemplazados por caolinita; NV06-279, 178 m.

Las variaciones en el grado de cristalinidad de la caolinita se manifiestan en las variaciones del FWHM medido para la reflexión 001 ($^{\circ}2\theta$). 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. En general, en las muestras analizadas de Loma Galena ($n = 39$, [Tabla 5.7](#)) no se ven grandes variaciones ya que entre el valor más bajo ($0,11^{\circ}$) y el mayor ($0,25^{\circ}$) no hay una diferencia importante. En el diagrama índices de FWHM (cristalinidad de caolinita) versus profundidad de las muestras analizadas ([Fig. 5.17](#)) en la sección central a mayores profundidades hay una tendencia hacia índices FWHM menores, es decir la caolinita tiene mayor cristalinidad. Los índices de Liétard obtenidos indican grados de cristalinidad buenos a altos. Los índices de Hinckley ($n = 6$) varían entre 0,38 y 0,95 ([Tabla 5.7](#)). Estos valores coinciden con los resultados obtenidos mediante las otras técnicas a excepción del valor 0,38, el cual es demasiado bajo y corresponde a caolinita desordenada. Las muestras con estos valores de HI más bajos provienen de zonas en la sección central con abundantes esmectita e interestratificado I/S. La presencia de estos minerales arcillosos podría haber influenciado las reflexiones (020), (110) y (111) de caolinita en estas muestras.

Cuatro muestras de rocas volcánicas con abundante caolinita se analizaron con espectrografía de infrarrojo. En todas las muestras se identificaron las cuatro bandas de absorción 3696 cm^{-1} , 3668 cm^{-1} , 3652 cm^{-1} y 3619 cm^{-1} en la zona de vibración de los grupos OH características de caolinita ([Madejová et al., 2011](#)) ([Fig. 5.18 A](#)). Las bandas en 914 cm^{-1} y 939 cm^{-1} se ubican en la zona de vibración del Al_2OH de caolinita y corresponden a las vibraciones de los grupos OH internos y de superficie (conocidas

como bandas de deformación de OH), respectivamente (Madejová et al., 2011) (Fig. 5.18 A).

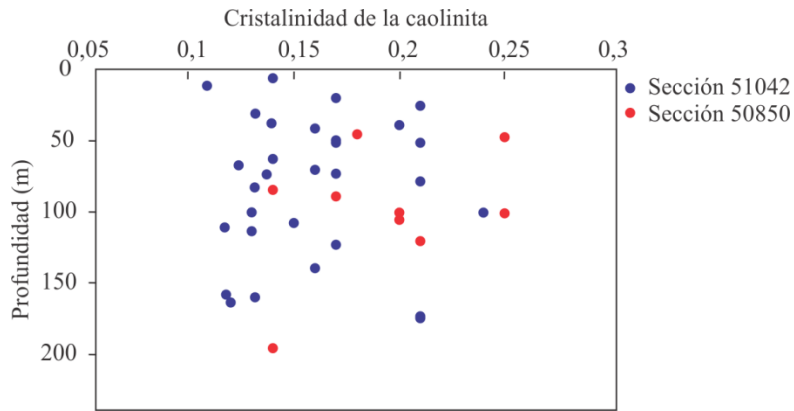


Figura 5.17: Variación de la cristalinidad de caolinita (FWHM medido para la reflexión 001, $^{\circ}2\theta$ con la profundidad de las muestras analizadas. Datos en [Tabla 5.5](#).

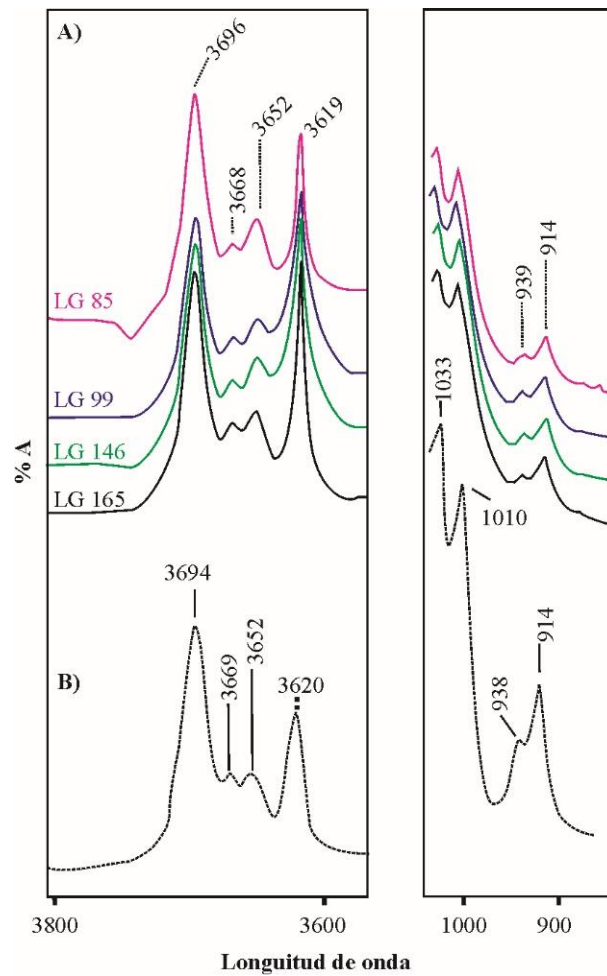


Figura 5.18: Espectros de FTIR de caolinita **(A)** de las muestras de rocas volcánicas LG85, LG99, LG146 y LG165. **(B)** Caolinita bien ordenada (Madejová et al. 2011).

La buena definición de las bandas de absorción en 3668 cm^{-1} y 3652 cm^{-1} , que corresponden a las vibraciones acopladas de los grupos OH internos y de superficie, y la ausencia de la reflexión en 874 cm^{-1} del Fe en posición octaédrica, indican que se trata de caolinita bien ordenada y que no contiene hierro en su estructura (Fig. 5.18 B).

Las composiciones químicas obtenidas mediante análisis con detector de espectroscopía de energía dispersiva de rayos X (EDX) de caolinita se muestran en la Tabla 5.8.

5.2.2.6 *Glaucónita*

Glaucónita es un aluminosilicato hidratado de Fe y Mg con una estructura cristalina similar a la de illita e illita-esmectita. Se diferencia de celadonita en base a su composición química, características morfológicas y/o yacencia. Fue identificada localmente en algunas vulcanitas y sedimentitas alteradas de la sección central (sección 51042) de Loma Galena. Reemplaza vulcanitas de las zonas más profundas del depósito, como así también rocas sedimentarias en las zonas más superficiales, no se detectó glaucónita a profundidades intermedias (Fig. 5.19 A).

A partir de microscopía óptica se pudo comprobar que glaucónita rellena huecos como vesículas-oquedades y microvenillas en las rocas volcánicas y en las rocas sedimentarias. Microvenillas rellenas con glaucónita atraviesan caolinita y/o calcedonia que reemplazan los fenocristales de plagioclasas. A su vez, estas microvenillas suelen presentar texturas que sugieren episodios de reapertura y precipitación de calcita tardía (Fig. 5.20).

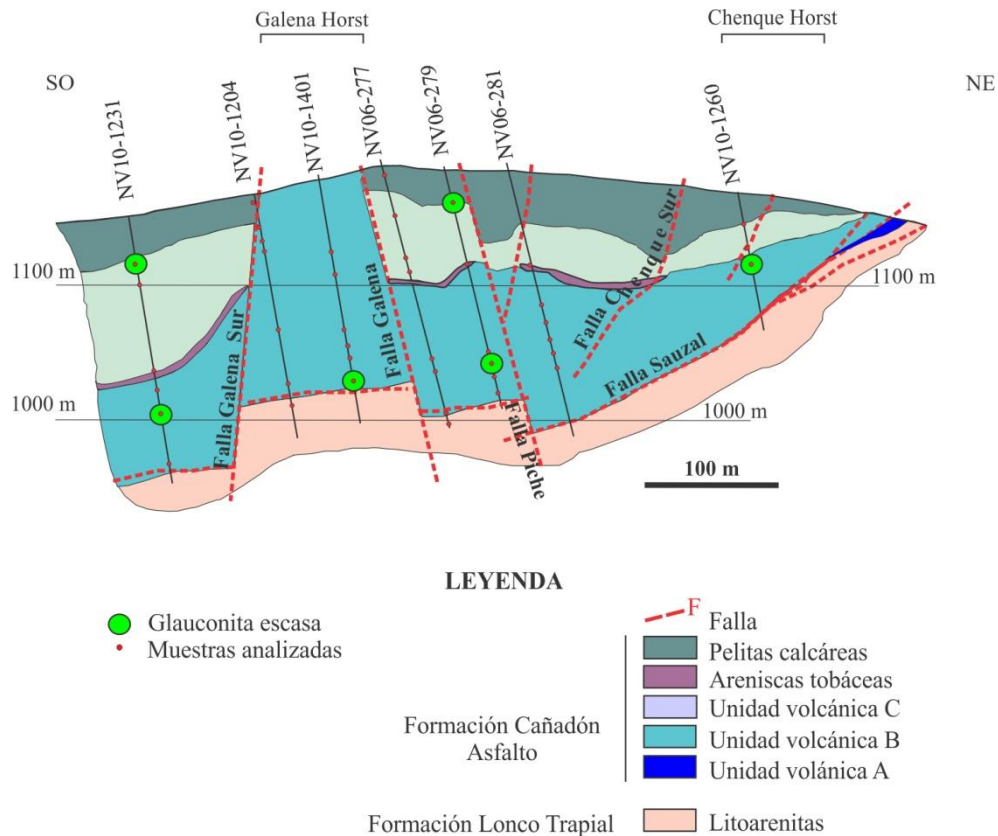


Figura 5.19. Distribución de la glauconita en la sección 51042 del depósito Loma Galena

Las formulas químicas de dichos minerales se presentan en la [Tabla 5.9](#). En los diagrama de proyección ternaria $4Si-M^+-R_2^+$ ([Fig. 5.21 A, B](#)) propuestos por [Foster \(1969\)](#) y [Weaver y Pollard \(1973\)](#) se comparan con las composiciones de glauconita y celadonita respectivamente. [Duplay y Buatier \(1990\)](#) determinaron zonas de composición química para glauconita y celadonita en un diagrama de proyección ternaria celadonita/ muscovita/pirofilita. Se utilizó este trabajo para verificar si todas las muestras analizadas tienen composiciones químicas que corresponden a glauconita ([Fig. 5. 21C](#)). Los cristales de glauconita analizados en las rocas sedimentarias y en las rocas volcánicas presentan composiciones químicas similares entre sí, con contenidos de K y Fe elevados ([Tabla 5. 9](#)).

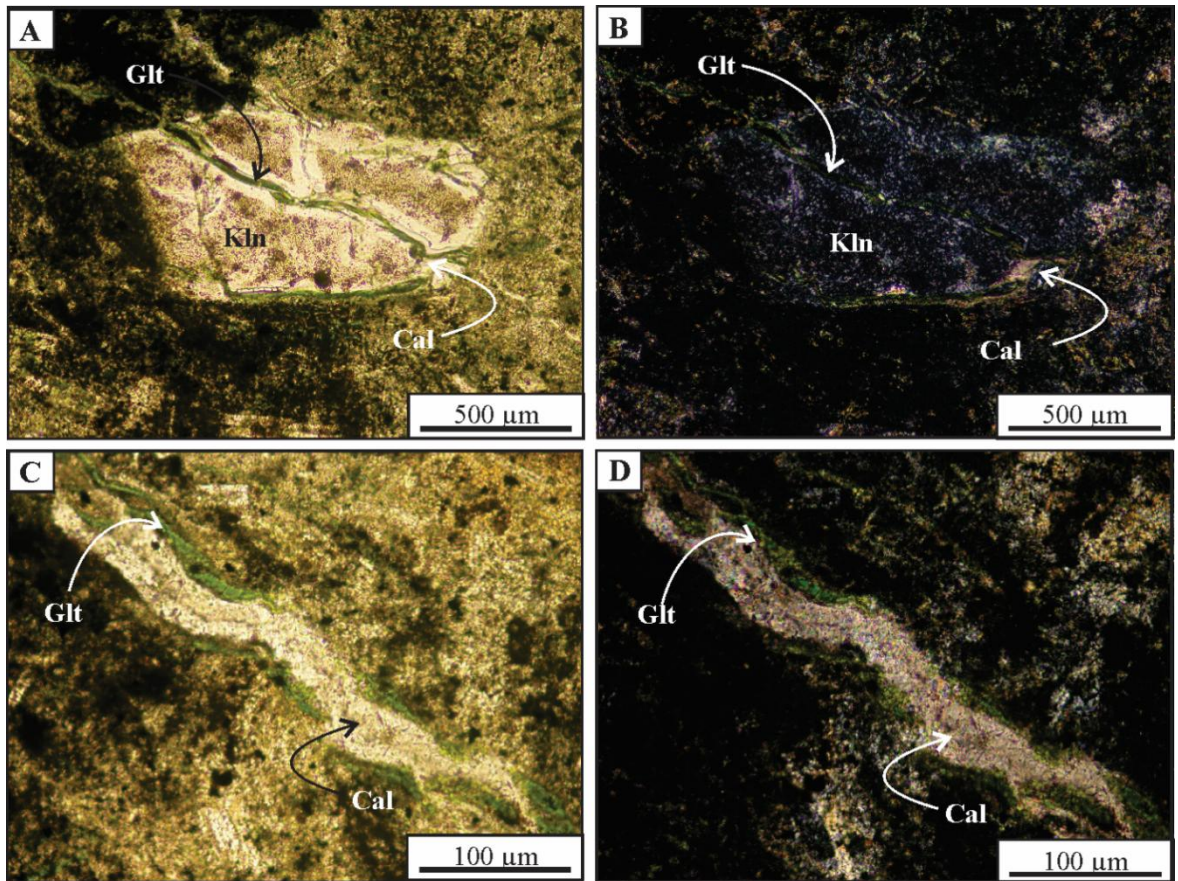


Figura 5.20. Microfotografía de glauconita en las volcanitas de Loma Galena. (A) y (B) Microvenilla de glauconita (Glt) atraviesa un relicto de fenocristal de feldespato completamente alterado a kaolinita (Kln) y en menor medida a calcita (Cal). (A: sin analizador, B: con analizador intercalado); Sondaje: NV06-279; LG163, 138,3 m C y D) Microvenilla de glauconita (Glt) que sugiere reapertura y precipitación de calcita tardía (Cal). Sondaje: NV06-279; LG163, 138,3 m.

5.2.2.7 Calcedonia y cuarzo

La calcedonia y el cuarzo son escasos pero tienen amplia distribución. Estos minerales reemplazan los fenocristales de feldespatos la pasta de las rocas volcánicas y rellenan venillas (Figs. 5.5 E, F; 5.16 C; 5.23 B). En las sedimentitas lacustres calcedonia es más abundante que en las volcanitas, los restos fósiles y detritos están reemplazados parcial a completamente por calcedonia (Fig. 5.5 E, F) En las calizas tipo *packstone* y *Wackestone*, los componentes del tipo oncolitos, peloides y valvas están silicificados.

Las texturas de las sedimentitas, particularmente la laminación fina y los materiales biogénicos contenidos están bien preservados.

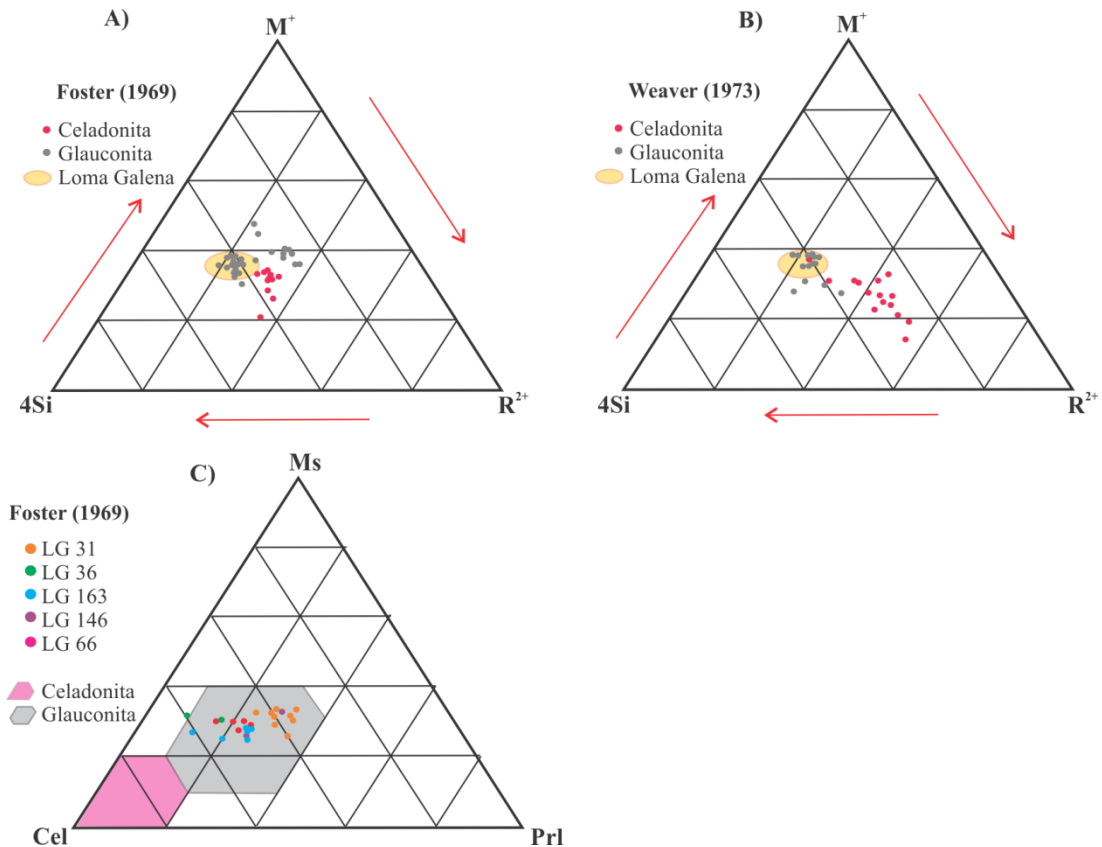


Figura 5.21. A) Proyección ternaria $4Si-M^+-R^{2+}$ para las glauconita-celadonita. El área en color amarillo representa las composiciones obtenidas en glauconitas de Loma Galena. Los valores para glauconita y celadonita fueron extraídos de Foster (1969). B) Proyección ternaria $4Si-M^+-R^{2+}$. El área en color amarillo representa las composiciones obtenidas en muestras de Loma Galena. Los valores para glauconita y celadonita fueron extraídos de Weaver (1973). C) Proyección ternaria Celadonita-Muscovita (Ms)-Pirofilita ($Pr1$). Las muestras de Loma Galena se ubican en el área de glauconita según el diagrama de Duplay y Buatier (1990).

5.2.2.8 Sulfuros

Pirita es el sulfuro más común en las rocas volcánicas y sedimentitas alteradas. Está presente en todas las muestras analizadas. En muestras extraídas del nivel de oxidación pirita ha sido reemplazada por oxi-hidróxidos de hierro.

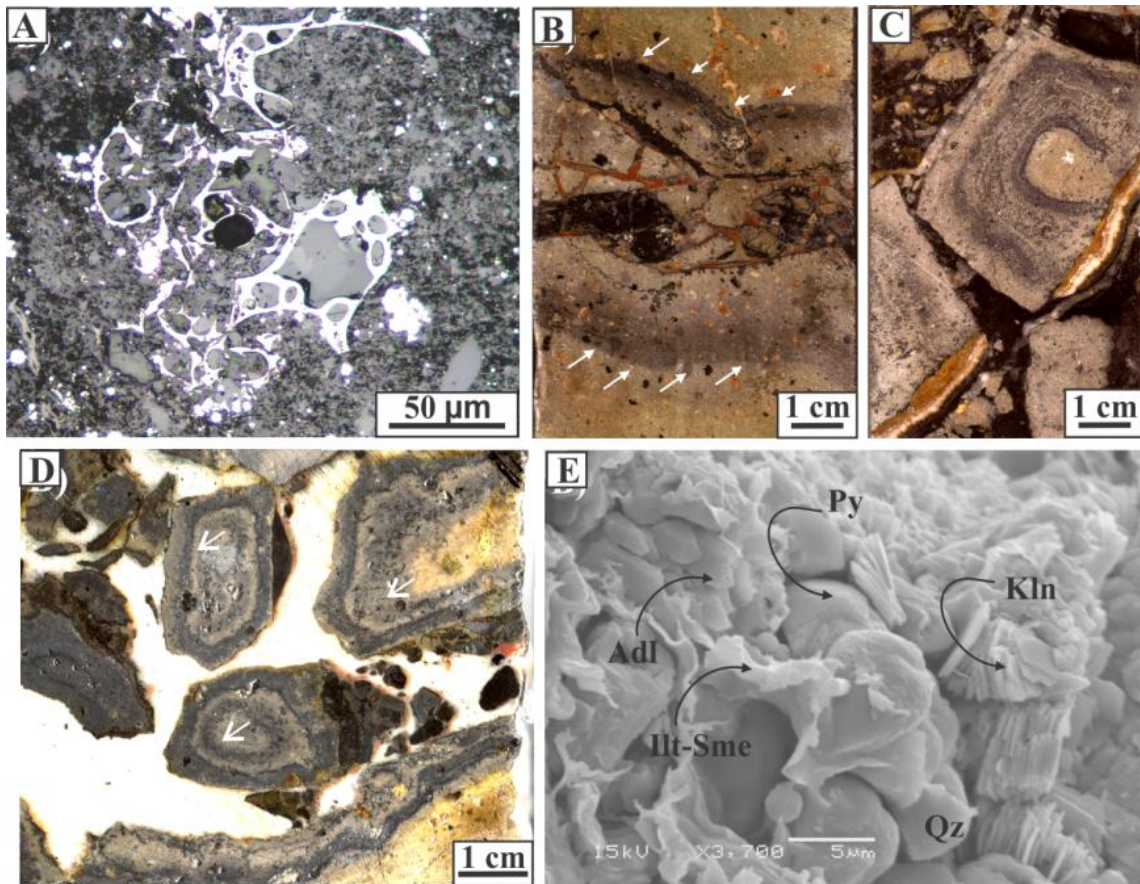


Figura 5.22. A) Restos vegetales piritizados en las rocas calcáreas. B) Halo de alteración de sulfuros en la roca volcánica en contacto con las venillas mineralizadas. C y D) Halos concéntricos con sulfuros en los clastos de volcanitas de las brechas hidrotermales. E) Imagen MEB de pirita (Py) en contacto con cuarzo (Qz) y rodeada de caolinita (Kln) e illita-esmectita (Ill-Sme) que reemplazan a la roca volcánica, muestra NV6-279, 167m.

En las rocas sedimentarias los restos orgánicos están parcial a completamente piritizados (Fig. 5.22 A). Pirita está diseminada en la pasta de las rocas volcánicas (Fig. 5.2 C) y reemplaza parcialmente fenocristales de minerales máficos (anfíbol y biotita). Los individuos tienen morfologías anhedral y cúbica y no superan los 10 µm de tamaño. De manera subordinada a pirita hay galena, esfalerita, y calcopirita, éste último sulfuro se halló en las zonas más profundas. Los sulfuros en las volcanitas alteradas suelen presentarse agrupados en halos con distintos tonos de grises localizados próximos a los contactos con las venillas mineralizadas (Fig. 5.22 B) o bien se disponen en los bordes de los clastos en brechas hidrotermales (Figs. 5.22 C y D). En algunas imágenes obtenidas mediante microscopía electrónica de las

volcanitas alteradas se observa piritita rodeada de caolinita e illita-esmectita, esta última cubre algunos cristales (Fig. 5.22 D).

5.2.2.9 Baritina y yeso

Baritina en las volcanitas analizadas es muy escasa y está como reemplazo parchiforme en cristales de feldespatos (Fig. 5.2 C) y en venillas de calcita (Fig. 5.23 A).

En las rocas sedimentarias reemplaza estructuras pisolíticas y restos fósiles.

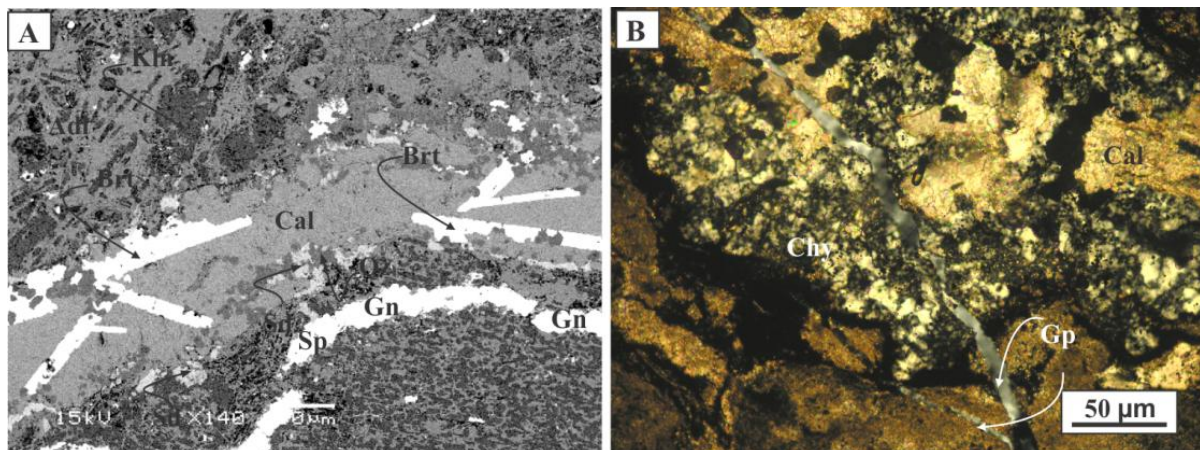


Figura 5.23. **A)** Imagen MEB de volcanita con la pasta reemplazada por adularia (Adl), caolinita (Kln), galena (Gn) y esfalerita (Sp), atravesada por una venilla de calcita (Cal) con cristales de baritina (Brt), en el borde de la venilla hay siderita (Sd) y cuarzo (Qz), muestra NV06-281, 52m. **B)** Venilla de yeso (Gp) en rocas calcáreas. Calcedonia (Chy) y calcita también reemplazan la caliza en forma de parches irregulares.

Yeso se determinó en los difractogramas de rayos X de algunas muestras de rocas volcánicas de la sección central del depósito (sección 51042), por las reflexiones en 7,60 Å y 3,8 Å (Anexo). Estas muestras provienen de las zonas más mineralizadas y próximas a las fallas más importantes del depósito (Fig. 5.24). En las rocas sedimentarias el yeso rellena microvenillas (Fig. 5.23 B).

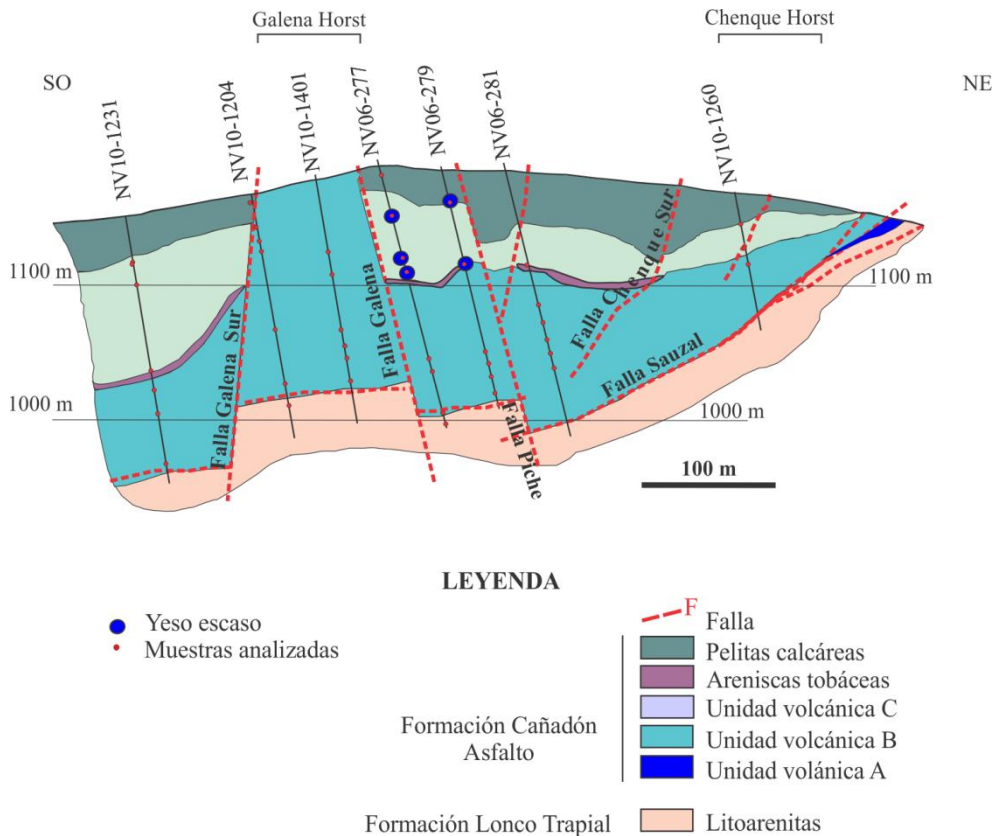


Figura 5.24. Distribución de yeso en la sección 51042 del depósito Loma Galena

5. 3. DISCUSIÓN

Los minerales hidrotermales determinados en las rocas de caja del depósito Loma Galena son numerosos y permiten estimar las características de los fluidos hidrotermales que alteraron estas rocas (Simmons, 1991, Mauk y Simpson 2007). La temperatura y el pH del fluido son las variables que, probablemente, tengan más influencia en la formación de las asociaciones minerales de los sistemas hidrotermales (Corbert y Leach, 1998).

5.3.1 Permeabilidad

El sistema de fallas normales que delimitaban los horst y graben del depósito (Galena Sur y Galena Norte, Chenque Sur, Chenque Norte; Fig. 5.1) y la falla Sauzal (Fig. 5.1), una falla de despegue basal (Pratt, 2010) debieron ser los principales conductos por donde ascendieron y circularon los fluidos hidrotermales que formaron el depósito

Loma Galena. Las venas y brechas que atraviesan las unidades volcánicas están próximas a estas fallas. La alteración penetrativa que rodea cada vena-brecha también refleja difusión de los fluidos a través de zonas permeables de las rocas huéspedes como las superficies de los flujos de las volcanitas. El desarrollo preferencial de venas y venas brechadas en las volcanitas indica su mayor competencia para soportar fracturas grandes y continuas y sus relativas bajas porosidad y permeabilidad que restringían la mayor parte del flujo de los fluido hidrotermales a las fallas y fracturas.

La permeabilidad de las facies autobrechada y volcanoclástica intercaladas y en los niveles superiores de las volcanitas, desempeñó un control en la distribución de los minerales de alteración y en la precipitación de los sulfuros dado que son los niveles que contienen las mayores leyes metálicas del depósito ([Capítulo 4](#)). Además de ser más permeables que la facies lávica coherente y frágil, en las autobrechas los bordes de los clastos fueron originalmente vítreos, reactivos e inestables ([Mc. Phie, 1993](#)), de modo que esta facies muestra cambios texturales complejos y alteración intensa. También los clastos de la brecha caótica en contacto con las autobrechas fueron alterados y mineralizados.

Esta configuración estructural y litológica condicionó la distribución de la alteración en el depósito, que no responde al típico modelo de zonas de alteración hidrotermal próxima, intermedia y distal a una veta principal.

5.3.2 Temperaturas según los minerales de alteración

En Loma Galena calcita I, adularia, albita, clorita con cuarzo y sulfuros en las muestras analizadas suelen estar como minerales relícticos pero tienen amplia distribución. Los feldespatos secundarios son estables a temperaturas comprendidas entre ≤ 300 y 150 °C ([Henley y Hedenquist, 1986](#); [Hedenquist et al., 2000](#)). Calcita es

estable en un rango mayor de temperaturas (Corbert y Leach, 1998; Hedenquist et al., 2000).

En la figura 5.25 se representan las composiciones químicas de los filosilicatos determinados en Loma Galena según las coordenadas MR^3 - $2R^3$ - $3R^2$, donde Si es considerado un componente en exceso, $MR^3 = Na + K + 2Ca$; $2R^3 = ((Al + Fe^{3+}) - MR^3)/2$ y $3R^2 = (Mg + Mn + Fe^{2+})/3$ (Velde, 1985). En este diagrama se comparan los análisis químicos de los filosilicatos con los rangos de las composiciones químicas de los filosilicatos biotita, feldespato alcalino, clorita, muscovita, illita, caolinita, esmectita, celadonita, glauconita, illita-esmectita, clorita-esmectita montmorillonita y beidellita según la recopilación de Velde (1985) y Newman y Brown (1987). Los filosilicatos son minerales indicadores semi-cuantitativos de la temperatura y de la composición de los fluidos hidrotermales (Browne, 1978; Wood y Walther, 1983; Reyes, 1990; Simmons y Browne,

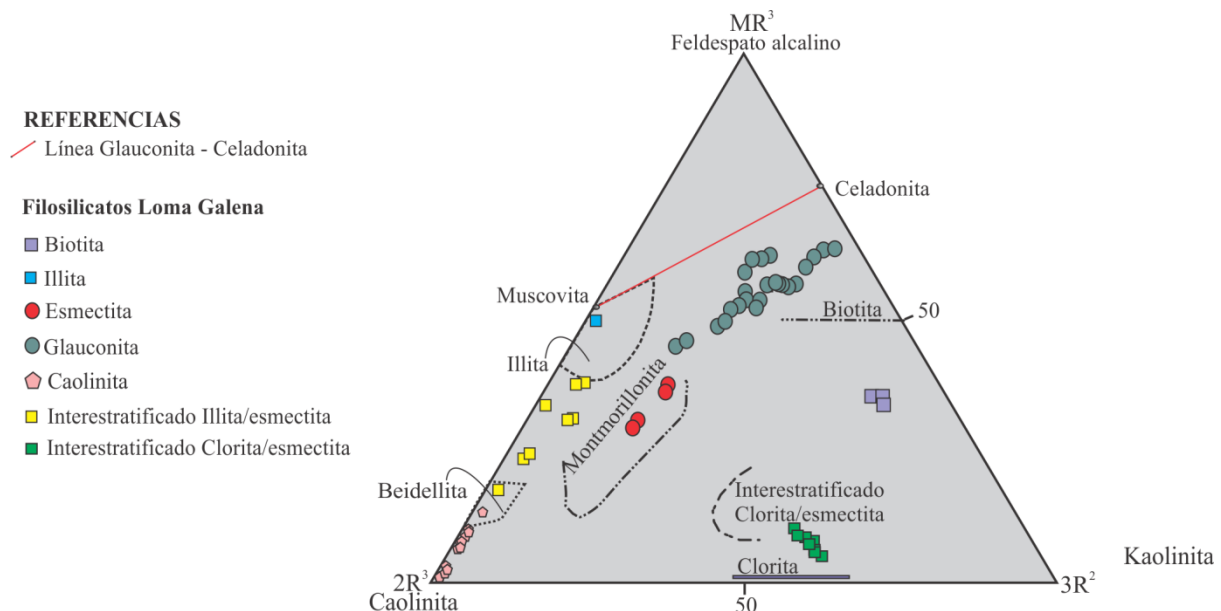


Figura 5.25. Diagrama triangular MR^3 - $2R^3$ - $3R^2$ con la composición de los filosilicatos determinados en Loma Galena. $MR^3 = Na + K + 2Ca$; $2R^3 = ((Al + Fe^{3+}) - MR^3)/2$ y $3R^2 = (Mg + Mn + Fe^{2+})/3$ (Velde, 1985).

2000). Illita es estable a temperaturas mayores de 220° C, el interestratificado illita-esmectita entre los 220° y 150° C y la esmectita a temperaturas menores de 150° C

(Steiner, 1968, 1977; Reyes, 1990). En términos generales, la distribución de estos tres minerales arcillosos en las dos secciones analizadas de Loma Galena es coherente con estas temperaturas y los minerales estables a temperaturas más bajas se superponen o son más tardíos que los formados a temperaturas mayores. Illita está en las zonas más profundas, illita-esmectita (clorita-esmectita) se superpone a veces con illita en las zonas profundas y continúa por encima, en zonas intermedias y esmectita tiene amplia distribución pero es abundante en los niveles superficiales y en el margen suroeste, donde los tres minerales arcillosos tienen más presencia que en el margen noreste (Figs. 5.11, 5.12).

Los índices de Liétard obtenidos en muestras de caolinita de las dos secciones analizadas y a diferentes profundidades indican grados de cristalinidad buenos a altos (Fig. 5.17), lo cual concuerda con las morfologías de placas hexagonales bien desarrolladas que se observan en las imágenes del MEB (Fig. 5.16). Por lo tanto, la caolinita es de origen hipogénico y según las morfologías y relaciones descritas en las imágenes con MEB, tardía en la secuencia paragenética. En las dos secciones todas las muestras analizadas contienen caolinita y es abundante en muestras extraídas de los bordes noreste y suroeste de las mismas y también de zonas profundas y superficiales (Fig. 5.15). La cantidad de caolinita es menor en la zona central de la sección 51042 donde están las mayores anomalías de Ag-Pb-Zn. Caolinita se forman a temperaturas <200°C (Corbett y Leach 1998, Hedenquist et al., 2000).

También calcedonia tiene amplia distribución en las secciones analizadas y es más abundante que cuarzo; calcedonia se forma a temperaturas comprendidas entre 190°C y 100°C (White y Hedenquist, 1990).

5.3.3 Composición de los fluidos hidrotermales

Los minerales calcita, adularia, albita, clorita y cuarzo se forman de la interacción de la roca de caja con fluidos hidrotermales con cloruros, de pH neutro a débilmente alcalino (pH 6 - 7, [Hedenquist et al., 1998](#); [Hedenquist et al., 2000](#); [Simpson et al 2001](#)) en sistemas epitermales de sulfuración baja a intermedia ([Simpson et al., 2001](#)) y en campos geotérmicos actuales ([Browne y Ellis, 1970](#); [Simmons y Browne, 2000](#)). La abundancia de calcita y ausencia de wairakita o epidoto en Loma Galena indican que estos fluidos contenían concentraciones altas de CO₂ acuoso ($\geq 0.1 m$; [Simpson y Mauk, 2007](#)).

Estos minerales hidrotermales tempranos fueron reemplazados de forma parcial a total por minerales estables bajo nuevas condiciones de temperatura y ambiente químico, como por ejemplo los minerales arcillosos determinados. De acuerdo a lo analizado en párrafos previos, la distribución de estos minerales en general y en particular en la sección central, pone de manifiesto una clara zonación desde los niveles superficiales con esmectita dominante, niveles intermedios con illita-esmectita hacia las zonas más profundas donde hay illita, además de illita-esmectita; también en el borde suroeste de las secciones los tres minerales son abundantes. Esta zonación sugiere el descenso de fluidos más fríos desde los niveles superiores.

Las aguas subterráneas ricas CO₂ calentadas por vapor y ligeramente ácidas (pH 4-5) que se forman donde el vapor se condensa debajo del nivel freático ([Hedenquist, 1990](#)), generan halos similares de illita, arcillas interestratificadas y esmectita que se extienden localmente hasta los 1.000 m de profundidad ([Simmons y Browne, 2000](#); [Hedenquist et al., 2000](#)). Estas aguas se acumulan en las márgenes de las zonas de ascenso de los fluidos hidrotermales y se redistribuyen a medida que el sistema hidrotermal se enfría ([Hedenquist et al., 2000](#)). La infiltración de estas aguas en las

rocas durante el colapso del sistema hidrotermal, también pudo formar los carbonatos ricos en Fe y Mn y calcita II en las volcanitas y sedimentitas de Loma Galena (Hedenquist et al., 2000; Simmons et al., 2000). Al ser aguas ricas en CO₂, están próximas a la saturación de calcita y un ligero calentamiento resultará en la precipitación del carbonato debido a su solubilidad retrógrada (Simmons y Christenson, 1994). Una alteración arcillosa similar ha sido descrita en las zonas superficiales de algunos depósitos epitermales hospedados en rocas volcánicas (Buchanan, 1981; Vikre, 1985; Christie y Brathwaite, 1986) y su origen atribuido al descenso de aguas ricas en CO₂ calentadas por vapor (Henley y Hedenquist, 1986).

El enfriamiento del fluido hidrotermal ascendente por la mezcla con pequeñas cantidades de aguas ricas en CO₂ calentadas por vapor, pudo desestabilizar los feldespatos (K y Na) y formar illita en los niveles inferiores de las secciones investigadas de Loma Galena. La formación de illita-esmectita, clorita-esmectita (tosudita?) y esmectita hacia los niveles más superficiales y en el margen suroeste, indica la infiltración de aguas ricas en CO₂ calentadas por vapor más frías e interacción con las rocas alteradas (Hedenquist, 1990, Hedenquist et al., 2000).

Estas aguas ricas en CO₂, al descender y reaccionar con las rocas alteradas, también pueden formar caolinita (Simmons y Browne, 2000) cuya estabilidad a expensas de illita a temperaturas menores es favorecida por el aumento de la disociación del H₂CO₃ en el agua (Hedenquist, 1990). En Loma Galena no es clara la relación de caolinita con los filosilicatos. En las imágenes MEB las placas pseudo-hexagonales presentan sus bordes cristalinos bien definidos, sin evidencias de disolución y/o remplazos por minerales arcillosos y parecen rellenar huecos de disolución en los fenocristales y en la pasta de las volcanitas (Fig 5.15). Estas características y la distribución y abundancia de caolinita en la margen noreste y en los

niveles inferiores de las secciones, además de superficie y margen suroeste, señalan la infiltración de un nuevo pulso de aguas calentadas por vapor algo más ácidas que pudieron disolver en parte minerales previos y formar caolinita.

La alteración de las rocas a caolinita se observa comúnmente en las raíces de los niveles mantiformes de alteración argílica avanzada producidos por aguas ácidas calentadas por vapor (Sillitoe, 2015). Esta caolinización puede originarse por el descenso del nivel freático o bien por el drenaje de las aguas ácidas por debajo del nivel freático a través de zonas permeables controlada por estructuras, por lo general en las etapas tardías (Sillitoe, 2015). En el sistema hidrotermal de Loma Galena se descarta el rol de aguas sulfatadas calentadas por vapor en la formación de caolinita. Si bien estas aguas que se generan en la zona vadosa por la oxidación del H_2S procedente de la ebullición de los fluidos profundos (White et al., 1956; White 1967; Schoen et al., 1974; Sillitoe 2015) pueden movilizarse y descender hasta profundidades de 300 m (Hedenquist et al., 2000), los niveles de fangolitas calcáreas y areniscas con abundante materia orgánica que sobreyacen a las volcanitas, debieron impedir la oxidación del H_2S (Sillitoe, 2015).

Glaucionita en Loma Galena se formó luego de caolinita (Fig. 5.26). Estas aguas descendentes algo ácidas y reducidas pudieron disolver parte de los silicatos y liberar Fe y K para formar glauconita (Albani et al., 2005, Barbiero et al., 2016). Los diagramas de la figura 5.26 muestran las composiciones de las glauconitas analizadas y de glauconitas formadas en sedimentos costeros: a) en lagunas temporarias con aguas saladas y en condiciones anóxicas y b) en estuarios con aguas más salobres y un ambiente más oxidado (Albani et al., 2005). Las glauconitas de Loma Galena se ubican entre ambos grupos y en parte coinciden con glauconitas formadas en un ambiente anóxico que contienen más Fe y K. Asimismo, las glauconitas analizadas procedentes de las zonas

más profundas (muestra LG163) contiene más Fe y K que la glauconita de muestras más superficiales (muestra LG146) que tienen más Al (Tabla 5.9), probablemente debido a condiciones más oxigenadas o al pH más ácido, lo cual demuestra la sensibilidad de este mineral a los cambios en las condiciones químicas locales (Albani et al., 2015).

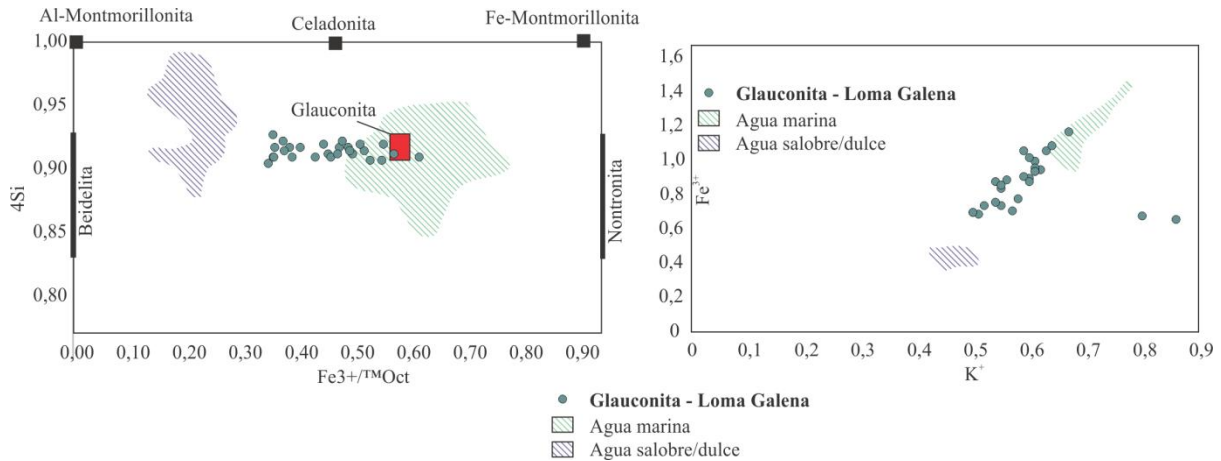


Figura 5. 26. A) Diagrama 4Si versus relación de Fe³⁺/sum cationes octaédricos de Albani y Meunier (2003). **B)** Correlación entre K⁺ and Fe³⁺.

5.3.4 Paragenesis

La paragénesis de los minerales hidrotermales confeccionada para Loma Galena (Fig. 5. 27) se basa en las texturas y relaciones de corte entre ellos determinadas con los distintos métodos analíticos. En el caso de las relaciones de corte inciertas, se sugiere una posición en la secuencia paragenética tentativa teniendo en cuenta las condiciones de estabilidad del mineral establecidas para el ambiente epitermal que se discuten en los párrafos siguientes.

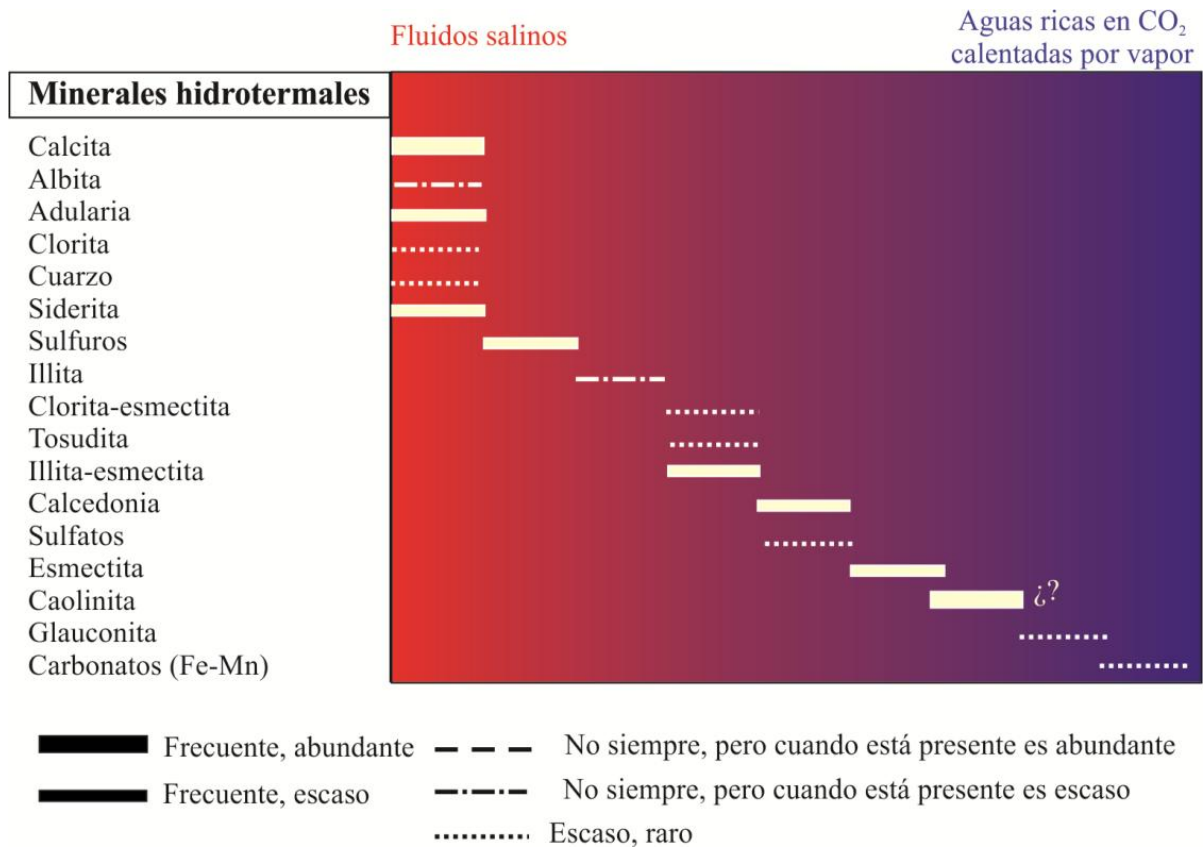


Figura 5.27. Diagrama paragenético de los minerales hidrotermales que reemplazan a las volcanitas y sedimentitas analizadas en las secciones 51042 y 50850.

5. 4. CONCLUSIONES

Los minerales hidrotermales determinados en las rocas de caja alteradas de Loma Galena son numerosos y la mayoría sensible a las condiciones del pH y temperatura de los fluidos en el ambiente epitermal.

Las relaciones paragenéticas y las condiciones de formación de las especies identificadas indican que varios minerales no fueron coetáneos y se formaron de la interacción de las rocas de caja con a) fluidos hidrotermales con cloruros, de pH neutro, oxidados y de mayor temperatura, b) con aguas ricas en CO₂ calentadas por vapor, algo más ácidas y frías y c) con fluidos resultantes de la mezcla de ambos.

Calcita, albita, adularia, clorita y cuarzo debieron formarse de la interacción de las rocas de caja con los fluidos hidrotermales que ascendían a través de las numerosas fallas y zonas más permeables del depósito y que episódicamente entraban en ebullición

de acuerdo a las texturas de algunos minerales (Capítulo 4). El vapor generado durante la ebullición de estos fluidos en profundidad, al separarse del líquido debió ascender, condensarse debajo del nivel freático (en la secuencia sedimentaria que contenía agua) y formar aguas bicarbonatadas. Estas aguas ricas en CO₂, al descender e infiltrarse a través de las zonas permeables, debieron mezclarse con el fluido hidrotermal, enfriarlo y acidificarlo provocando la desestabilización de los primeros minerales hidrotermales que reemplazaron las rocas y la formación de argilominerales, carbonatos, calcedonia, entre los minerales más importantes. La distribución de estos nuevos minerales en las secciones investigadas revela una zonación de los filosilicatos sensibles a la temperatura, que refleja gradientes térmicos y distintos grados de mezcla del fluido hidrotermal con las aguas ricas en CO₂: fue escasa en profundidad (illita estable) y aumentó gradualmente hacia los niveles intermedios (interestratificados estables) y superficiales y en las márgenes de la zona central (esmectita, caolinita), entre los horst Galena y Chenque (Fig. 5.1), donde es probable que una trampa estructural haya controlado el ascenso de la principal pluma hidrotermal.

5. 5. REFERENCIAS

- Albani, A., Meunier, A., Fürsich, F. 2005. Unusual occurrence of glauconite in a shallow lagoonal environment (Lower Cretaceous, northern Aquitaine Basin, SW France). *Terra Nova*. 17 (6), 537-544.
- Alló. 2007. Utilización de espectrometría infrarroja para la determinación de zonas mineralizadas análisis de la alteración en la sección 50000e del Cerro Navidad. Informe privado. Proyecto Navidad, Minera Aquiline Argentina S.A.
- Barbiero, L., Berger, G., Rezende Filho, A. T., Meunier, J. F., Martins-Silva, E. R., Furian, S. 2016. Organic Control of Dioctahedral and Trioctahedral Clay Formation in an Alkaline Soil System in the Pantanal Wetland of Nhecolândia, Brazil. *PloS one* 11 (7)
- .
- Bailey, S.W. 1982. Nomenclature for regular interstratifications. *American Mineralogist*. 67, 394-398.
- Brindley G.W. y Brown G. 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society Monograph n°5. 495 pp.

- Browne, P. R. L. 1978. Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 6, 229-250.
- Browne, P. R. L., y Ellis, A. J. 1970. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand; mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science*. 269 (2), 97-131.
- Buchanan, L. J. 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. *Arizona Geological Society Digest*. 14 (2), 37-62.
- Christie, A. B., y Brathwaite, R. L. 1986. A comparison of epithermal mineralization in the Hauraki Goldfield and the geothermal systems of the Taupo volcanic zone. In *Volcanism, Hydrothermal Systems and Related Mineralization*. 5, 25-30.
- 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.
- Delineau, T. 1994. Les argiles kaoliniques du Bassin des Charentes (France): Analyses typologique, cristallographique, spéciation du fer et applications (Doctoral dissertation).
- Duplay J. y Buatier M. 1990. The problem of differentiation of glauconite and celadonite. *Chemical Geology*. vol. 84, 264-266.
- Farmer, V. C. 1998. Differing effects of particle size and in the infrared and Raman spectra kaolinite shape. *Clay Minerals*. 33(4), 601-604.
- Foster M.D. 1969. Studies of celadonite and glauconite. USGS Professional Paper, 17 p.
- Galán, E., Aparicio, P., González, I., y La Iglesia, A. 1994. Influence of associated components of kaolin on the degree of disorder of kaolinite as determined by XRD. *Geologica Carpathica Series Clays*. 42, 59-75.
- Gonzales, I., Aparicio, P., y Galan, E. 1997. Correlation between the most frequently used XRD crystallinity indices for kaolinite. Their accuracy and reproducibility. In *Abstract of the 11th International Clay Conference, Ottawa, Canada*. Actas 32, 367-374.
- 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., 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
- Henley, R. W., y Hedenquist, J. W. 1986. Introduction to the geochemistry of active and fossil geothermal systems. *Guide to the Active Epithermal Systems and Precious Metal Deposits of New Zealand: Monograph Series Mineral Deposits*, Berlin, Gebruder Borntraeger. (26), 129-145.
- Lietard, O. 1977. Contribution à l'étude des propriétés physicochimiques, cristallographique set morphologiques des kaolins (Doctoral dissertation).
- Madejová, J., Jankovič, L., Pentrák, M., & Komadel, P. 2011. Benefits of near-infrared spectroscopy for characterization of selected organo-montmorillonites. *Vibrational Spectroscopy*. 57(1), 8-14.
- Mauk, J. L., y Simpson, M. P. 2007. Geochemistry and stable isotope composition of altered rocks at the Golden Cross epithermal Au-Ag deposit, New Zealand. *Economic Geology*. 102 (5), 841-871.
- Meunier, A., y Albani, A. 2007. The glauconite-Fe-illite-Fe-smectite problem: a critical review. *Terra Nova*. 19(2), 95-104.
- Mc Phie, J. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*.

- Montgomery, A., 2003. Preliminary petrology of the high-grade Ag-Cu-Pb Navidad Project, Northern Patagonia, Argentina. M.Sc. thesis, Queens University.
- Moore, D. M., y Reynolds, R. C. 1989. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals (Vol. 378). Oxford: Oxford university press.
- Newman, A. C. D., y Brown, G. 1987. The chemical constitution of clays. Monograph, Mineralogical Society. (6), 1-128.
- Plançon, A., Giese, R. F., y Snyder, R. 1988. Hinckley index for kaolinites. *Clays and Clay Minerals*. 23(3), 249-260.
- Pratt, W. 2010. Silver mineralization at Loma Galena, Navidad. Private report for Pan American Silver, 56p.
- 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.
- Schoen, R., White, D.E., Hemley, J.J., 1974. Argillization by descending acid at Steamboat Springs, Nevada: *Clays and Clay Minerals*. 22, 1-22.
- Sillitoe, R. H. 2015. Epithermal paleosurfaces. *Mineralium Deposita*. 50(7), 767-793.
- Simmons, S. F. 1991. Hydrologic implications of alteration and fluid inclusion studies in the Fresno District, Mexico; evidence for a brine reservoir and a descending water table during the formation of hydrothermal Ag-Pb-Zn orebodies. *Economic Geology*. 86(8), 1579-1601.
- 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. F., y Christenson, B. W. 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system. *American Journal of Science*. 294(3), 361-400.
- 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.
- Thiry, M. 1982. The kaolinites of the clays of provins-geology and cristallinity. *Bulletin de Mineralogie*. 105 (5), 521-526.
- 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).
- Vikre, P.G., 1985, Precious metal vein systems in the National District, Humboldt County, Nevada: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 80, p. 360-393.
- Voss R.L., Hagni R.D. and Gregg J.M. 1989, Sequential deposition of zoned dolomite and its relationship to sulfide mineral paragenetic sequence in the Viburnum Trend, southeast Missouri: *Carbonates and Evaporites*. 4, 195-210.
- Weaver C.E. y Pollard L.D. 1973. The chemistry of clay minerals. In: *Developments in sedimentology*, 15, Elsevier, 213 pp.
- Wei, A., Xue, C., Xiang, K., Li, J., Liao, C., Akhter, Q. J. 2015. The ore-forming process of the Maoping Pb-Zn deposit, northeastern Yunnan, China: Constraints from cathodoluminescence (CL) petrography of hydrothermal dolomite. *Ore Geology Reviews*. 70, 562-577.

- White, D. E. 1967. Mercury and base-metal deposits with associated thermal and mineral waters. En: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Holt, Rinehart and Winston, Inc, New York, 575-631 pp.
- White, D. E., Brannock, W. W., Murata, K. J. 1956. Silica in hot-spring waters. *Geochim Cosmochim Acta*. 10:27-59.
- White, N. C., y Hedenquist, J., W. 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*. 36 (1), 445-474.
- Williams, D. 2010. *Geology and Mineralization of the Navidad Ag-Pb-Cu-Zn District, Chubut Province, Argentina*. Economic Geology. Special Publication. 15: 203-22.
- Wood, B. J., y Walther, J. V. 1983. Rates of hydrothermal reactions. *Science*. 222, 413-416.

Tabla 5.1. Cantidades relativas de los minerales hidrotermales presentes en las muestras analizadas

Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad (m)	Adularia	Carbonatos	Caolinita	Esmectita	Illita	Illita/Esmectita	Yeso	Cloritas	Tosudita	Clorita/Esmectita	Glauconita
51042	NV10-1231	LG74	38,8	*	***	****	**	*	*					*
		LG77	59	*	****	***	****	*						
		LG80	123,5	*	****	***	***	*				*		*
		LG66	141,5	*	***	*				***				
		LG68	156,0	*	****	***	***	*	*	*				
		LG84	197,3	*	**	*	*			*				
	NV10-1204	LG19	5,7	*	****	****	*							
		LG29	25	***	**	****	***				*			*
		LG25	49,5	**	**	****	***							
		LG26	62,3	**	**	****	***							
		LG33	113	**	**	***	****							
		LG31	170,8	**	*	*	*	*	***		*			*
	NV10-1401	LG180	53	*	***	**	*			*				
		LG184	75,3	*	*	**	***			*				
		LG186	113	*	**	**				*				
		LG188	142,5	*	***	*	*			*		*		
		LG190	145	*	****	*	*			*				
		LG191	154	*	****	**	*	*	*	*				
	NV06-277	LG85	6,4	*	*	*								
		LG99	42	*	****	**	*				**			
		LG100	82	*	****	**	*				*			
		LG90	85,5	*	***	**	*				*			
		LG101	140,9	*	**	**				*				
		LG92	157,2	*	****	**	*	*	*	*				
		LG96	200	*	**	***	**	*	**	**		*	*	*
	NV06-279	LG97	215	*	**	***	**	**	**	**				
		LG146	27,5	*	***	**					**			*
		LG156	81	**	***	***	*			*	**			*
		LG163	138,3	*	***	**				*		*		*
		LG165	151,7	*	**	**	*	*						
		LG164	160	*	**	*				*	**			
	NV06-281	LG167	178	*	**	**			*	*				
		LG52	72,6	**	**	**		*	*			*		
LG42b		99,7	**	****	**	***		*	*		*			
LG48		119,6	*	**	**				*					
LG58		132,7	*	***	**	*			*				*	
LG61		139	**	****	***		*	*				*		
NV10-1260	LG65	174	*	**	***				*					
	LG39	20,3	*	**	***				**					
	LG35	46,3	*	****	***	*								
		LG 36	51	*	*	****	*			*	*		*	

Tabla 5.1. (Continuación)

Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad (m)	Adularia	Carbonatos	Caolinita	Esmectita	Illita	Illita/Esmectita	Yeso	Cloritas	Tosudita	Clorita/Esmectita	Glauconita
50850	NV10-1207	LG236	33,5			***				**				
		LG 237	45			***								
		LG238	47		*	***				*				
		LG239	66			***	*		*					
	NV10-1207	LG240	84		*	****	*						*	
		LG241	94			***								
	NV10-1211	LG218	25,4		****	***								
		LG221	42		***	**	***							
		LG222	56,5		*	***								
		LG224	69		****	***								
	NV10-1027	LG447	73,4	**	**	**		***	**					
		LG449	100,5		**	**		*	*			*		
	NV10-1032	LG244	100		**	****			*		*	*		
		LG243	120		***	****		*	*		*	*		

Tablas 5.2. A) Composición química de los feldespatos de las rocas volcánicas de Loma Galena. B) Fórmulas de los feldespatos.

A)

Sección	Sección 51042																							
	Sondaje	NV06-279										NV06-281						NV10-1260		NV10-1231				
		LG167				LG165				LG167		LG164		LG146	LG52				LG42c		LG36		LG80	
Muestra																								
Wt(%)																								
SiO ₂	66,87	65,66	67,16	64,80	65,84	65,28	66,21	64,56	65,33	67,81	68,76	66,70	63,78	65,41	63,23	64,62	67,16	64,47	57,88	63,13	64,77	63,78	53,82	53,49
Al ₂ O ₃	17,20	17,79	17,14	18,67	18,99	18,99	18,00	18,99	17,89	19,78	19,88	20,52	20,72	18,34	21,17	17,82	17,30	19,95	15,71	18,83	18,67	18,94	25,41	28,19
FeO	0,07	0,04	0,31	0,90	0,33	0,35	0,18	0,41	0,14	0,45	0,66	0,18	0,44	0,07	0,53	0,63	0,22	0,16	0,08	0,05	0,08	0,29	0,70	0,66
MnO	0,00	0,06	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,06	0,05	0,05	0,06	0,02	0,00	0,05	0,00	0,02	0,00
MgO	0,26	0,27	0,24	0,15	0,23	0,23	0,26	0,17	0,13	0,20	0,12	0,20	0,19	0,22	0,29	0,27	0,01	0,24	0,20	0,16	0,00	0,21	0,26	0,36
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,07	0,08	0,26	0,02	0,07	0,02	0,00	0,00	0,09	0,71	0,02	0,21	0,28	0,10	0,29	0,04	0,76	0,16	0,65	0,11	0,10
CaO	0,03	0,14	0,09	0,01	0,41	0,27	0,27	0,00	0,20	0,04	0,10	0,05	0,42	0,00	0,22	1,28	0,41	0,12	0,62	0,17	0,00	0,05	9,21	10,96
Na ₂ O	0,65	0,89	0,44	0,48	3,56	2,61	0,65	0,74	0,71	11,59	11,15	11,93	3,65	0,41	0,90	0,74	0,13	0,69	0,17	4,05	0,05	0,52	4,93	4,82
K ₂ O	14,91	15,16	14,55	16,17	10,53	12,01	14,40	15,04	14,51	0,12	0,30	0,30	10,07	15,52	13,40	14,33	14,62	14,02	14,87	9,32	16,23	15,55	1,44	0,57
Total	100,0	100,0	100,0	101,3	100,0	100,0	100,0	100,0	98,9	100,0	101,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	89,6	96,5	100,0	100,0	95,9	99,1

B)

Si	3,10	3,03	3,12	2,96	3,00	2,99	3,07	2,98	3,06	2,96	2,99	2,90	2,90	3,03	2,92	3,00	3,13	2,98	2,99	2,98	3,00	2,95	2,54	2,44
Al	0,94	0,97	0,94	1,01	1,02	1,03	0,98	1,03	0,99	1,02	1,02	1,05	1,11	1,00	1,15	0,97	0,95	1,09	0,96	1,05	1,02	1,03	1,41	1,51
Fe ²⁺	0,00	0,00	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,00	0,00
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,06	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,47	0,54
Na	0,06	0,08	0,04	0,04	0,31	0,23	0,06	0,07	0,06	0,98	0,94	1,01	0,32	0,04	0,08	0,07	0,01	0,06	0,02	0,37	0,00	0,05	0,45	0,43
K	0,88	0,89	0,86	0,94	0,61	0,70	0,85	0,89	0,87	0,01	0,02	0,02	0,59	0,92	0,79	0,85	0,87	0,83	0,98	0,56	0,96	0,92	0,09	0,03

Tabla 5.3. Composición química de los carbonatos en las volcanitas y sedimentitas alteradas

Sección Sondaje Muestra Análisis (wt%)	51042										
	NV06-279						NV06-281				
	LG156	LG167					LG165	LG164	LG146	LG52	
	156ca1	167ca5	167ca4	167ca3	167ca2	167ca7	165ca2	164ca1	146ca1	52cc1	52sid1
SiO ₂	0,71	0,50	0,46	0,17	0,26	0,31	0,78	1,45	0,41	0,19	1,25
Al ₂ O ₃	0,72	0,57	0,70	0,06	0,10	0,30	1,10	1,12	0,48	0,16	0,88
FeO	80,61	25,05	74,24	0,26	0,76	84,30	71,03	81,46	0,78	2,08	80,38
MnO	0,56	2,51	0,53	5,94	4,71	1,14	0,68	0,75	2,90	5,49	1,42
MgO	8,06	14,91	13,00	0,19	0,16	10,71	13,70	7,96	0,47	0,10	7,29
CaO	7,92	55,50	8,52	93,16	93,63	1,68	8,82	5,50	94,07	91,79	7,18
Na ₂ O	1,18	0,92	2,32	0,19	0,23	1,31	3,77	1,64	0,77	0,00	1,31
TiO ₂	0,15	0,02	0,00	0,00	0,12	0,09	0,01	0,07	0,00	0,00	0,09
K ₂ O	0,10	0,02	0,23	0,02	0,02	0,15	0,11	0,05	0,12	0,18	0,21
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Si	0,02	0,03	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,05	0,01	0,04	0,01
Al	0,03	0,04	0,03	0,00	0,00	0,01	0,04	0,04	0,02	0,03	0,01
Fe ²⁺	2,19	1,17	1,95	0,01	0,02	2,30	1,84	2,19	0,02	2,18	0,05
Mn	0,02	0,12	0,01	0,14	0,11	0,03	0,02	0,02	0,07	0,04	0,13
Mg	0,39	1,24	0,61	0,01	0,01	0,52	0,63	0,38	0,02	0,35	0,00
Ca	0,28	3,31	0,29	2,82	2,83	0,06	0,29	0,19	2,82	0,25	2,79
Na	0,07	0,10	0,14	0,01	0,01	0,08	0,23	0,10	0,04	0,08	0,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01

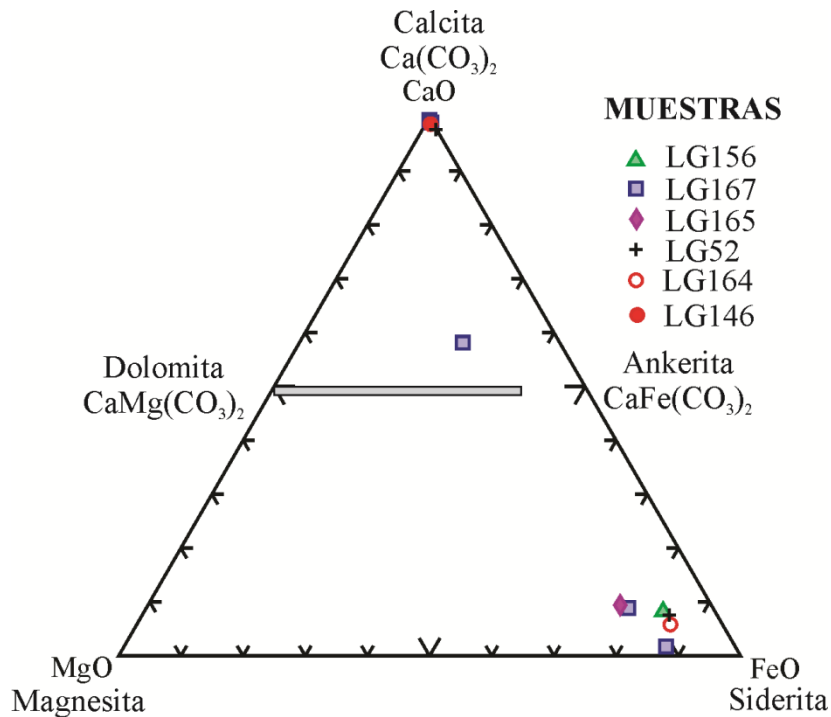


Diagrama ternario con las composiciones de los carbonatos analizados (Tabla 5.3)

Tabla 5.4. Composición química de clorita-esmectita en las volcanitas alteradas de Loma Galena.

Sección	51042							
Sondaje	NV10-1231							
Muestra	LG80							
Análisis (wt%)	80arg8	80arg7	80arg6	80arg5	80arg4	80arg3	80arg2	80arg1
SiO ₂	25,89	23,38	22,05	22,78	23,18	22,99	24,25	23,73
TiO ₂	0,00	0,00	0,02	0,00	0,06	0,08	0,05	0,00
Al ₂ O ₃	15,07	13,95	12,28	13,35	13,29	13,18	13,56	14,01
¹ FeO	30,33	29,01	29,00	29,90	29,61	30,11	32,53	31,39
MnO	0,17	0,15	0,14	0,11	0,18	0,17	0,17	0,13
MgO	5,41	5,13	4,71	5,01	4,98	4,98	5,29	5,22
CaO	0,26	0,24	0,35	0,24	0,30	0,32	0,36	0,31
Na ₂ O	0,58	0,44	0,65	0,44	0,50	0,53	0,47	0,52
K ₂ O	0,15	0,20	0,18	0,16	0,25	0,19	0,21	0,24
Total	77,85	72,50	69,38	72,00	72,37	72,55	76,89	75,55

Calculo de formula la estructural: números de cationes en base a O₂₀(OH)₁₀

Cationes								
Si	6,38	6,22	6,19	6,14	6,21	6,16	6,15	6,11
^{IV} Al	1,62	1,78	1,81	1,86	1,79	1,84	1,85	1,89
^{VI} Al	2,75	2,59	2,26	2,38	2,41	2,33	2,20	2,36
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00
Fe	5,62	5,81	6,13	6,07	5,97	6,07	6,21	6,08
Mn	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,04	0,04	0,03
Mg	1,99	2,03	1,97	2,02	1,99	1,99	2,00	2,00
Σ Oct.	4,77	4,66	4,26	4,42	4,45	4,37	4,25	4,39
K	0,05	0,07	0,07	0,06	0,09	0,06	0,07	0,08
Ca	0,07	0,07	0,11	0,07	0,09	0,09	0,10	0,08
Na	0,28	0,23	0,36	0,23	0,26	0,28	0,23	0,26
Σ Intercapa	0,46	0,43	0,63	0,43	0,52	0,52	0,50	0,50

1. Todo el hierro como Fe³⁺

Tabla 5.5. Composición química de illita-esmectita en las volcanitas alteradas de Loma Galena.

Sección Sondaje Muestra	51042											
	NV10-1231				NV06-277							
	LG77				LG96							
Analisis	LG 77 sm1	LG 77 sm3	LG 77 sm4	LG 77 sm5	LG 96 P54	LG 96 P55	LG 96 P57	LG 96 P58	LG 96 P58	LG 96 P58	LG 96 P58	LG 96 P58
SiO ₂	62,00	62,63	61,66	61,63	56,87	52,87	54,54	57,22				
TiO ₂	0,09	0,05	0,31	0,02	0,04	0,01	0,00	0,06				
Al ₂ O ₃	30,20	27,62	28,77	29,53	34,80	40,65	40,10	35,31				
¹ FeO	2,10	3,06	2,66	3,09	2,51	1,32	1,18	0,21				
MnO	0,07	0,03	0,08	0,04	0,03	0,00	0,01	0,00				
MgO	2,17	1,93	1,89	2,16	1,54	1,14	1,08	0,54				
CaO	2,45	2,12	1,95	2,39	0,42	1,24	0,44	0,13				
Na ₂ O	0,65	0,65	0,78	0,55	0,38	0,38	0,39	0,36				
K ₂ O	0,28	1,92	1,92	0,58	3,40	2,38	2,26	6,16				
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0				

Cálculo en base a 22 oxígenos

Si	7,33	7,50	7,38	7,34	6,85	6,33	6,49	6,90
^{iv} Al	0,67	0,50	0,62	0,66	1,15	1,67	1,51	1,10
^{vi} Al	3,54	3,40	3,44	3,48	3,78	4,07	4,11	3,92
Ti	0,01	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Fe	0,21	0,31	0,27	0,31	0,25	0,13	0,12	0,02
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,38	0,34	0,34	0,38	0,28	0,20	0,19	0,10
Σ Oct.	4,15	4,05	4,08	4,18	4,32	4,41	4,43	4,05
K	0,04	0,29	0,29	0,09	0,52	0,36	0,34	0,95
Ca	0,31	0,27	0,25	0,31	0,05	0,16	0,06	0,02
Na	0,15	0,15	0,18	0,13	0,09	0,09	0,09	0,08
Σ Intercapa	0,81	0,99	0,97	0,83	0,72	0,77	0,54	1,07

1. Todo el hierro como Fe²⁺

Tabla 5.6. Composición química de illita y esmectita en las volcanitas alteradas de Loma Galena.

Sección Sondaje Muestra	51042				
	NV10-1231	NV06-281			
	LG 77	LG52			
Mineral	Illita	Esmectita	Esmectita	Esmectita	Esmectita
(wt%)					
SiO ₂	62,00	62,63	61,66	61,63	56,87
TiO ₂	0,09	0,05	0,31	0,02	0,04
Al ₂ O ₃	30,20	27,62	28,77	29,53	34,80
¹ FeO	2,10	3,06	2,66	3,09	2,51
MnO	0,07	0,03	0,08	0,04	0,03
MgO	2,17	1,93	1,89	2,16	1,54
CaO	2,45	2,12	1,95	2,39	0,42
Na ₂ O	0,65	0,65	0,78	0,55	0,38
K ₂ O	0,28	1,92	1,92	0,58	3,40
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Cálculo en base a 22 oxígenos					
Cationes					
Si	7,43	7,34	7,28	7,58	7,55
^{IV} Al	0,57	0,66	0,72	0,42	0,45
^{VI} Al	3,38	2,57	2,61	2,98	2,98
Ti	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00
Fe	0,91	0,91	0,63	0,64	0,25
Mn	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00
Mg	0,28	0,41	0,41	0,38	0,38
Σ Oct.	3,92	3,94	3,97	4,01	4,01
K	0,32	0,94	0,88	0,37	0,37
Ca	0,31	0,06	0,08	0,14	0,15
Na	0,15	0,17	0,15	0,14	0,13
Σ Intercapa	1,10	1,23	1,18	0,79	0,81

1. Todo el hierro como Fe³⁺

Tabla 5.7. Cristalinidad de la caolinita en las rocas volcánicas y sedimentitas de Loma Galena.

Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad (m)	FWHM ($^{\circ}2\theta$)	HI	P1 y P2
51000	NV04-22	LG107	41,00	0,16		
		LG114	70,00	0,16		
		LG115	107,30	0,15		
		LG117	122,50	0,17		
		LG120	163,00	0,12		
51042	NV10-1203	LG16	19,50	0,17		
	NV04-17	LG193	38,60	0,20		
	NV10-1231	LG77	59,00	0,12	0,42	N.D
		LG52	72,60	0,14	0,69	N.D
	NV06-281	LG52	72,60	0,17		
		LG42b	99,70	0,13		
		LG33	113,00	0,12	0,6	N.D
		LG61	139,00	0,16		
		LG65	174,00	0,21		
	NV10-1204	LG19	5,70	0,14		
		LG29	25,00	0,21		
		LG25	49,20	0,17		
		LG26	62,30	0,14		
		LG33	113,00	0,13		
		LG163	160,00	0,13	N.D	Alto
		LG32	172,60	0,21		
	NV10-1260	LG36a	51,00	0,21		
LG36b		51,00	0,17			
LG40		78,00	0,21			
LG41		100,00	0,24			
NV06-277	LG85	6,40	0,11	N.D	Medio	
	LG99	42,00	0,14	0,72	Medio	
	LG90	88,50	0,17			
	LG96	195,00	0,14			
NV06-279	LG146	27,50	0,13	N.D	Medio	
	LG156	81,00	0,13	0,38	N.D	
	LG92	157,20	0,12	0,95	N.D	
50850	NV10-1207	LG237	45,00	0,18		
		LG238	47,00	0,25		
		LG240	84,00	0,14		
	NV10-1032	LG244	100,00	0,20		
		LG243	120,00	0,21		
	NV10-1027	LG447	105,00	0,20		
LG449		100,50	0,25			

Tabla 5.8. Composición química de caolinita en las volcanitas alteradas de Loma Galena.

Sección Sondaje Muestra	51042									
	NV06-277									
	LG96									
Análisis (wt%)	P 49	P 50	P 52	P 53	P 56	P 59	P 60	P 61	P 62	P 63
SiO ₂	54,94	54,98	54,56	55,55	52,84	54,71	53,15	54,52	55,74	55,07
Al ₂ O ₃	42,73	43,09	44,79	39,09	43,24	43,80	42,53	42,28	41,61	42,35
FeO	0,30	0,44	0,06	1,91	0,96	0,43	0,91	0,51	0,32	0,56
MnO	0,07	0,00	0,00	0,03	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,30	0,40	0,06	0,96	0,82	0,20	0,89	0,72	0,49	0,55
CaO	0,14	0,17	0,13	0,18	0,50	0,09	0,63	0,17	0,18	0,11
Na ₂ O	0,12	0,04	0,00	0,34	0,12	0,06	0,39	0,48	0,37	0,40
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,07	0,17	0,01	0,06	0,09	0,02	0,03
K ₂ O	1,40	0,89	0,39	1,87	1,34	0,67	1,44	1,24	1,28	0,93
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Fórmulas minerales de caolinita en base 14.

Si	4,10	4,09	4,04	4,18	3,97	4,07	4,00	4,08	4,16	4,11
Al	3,76	3,78	3,91	3,47	3,83	3,84	3,77	3,73	3,66	3,72
Fe ³⁺	0,02	0,03	0,00	0,12	0,06	0,03	0,06	0,03	0,02	0,03
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01
Na	0,02	0,01	0,00	0,05	0,02	0,01	0,06	0,07	0,05	0,06
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
K	0,13	0,08	0,04	0,18	0,13	0,06	0,14	0,12	0,12	0,09

Tabla 5.9. Análisis químicos de glauconita usados en las proyecciones ternarias de la figura 5.21. La cantidad de (Fe³⁺ / Fe²⁺) se ha calculado de tal manera que la carga octaédrica sea igual o cercana a 2, según (Al^{IV} + Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mg⁺ Mn + Ti) = 2.

Sección Sondaje Muestra	51042																											
	NV06-279									NV10-1260		NV10-1240									NV10-1231							
	LG163						LG146			LG36		LG31									LG66							
Si	3,70	3,70	3,73	3,70	3,70	3,72	3,74	3,72	3,67	3,70	3,68	3,67	3,69	3,68	3,71	3,68	3,70	3,67	3,67	3,74	3,67	3,75	3,72	3,73	3,72	3,75	3,73	
Al	1,05	1,09	0,96	0,98	0,92	1,28	1,30	1,30	1,34	1,39	1,44	1,26	1,22	1,22	1,22	1,36	1,36	1,11	1,07	1,33	1,42	1,14	1,19	1,22	1,19	1,19	1,23	
Fe ³⁺	0,76	0,66	0,80	0,80	0,83	0,53	0,43	0,46	0,57	0,38	0,27	0,67	0,68	0,69	0,65	0,58	0,56	0,77	0,81	0,52	0,56	0,56	0,62	0,57	0,60	0,56	0,42	
Fe ²⁺	0,25	0,31	0,28	0,30	0,36	0,26	0,30	0,29	0,19	0,31	0,40	0,18	0,21	0,21	0,22	0,16	0,15	0,27	0,26	0,18	0,14	0,42	0,34	0,35	0,35	0,36	0,48	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,23	0,23	0,23	0,20	0,18	0,21	0,20	0,19	0,19	0,22	0,20	0,21	0,20	0,20	0,20	0,21	0,22	0,17	0,17	0,22	0,20	0,13	0,14	0,14	0,13	0,13	0,13	
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	
Σ RIV	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	
Ca	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	
Na	0,06	0,12	0,05	0,07	0,12	0,07	0,13	0,13	0,12	0,12	0,21	0,09	0,10	0,08	0,09	0,07	0,09	0,08	0,09	0,09	0,07	0,13	0,08	0,08	0,07	0,10	0,19	
K	0,62	0,63	0,64	0,65	0,68	0,58	0,58	0,56	0,54	0,68	0,62	0,56	0,55	0,57	0,55	0,53	0,51	0,61	0,60	0,52	0,50	0,62	0,62	0,61	0,62	0,60	0,62	
M ⁺	0,73	0,79	0,73	0,76	0,82	0,70	0,71	0,71	0,67	0,81	0,87	0,68	0,68	0,69	0,67	0,64	0,63	0,73	0,72	0,63	0,62	0,77	0,73	0,72	0,72	0,72	0,84	

Sección Sondaje Muestra	51042																											
	NV06-279									NV10-1260		NV10-1240									NV10-1231							
	LG163						LG146			LG36		LG31									LG66							
Si	3,66	3,65	3,68	3,65	3,64	3,67	3,69	3,67	3,64	3,64	3,62	3,64	3,65	3,64	3,68	3,66	3,67	3,63	3,63	3,71	3,64	3,68	3,67	3,67	3,66	3,69	3,65	
Al	1,04	1,08	0,95	0,97	0,91	1,26	1,28	1,28	1,33	1,37	1,41	1,25	1,21	1,21	1,20	1,35	1,35	1,10	1,06	1,32	1,41	1,11	1,17	1,20	1,17	1,17	1,20	
Fe ³⁺	1,00	0,95	1,06	1,09	1,17	0,78	0,71	0,74	0,76	0,68	0,66	0,84	0,88	0,89	0,86	0,74	0,70	1,02	1,06	0,69	0,70	0,96	0,94	0,90	0,94	0,91	0,88	
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	0,22	0,22	0,23	0,20	0,18	0,21	0,19	0,19	0,19	0,21	0,20	0,21	0,19	0,19	0,19	0,21	0,22	0,17	0,17	0,22	0,20	0,13	0,14	0,13	0,13	0,13	0,13	
Ti	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	
Σ RIV	1,93	1,92	1,93	1,92	1,90	1,93	1,92	1,92	1,95	1,92	1,89	1,95	1,94	1,94	1,94	1,96	1,96	1,93	1,93	1,95	1,96	1,89	1,91	1,91	1,91	1,90	1,87	
Ca	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	
Na	0,06	0,12	0,05	0,07	0,12	0,07	0,13	0,13	0,12	0,12	0,21	0,09	0,09	0,08	0,09	0,07	0,09	0,08	0,09	0,09	0,07	0,13	0,08	0,08	0,07	0,10	0,19	
K	0,61	0,62	0,63	0,64	0,67	0,58	0,57	0,55	0,54	0,67	0,61	0,55	0,54	0,56	0,55	0,52	0,50	0,60	0,59	0,51	0,50	0,61	0,61	0,60	0,61	0,59	0,60	
M ⁺	0,72	0,78	0,72	0,75	0,81	0,69	0,70	0,70	0,66	0,80	0,86	0,67	0,67	0,68	0,66	0,63	0,63	0,72	0,71	0,62	0,62	0,76	0,71	0,71	0,71	0,71	0,72	

Apéndice 5.1

Cristalinidad de la caolinita

Los métodos para determinar la cristalinidad de caolinita y discernir su origen (hipogénico versus supergénico) que fueron utilizados se detallan a continuación:-

- Medición del ancho de la reflexión (002) a la mitad de su altura FWHM 2θ , Medición de Hinckley y Método de Liétard (“Índice R2”).

- Medición del ancho de la reflexión (002) a la mitad de su altura (FWHM 2θ). Esta determinación brinda información acerca de la magnitud del orden de empaquetamiento a lo largo del eje “c”, cuanto mayor es el espesor de los dominios coherentes a lo largo de este eje, menor será el ancho a la mitad de la altura de la reflexión basal. La principal ventaja de este método es su sencilla ejecución, ya que el tratamiento puede hacerse tanto en forma manual como mediante un programa de deconvulación de curvas de DRX. Una ventaja adicional es que el método no es sensible a los problemas de orientación preferencial durante la preparación de las muestras, como ocurre con otras metodologías. Las desventajas se presentan en la limitación de la información recibida (ya que considera solo el ordenamiento a lo largo del eje “c”) y su sensibilidad a los minerales accesorios (por ejemplo anatasa, cuya reflexión más intensa se encuentra cerca de la reflexión 002 de caolinita) y a la reflexión en 7 \AA de los tubos de halloysita.

- Medición de Hinckley (Hinckley, 1963). Este método es muy utilizado debido a su simplicidad ya que utiliza un barrido de corto intervalo ($20 - 23^\circ$). Más de 150 datos de la literatura muestran que los valores de este índice varían entre 0,2 y 1,6 (Thiry, 1982; Delgado et al., 1994; Delineau, 1994; Gonzáles et al., 1997; Galán et al., 1994; Vieira y Santos, 2001). Los agregados de caolinita ordenada -con pocos defectos- presentan valores del Índice de Hinckley (HI) mayores de 1,0. Las caolinitas muy desordenadas presentan HI menores de 0,5. El uso del HI tiene algunas desventajas que se describen en los trabajos de (Plançon et al. 1988; Delineau, 1994).

- Método de Liétard (“Índice R2”) (Liétard, 1977). Este método es complementario a HI, ya que es solo sensible a defectos aleatorios pequeños, como aquellos debidos a vacancias octaédricas. Se basa en las reflexiones (131) y (131) en la región entre 37° y $40^\circ 2\theta$. Los valores de este índice varían entre 0,2 y 1,2; los valores más pequeños corresponden a caolinitas muy desordenadas. El método presenta las

mismas desventajas que el método de Hinckley. Los índices P1 y P2 se calculan según el método de Liétard (Liétard, 1977). P2 se define mediante las bandas de estiramiento del OH, que puede ser medida por espectrometría de infrarrojo. Caolinita muestra 4 bandas de vibraciones de Al₂-OH en 3693, 3667, 3651 y 3620 cm⁻¹ (Farmer, 1974). Cuando la cristalinidad de la caolinita se reduce, la banda en 3667cm⁻¹ desaparece gradualmente, precedida por una inversión del máximo entre las bandas 3667 y 3651 cm⁻¹. P1 se define por dos bandas en la zona de flexura de los OH: 914 y 938 cm⁻¹. La cristalinidad disminuye cuando la banda 938 cm⁻¹ comienza a desaparecer y/o a formar un hombro.

Los índices de Hinckley y Liétrard solo se usaron en aquellas muestras en las que caolinita es abundante.



CAPÍTULO 6

ANÁLISIS DE INCLUSIONES FLUIDAS -
ISÓTOPOS DE OXÍGENO, CARBONO, AZUFRE,
ESTRONCIO Y PLOMO EN MINERALES DEL
DEPÓSITO LOMA GALENA

6.1 INTRODUCCIÓN

Los isótopos estables y radiogénicos son utilizados para trazar las fuentes de fluidos en depósitos minerales hidrotermales, como así también para conocer los procesos vinculados a la formación de los mismos. En este capítulo se presentan los resultados del análisis de las composiciones isotópicas de minerales hidrotermales del depósito Loma Galena y de las inclusiones fluidas para determinar: a) el origen de los metales, b) los procesos que formaron los minerales de alteración, mena y ganga, c) la naturaleza y composición de los fluidos durante la evolución del sistema hidrotermal y d) las fuentes de S y C.

Con este propósito se analizaron las composiciones isotópicas del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en silicatos, del carbono ($\delta^{13}\text{C}$) y del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en calcita pre y post-mineralización, del azufre ($\delta^{34}\text{S}$) en sulfuros, baritina hidrotermal y celestina de origen evaporítico, de Pb (^{207}Pb , ^{206}Pb , ^{208}Pb y ^{204}Pb) en galena y pirita y de estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en calcita, baritina hidrotermal, celestina y en la caliza hospedante de la mineralización. Además, se presentan los resultados de las mediciones microtermométricas en las inclusiones fluidas alojadas en los minerales de ganga calcita I y II y en baritina II.

6.2 METODOLOGÍA

6.2.1 Análisis isotópicos

Para los análisis isotópicos se seleccionaron una variedad de minerales, entre ellos sulfuros, sulfatos, carbonatos, silicatos y arcillas. Los concentrados se obtuvieron por separación mecánica por medio de la selección manual y micro-perforaciones. El primer grupo de muestras fue analizado en el laboratorio de isotopía SUERC (Scottish

Universities Environmental Research Centre) de la Universidad de Glasgow, East Kilbride, Escocia. Un segundo grupo de muestras fue analizado en el Centro de Astrobiología, Madrid, España.

6.2.1.1 Análisis isotópico del azufre en sulfuros y sulfatos

En el laboratorio de isotopía SUERC, el SO₂ en el análisis convencional (n=46) fue extraído siguiendo las técnicas estándar de [Robinson y Kusakabe \(1975\)](#) y [Coleman y Moore \(1978\)](#) mientras que para los análisis *in situ* (n= 37) se siguieron las metodologías de [Kelley y Fallick \(1990\)](#) y [Wagner et al. \(2002\)](#). El análisis isotópico de sulfuros *in situ* facilita la obtención de composiciones isotópicas de minerales difíciles de concentrar mecánicamente para análisis de isótopos convencionales. El gas liberado y purificado fue analizado con un espectrómetro de masa VG Isotech SIRA II; se realizaron las correcciones correspondientes para reproducir el valor $\delta^{34}\text{S}$ utilizando los estándares internacionales NBS-123 y IAEA-S-3 y el estándar SUERC CP-1. La información obtenida es reproducida con la notación delta (δ) en partes por mil (‰) en relación al estándar VCDT (Vienna Canyon Diablo Troilite).

En el Centro de Astrobiología para los análisis convencionales se utilizó un analizador elemental Flash HT para convertir el azufre total de la muestra en SO₂ gas. El analizador está conectado a un espectrómetro de masas de relaciones isotópicas MAT253 en flujo continuo, que determina la relación de las cantidades de isótopos estables de azufre ($^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$) del gas SO₂ producto. La muestra y el activador de la reacción (V₂O₅) son localizados en una cápsula de estaño que es introducida en el reactor (del Flash HT) a 1020°C, donde se produce la reacción con O₂ en una atmósfera de helio constante. La reacción es exotérmica, alcanza 1800°C y asegura la completa oxidación de la muestra. Los gases de combustión cruzan una capa de catalizador

oxidante (WO_3) donde se completa la oxidación y son transportados por el gas He a través de una cama de agente reductor (Cu) donde cualquier exceso de oxígeno se consume. A continuación la mezcla de gases (N_2 , CO_2 , SO_2 y H_2O) fluye a través de una trampa de perclorato de magnesio para adsorber toda el agua y son conducidos a una columna de sulfinert de cromatografía de gases que separa los gases, y asegura que el SO_2 pase por separado a través del detector de conductividad térmica.

El gas SO_2 es introducido en el espectrómetro a través de una interface (ConFlo III) en la cual también se inyecta el gas SO_2 de referencia. En el espectrómetro las moléculas de gas se ionizan en la fuente, por impacto de electrones emitidos desde un filamento caliente, los iones son acelerados en un analizador, separados mediante un campo magnético (por diferente relación masa/carga) y recolectados en los detectores (copas de Faraday) capaces de medir relaciones m/z 64 y 66 simultáneamente.

Los estándares se miden al principio y al final de cada secuencia de ensayos, al igual que en laboratorio SUERC, el $\delta(^{34}\text{S}/^{32}\text{S})$ obtenido es corregido y normalizado a la escala internacional. Los resultados finales se expresan en ‰ VCDT.

6.2.1.2 Análisis isotópico del carbono y del oxígeno en carbonatos

Para el análisis de los carbonatos, el dióxido de carbono fue producido a través de la reacción de la calcita con ácido fosfórico a 25°C durante toda la noche, según la metodología de [McCrea \(1950\)](#) y las correcciones fueron realizadas siguiendo los procedimientos de [Craig \(1957\)](#). El gas obtenido fue analizado con un espectrómetro de masa AP 2003. Los valores de carbono y oxígeno son reproducidos con la notación delta (δ) en partes por mil (‰) en relación al estándar V-PDB (V-Pee Dee Belemnite) ([Craig, 1957](#)).

6.2.1.3 *Análisis isotópico de estroncio en sulfatos, carbonatos y rocas de caja*

Los análisis isotópicos de estroncio en sulfatos, carbonatos y rocas de caja se realizaron en el Centro de Astrobiología. En el caso de las muestras de calcita, se pesó la muestra en un crisol Nalgene® y se atacó la muestra con 3ml de CH₃-COOH (C₂H₄O₂) al 10%. Transcurridas unas horas se centrifugó a 4000 rpm durante 10 min, y se recogió el sobrenadante. El sobrenadante se llevó a sequedad total sobre la placa calentadora. Una vez secos, se adicionó 1 ml de HNO₃ (Merck-Suprapur™) y se puso nuevamente en la placa hasta la sequedad. Se añadieron 3 ml de HNO₃ 3M (Merck-Suprapur™), quedando preparadas para la separación del Sr en columnas cromatográficas.

Para las muestras de baritina y celestina se pesó aproximadamente 100-150mg de barita/celestina pulverizada en un micro-reactor de Teflón-Savillex®. Se añadieron 6-7 ml de HCl 6N destilado y se colocó en estufa a 120°C durante una semana. Transcurrido este tiempo, se centrifugaron las muestras a 4000 rpm durante 10 min y se descartó el residuo no disuelto, quedando listo el sobrenadante para la separación cromatográfica del Sr.

Para la separación cromatográfica del Sr en todas las muestras se utilizó una resina de extracción Sr Resin™ (Triskem Internacional). El Sr se recuperó con HNO₃ 0.05M como eluyente. La fracción en la que se concentra el Sr se recogió y se llevó a sequedad, para su posterior análisis en el Espectrómetro de Masas TIMS.

Los concentrados de Sr se cargaron sobre un filamento de Re, junto con 1µl de ácido fosfórico 1M y 2µl de Ta₂O₅. Las relaciones isotópicas de Sr se analizaron en un Espectrómetro de masas TIMS-Phoenix®, siguiendo un método de adquisición de datos

por multi-colección dinámica durante 10 bloques de 16 ciclos cada uno, con una intensidad de haz en la masa ^{88}Sr de 3V.

Los análisis de Sr se corrigieron para las posibles interferencias de ^{87}Rb . Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se normalizaron respecto al valor medido de la relación $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0,1194$, con el fin de corregir el posible fraccionamiento de masas que pueda haber sufrido la muestra durante los procesos de carga en el filamento y análisis instrumental.

Durante el análisis de las muestras se midió repetidamente el estándar isotópico de Sr (NBS 987), obteniéndose los siguientes valores:

NBS 987	Réplicas: 12
media:	0,710248
STDEV (2σ):	0,000013

Estos valores se utilizaron para efectuar una corrección de los valores analizados en las muestras, atendiendo a la posible deriva referida al estándar, teniendo en cuenta el valor certificado de dicho estándar. Los errores analíticos referidos a dos desviaciones estándar son 0,01% en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. El blanco de preparación de Sr es siempre menor de 0,01 mg/ml.

6.2.1.4 Análisis de isótopos de plomo en sulfuros

Para determinar las composiciones isotópicas de Pb, se analizaron cuatro muestras de sulfuros (galena n = 2 y pirita n = 2) en el Laboratorio del Departamento de Mineralogía de la Universidad de Ginebra, Suiza. Entre 100 y 150 mg de muestra molida fueron disueltos en un recipiente a 140°C de temperatura en viales de teflón cerrados durante 7 días con una mezcla de 4 ml de HF y 1 ml de HNO_3 de 14 M. Las muestras luego fueron secadas y se volvieron a disolver en un recipiente caliente con 3 ml de HNO_3 de 14 M en viales de teflón cerrados a 140°C y secadas nuevamente. La

separación de Pb se llevó a cabo usando columnas en cascada con resinas de especiaciones de Sr, TRU y Ln siguiendo el método modificado según [Pin et al. \(1994\)](#). El Pb además fue purificado con una resina de intercambio aniónica AG-MP1-M en un medio hidrobromico.

Las relaciones isotópicas fueron medidas en un espectrómetro de masas Thermo Finnigan TRITON en cápsulas de Faraday de manera estática. El Pb fue cargado sobre filamentos de Re mediante la técnica de gel de sílice y todas las muestras y estándares fueron medidas con un pirómetro de temperatura controlada de 1220°C. Las relaciones isotópicas de Pb fueron corregidas para el fraccionamiento instrumental por un factor de 0,07% por amu basado en más de 90 mediciones del estándar SRM981 y usando los valores estándar de [Todt et al. \(1996\)](#). Las reproducibilidades externas (2σ) de las relaciones de los estándares son 0,05% para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 0,08% para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y 0,10% para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

6.2.2 Inclusiones fluidas

El estudio de las inclusiones fluidas se realizó en cortes delgados doblemente pulidos, descubiertos y cuando no fue posible se trabajó sobre esquirlas de mineral sin tratamiento previo de pulido, como por ejemplo en baritina de muestras de superficie en el depósito de Loma Galena. Los cortes doblemente pulidos fueron realizados según técnicas específicas y pegados en frío con resina no fluorescente (cianoacrilato) a fin de no afectar la composición de los fluidos atrapados y no interferir en las observaciones por luz ultra violeta incidente.

6.2.2.1 Petrografía de las inclusiones fluidas

La petrografía de las inclusiones fluidas y su caracterización se realizó en base al reconocimiento de las asociaciones de inclusiones fluidas (AIF; [Goldstein y Reynolds, 1994](#)). Cada AIF está constituida por grupos o alineaciones de IF cercanas que muestran similares porcentajes de fases y formas y homogeneízan en un pequeño rango de temperaturas. Las inclusiones fluidas se clasificaron en primer lugar de acuerdo al número de fases a temperatura ambiente, denominando Tipo I a las inclusiones que contienen una única fase y Tipo II a las inclusiones que contienen dos fases. Luego, se las clasificó en base a su origen en primarias, secundarias o pseudo-secundarias siguiendo el criterio de [Roedder \(1967\)](#). Según el tamaño de la burbuja, relieve, color y fluorescencia de cada fase de las AIF TI y TII, se las sub-clasificó con un subíndice alfabético, por ej. TI_A.

Para determinar la presencia de componentes orgánicos en las inclusiones fluidas, es decir hidrocarburos como una de las fases presentes en el/los fluidos atrapados, éstas fueron estudiadas con microscopía de transmisión y fluorescencia siguiendo el criterio de [Burrus \(1981\)](#). Los hidrocarburos más pesados, como el petróleo crudo y los condensados que contienen moléculas aromáticas, tienen la capacidad de fluorescer cuando son irradiados con luz ultravioleta (UV-365nm). Por lo tanto, si el hidrocarburo presente es metano no se puede identificar con el método de fluorescencia.

6.2.2.2 Microtermometría

Los estudios microtermométricos de las inclusiones fluidas se realizaron en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, en Bahía Blanca, con una platina Linkam computarizada con un rango de operación -180° a +600 °C por una

combinación de un sistema de enfriamiento por nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento, instalada en un microscopio petrográfico Olympus BX50 con oculares 25X y 50X y objetivo Leitz UTK50/0.63. La platina fue calibrada con sustancias estándares puras, entre ellos inclusiones naturales de CO₂ puro de Calanda-Suiza (-56,6°C), agua destilada (0°C) y estándares con punto de fusión conocido del laboratorio Merck (70°C, 100°C, 135°C, 180°C, 200°C, 247°C, 306,8°C, 398°C).

Para las mediciones microtermométricas se seleccionaron las inclusiones fluidas que no presentaron aparentes fenómenos de escape de fluidos, estrangulamiento o decrepitación a fin de obtener datos originales del fluido y no valores que hayan sido modificados por fenómenos post-entrampamiento (Goldstein y Reynolds 1994). Las temperaturas mínimas de entrampamiento fueron calculadas a partir del punto de homogeneización (Th) de las inclusiones fluidas acuosas (Roedder, 1984). Sin embargo, dado que el sistema analizado se desarrolló en condiciones someras (epitermales, ver capítulo 4) y que durante su historia de formación y posterior exhumación no sufrió esfuerzos ni sobrepresiones, las temperaturas de homogeneización obtenidas han sido consideradas las temperaturas de entrampamiento originales del fluido en la cavidad (Roedder y Bodnar, 1980). La salinidad del fluido fue obtenida a partir de la temperatura de fusión final (Tff), utilizando las tablas de Goldstein y Reynolds (1994). Dado el tamaño de las inclusiones, la turbidez y birrefringencia del carbonato, no se pudo observar la temperatura de fusión inicial, que es similar a la temperatura eutéctica (Te). Por lo tanto no se pudo determinar la composición del fluido y las salinidades se expresaron en % en peso de NaCl equivalente.

6.3 RESULTADOS

6.3.1 Isótopos estables e inestables

Los isótopos se analizaron en minerales de ganga y mena de las venas y venillas brechadas del nivel inferior, de la zona media con mayor mineralización de sulfuros y del nivel superior con sulfuros diseminados del depósito Loma Galena (ver capítulo 4). En la figura 6.1 se presenta la secuencia paragenética confeccionada para dichos minerales.

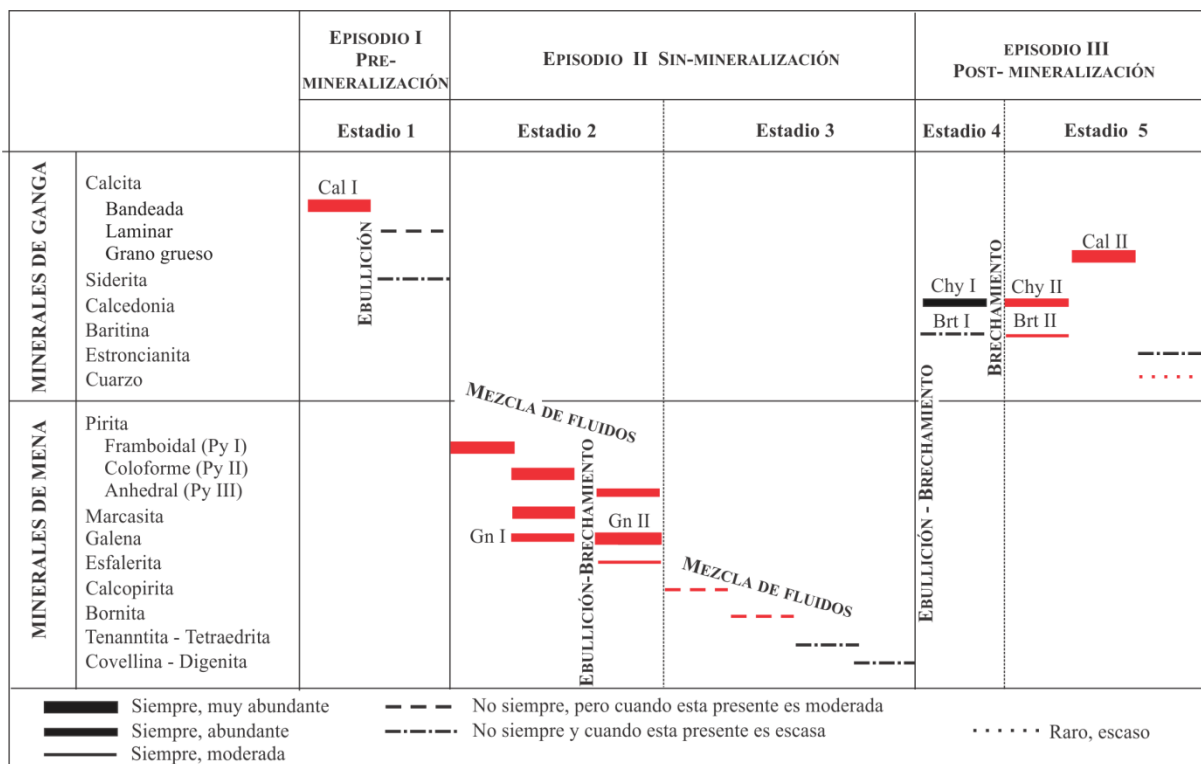


Figura 6.1: Diagrama paragenético de los minerales de mena y ganga en Loma Galena. Las barras de color rojo indican los minerales seleccionados para el análisis isotópico.

6.3.1.1 Composición isotópica del oxígeno en cuarzo y calcedonia

Los valores $\delta^{18}O$ medidos en calcedonia II (Chy II) varían entre 16,2‰ y 18,4‰ (n=3, Tabla 6. 1). El valor isotópico $\delta^{18}O$ del cuarzo post-mineralización es de 12,4 (Tabla 6. 1). Según las relaciones paragenéticas entre baritina II y calcedonia II (Fig. 6.1), se consideró la temperatura de homogeneización promedio medida en las

inclusiones fluidas de baritina II ($\sim 140^{\circ}\text{C}$) para determinar la composición isotópica de O del fluido en equilibrio con calcedonia según Zheng (1999). Las composiciones del $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ varían entre -0,2 y 2 ‰ (Tabla 6.1).

6.3.1.2 Composición isotópica del oxígeno y del carbono en carbonatos

Los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ en calcita I varían desde 19,7 a 22,1 y desde -4,4‰ a -0,3‰, respectivamente. Calcita II presenta valores menores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ (11,2‰ a 15‰) y valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ similares a calcita I (-3,5 a -1,7‰) (Tabla 6.2). En los diagramas $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDBC}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ se ilustran las firmas isotópicas de las dos generaciones de calcita (Fig. 6.2 A, B). Los valores $\delta^{18}\text{O}$ de las dos generaciones de calcita varían según la profundidad de la muestra analizada. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ en calcita I son más livianos a medida que aumenta la profundidad, mientras que en calcita II se observa un aumento del valor $\delta^{18}\text{O}$ conforme aumenta la profundidad (Fig. 6.2 C).

Se determinó la composición isotópica de los fluidos en equilibrio con calcita I y calcita II aplicando las Th máximas y mínimas de las inclusiones fluidas primarias medidas en calcita I y calcita II (166-208 °C en calcita I y 58- 95 en calcita II), los $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ promedio de calcita I y calcita II y las ecuaciones de Kims y O'Neil (1997; $1000\ln\alpha^{\text{ox}}_{\text{cal-water}} = 18,03 \times 10^3 \times T^{-1} - 32,48$) y de Ohmoto y Rye (1979; $1000\ln\alpha^{\text{C}}_{\text{cal-CO}_2} = 0,89 \times 10^9 \times T^{-3} + 8,557 \times 10^6 \times T^{-2} + -18,11 \times 10^3 \times T^{-1} + 8,27$). Los valores isotópicos del O y C del fluido en equilibrio con calcita I varían entre 8,1 y 10,5 ‰ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$) y desde -3,58 a -2,3‰ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$; Fig. 6.2 D y E). Los valores isotópicos del fluido en equilibrio con calcita II varían desde -4,3 a -9,1‰ ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$) y desde 6,7 a -9,5 ‰ ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$) (Tabla 6.2; Fig. 6.2 D y E).

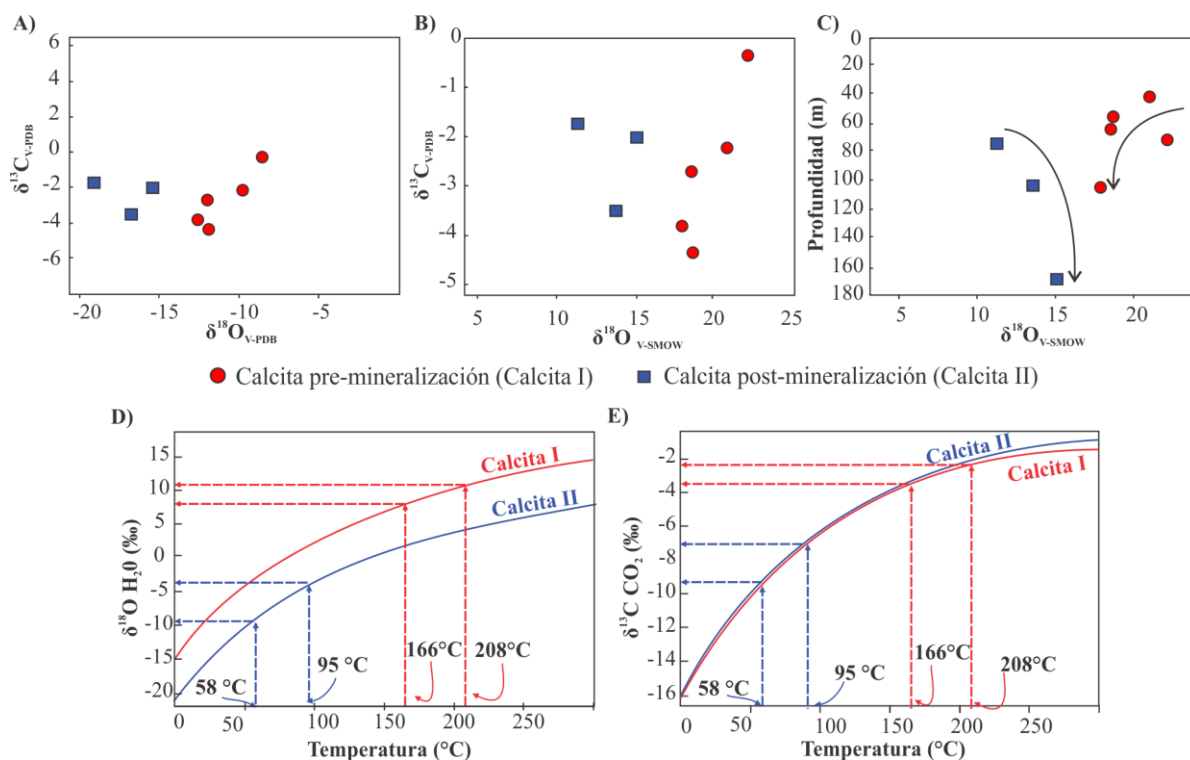


Figura 6.2. **A)** Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$ versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ en calcita I y calcita II de Loma Galena. **B)** Diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ versus $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ en calcita I y calcita II. **C)** Valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ en las dos generaciones de calcita versus profundidad de la muestra analizada. **D y E)** Composiciones isotópica de los fluidos en equilibrio con calcita I y calcita II según las ecuaciones de Kims y O'Neil (1997) y Ohmoto y Rye (1979).

6.3.1.3 Composición isotópica del azufre en sulfuros y sulfatos

Se obtuvieron un total de 65 datos isotópicos de azufre en sulfuros de los 3 niveles mineralizados descritos en el capítulo 4 (episodio II sin-mineralización), 6 datos isotópicos de baritina del episodio post-mineralización (baritina II) y un dato de un nivel de celestina intercalado en las sedimentitas superiores de la Formación Cañadón Asfalto (Tablas 6.3 a 6.6). A continuación se describen las composiciones isotópicas obtenidas en cada mineral acorde al esquema paragenético propuesto.

Los sulfuros analizados del nivel inferior del estadio 2 sin-mineralización (n=14) incluyen las dos generaciones descritas de galena (Gn I y Gn II), cristales de pirita \pm marcasita (Py II \pm Mrc), pirita anhedral (Py III) y cristales de galena de generación incierta (Figs. 6.3; 6.4). Los valores $\delta^{34}\text{S}$ de galena son: 5,1‰ para galena I,

7,4 y 8,3 ‰ para galena II y entre 3,3 y 6,7‰, con un valor medio de 4,9‰, para galena de generación incierta (n=3). Los 2 análisis realizados en pirita II arrojaron un valor similar de $\delta^{34}\text{S}$ de 5,8 ‰. Los $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos en pirita III (n=6) varían entre 1,2 y 4,1‰, con un valor medio de 3,1‰ (Tabla 6.3, Figs. 6.3; 6.4).

En el nivel medio se obtuvieron 35 valores $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros formados durante el estadio 2 (Tabla 6.4, Figs. 6.3; 6.4). Los valores $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos en galena I (n=2) son de 0,5 y 1,8‰. El único dato $\delta^{34}\text{S}$ obtenido en galena II es de 3,9‰ (Fig. 6.5 B) y los cristales de galena generación incierta analizados (n=7) presentan composiciones isotópicas que varían entre -3,7 y 5,5‰, con un valor medio de 1,4‰. Las firmas isotópicas del azufre en las bandas coloformes de pirita II \pm marcasita fueron analizadas con láser *in situ*. Se realizaron 11 análisis puntuales a lo largo de dos transectas perpendiculares a la dirección de crecimiento de las bandas coloformes en dos sectores distintos de la muestra LG55 (Fig. 6.5 A, B; Tabla 6.4). En el primer sector analizado (Fig. 6.5 A) los valores de $\delta^{34}\text{S}$ en pirita II \pm marcasita varían desde -13,4 a -8,5‰, con un valor medio de -10,8‰. En el segundo sector (Fig. 6.5 B) los $\delta^{34}\text{S}$ en pirita II varían entre -15,4 y -13,5‰, con un valor medio de -14,6‰. En la muestra LG257a, las composiciones isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ de pirita II obtenidas a partir de análisis *in situ* son más pesadas que las obtenidas en la muestra LG55 ($\delta^{34}\text{S}$ -5,6 y -5,8‰, Tabla 6.4). El $\delta^{34}\text{S}$ obtenido en pirita III es de 1,8‰. Los cristales de pirita de generación incierta analizados a partir de análisis convencionales (n= 8) tienen valores $\delta^{34}\text{S}$ que varían entre -5,5 y 6,1‰ y un valor medio de -1,1‰. Esfalerita que reemplaza el núcleo de los agregados coloformes de pirita II \pm marcasita tiene valores $\delta^{34}\text{S}$ comprendidos entre -12,1‰ y -5,4‰ (Fig. 6.5 A; Tabla 6.4).

Los sulfuros analizados del nivel superior corresponden al estadio 2 sin-mineralización. Los valores $\delta^{34}\text{S}$ de galena I son de -5,7‰ y 12,9‰. Los cristales de galena de generación incierta analizados (n= 3) presentan un rango de valores $\delta^{34}\text{S}$ que varía desde -11‰ a -4,3‰. Los valores $\delta^{34}\text{S}$ de pirita I (framboidal, n= 2) son de -11,4‰ y -6,9‰ y los valores en pirita III (anhedral) son de 3,5‰ y 3,8‰ (Tabla 6.5; Figs. 6.3; 6.4). El cristal de esfalerita analizada dio una composición $\delta^{34}\text{S}$ de -7‰. En este nivel, la temperatura estimada en base a las composiciones isotópicas del par galena-esfalerita (muestras LG106a y LG106b; Tabla 6.5) y a las curvas de fraccionamiento experimentales de Rye y Ohmoto (1974) es de $157 \pm 25^\circ\text{C}$.

En el estadio 3 sin-mineralización se formaron los sulfuros y sulfosales de Cu y Fe en los niveles inferior y medio (calcopirita, bornita, tennantita-tetraedrita). En el nivel inferior, calcopirita (n= 2) tiene valores $\delta^{34}\text{S}$ comprendidos entre -0,9 y 4‰ (Tabla 6.3; Figs. 6.3; 6.4). En el nivel medio, los sulfuros de cobre analizados (calcopirita, covellina, bornita, n=4; Tabla 6.4) presentan valores $\delta^{34}\text{S}$ comprendidos entre -7,4 y 4,9‰, similares a los rangos de valores $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos en pirita y galena a los cuales reemplazan (Fig. 6.3). El nivel superior carece de dichos sulfuros.

Del estadio 5 post-mineralización se analizaron cristales de baritina II. En el nivel inferior, baritina II presenta composiciones isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ que varían entre 16 y 19,7‰ (n= 2; Tabla 6.3). En el nivel superior los valores $\delta^{34}\text{S}$ en baritina II (n= 4) varían desde 15,6 a 21,9‰ (Tabla 6.5; Figs. 6.3; 6.4).

La muestra de celestina analizada fue extraída de niveles sedimentarios que afloran en el *Trend* Navidad (ver capítulo 3) y tiene una composición $\delta^{34}\text{S}$ de 35,3‰ (Tabla 6.6; Fig. 6.3).

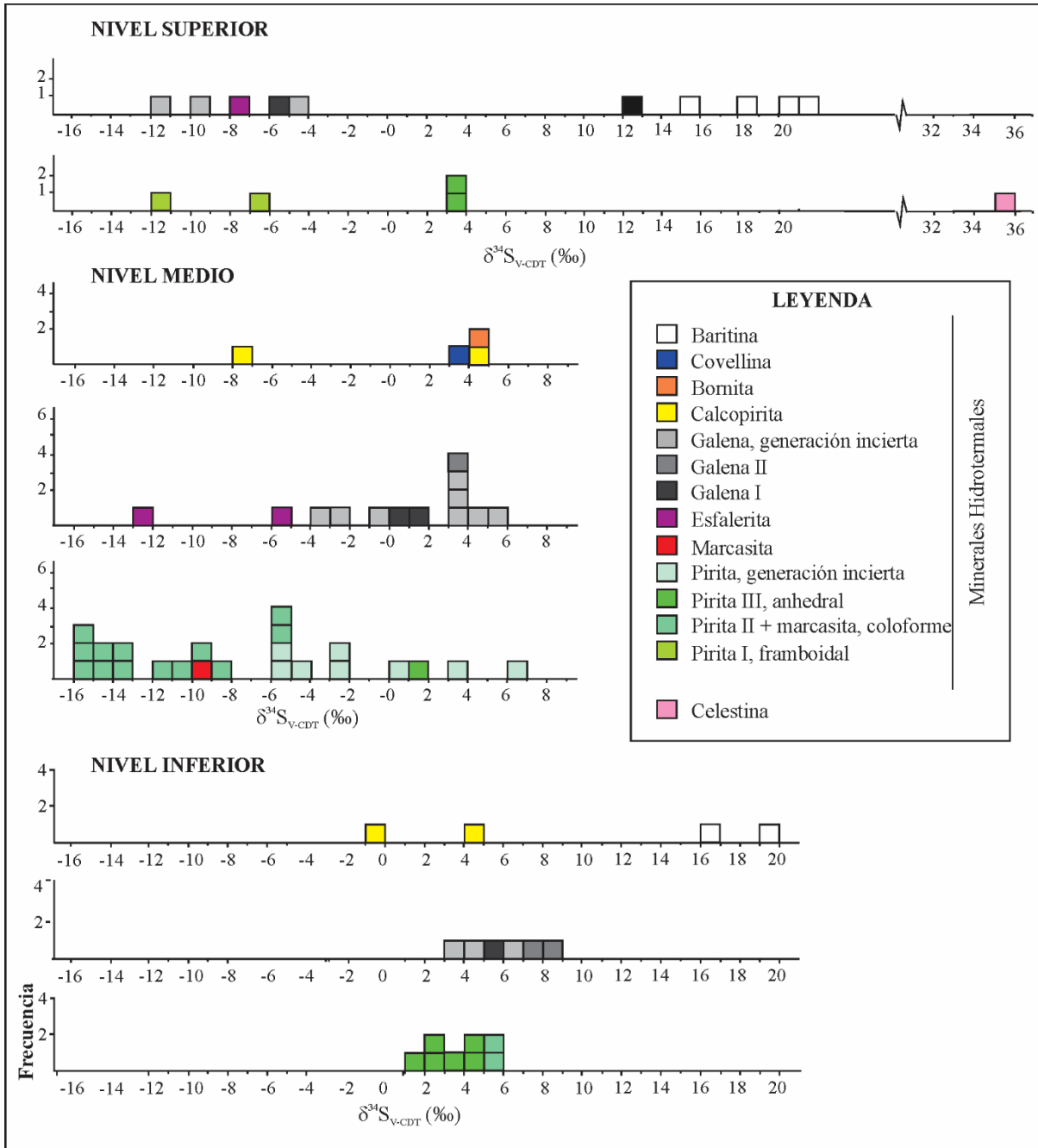


Figura 6.3. Composiciones $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros y sulfatos analizados en los tres niveles mineralizados.

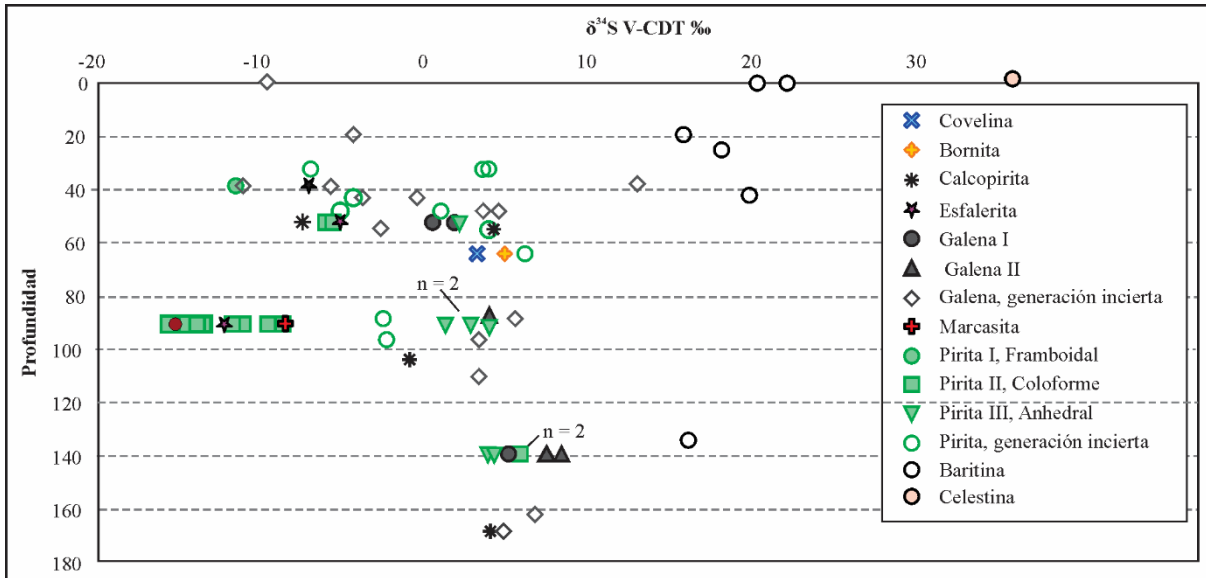


Figura 6.4. Valores $\delta^{34}\text{S}$ (‰, CDT) de sulfuros y sulfatos versus profundidad de la muestra.

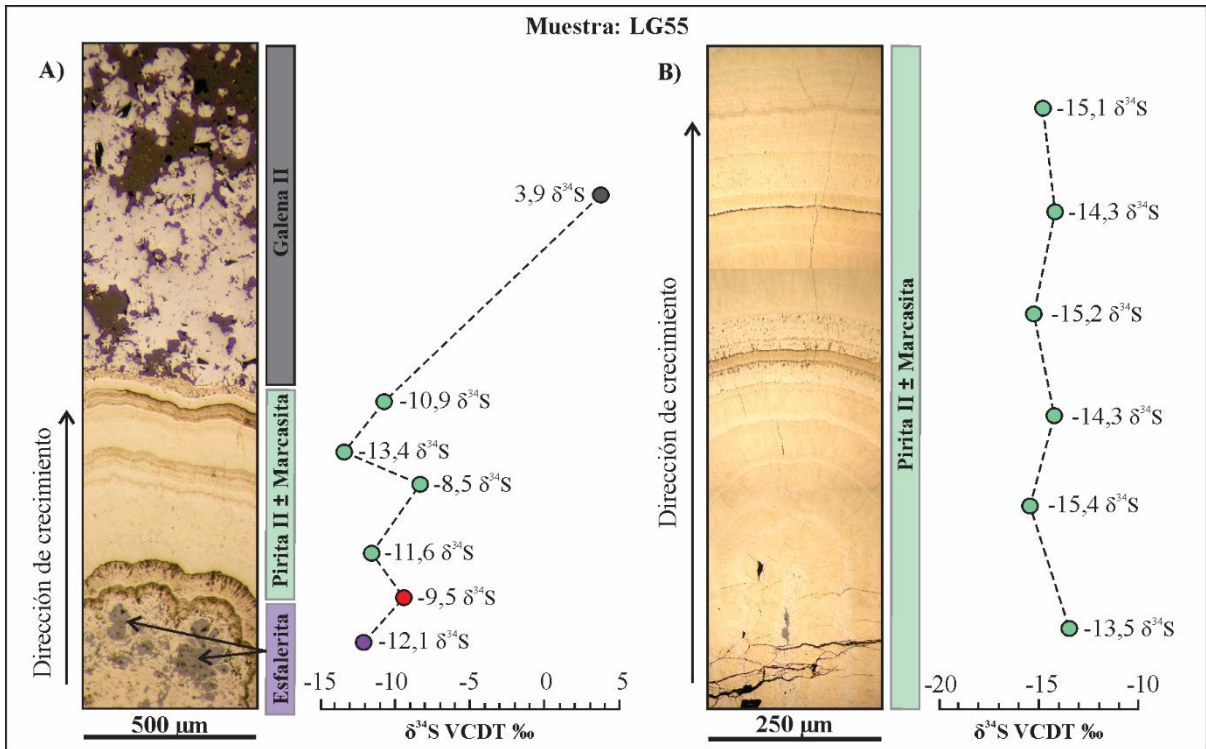


Figura. 6.5. A y B) Valores $\delta^{34}\text{S}$ *in situ* de pirita II \pm marcasita, esfalerita y galena II a lo largo de 2 transectas perpendiculares al crecimiento de las bandas coloformes de pirita II \pm marcasita en la muestra LG55 procedente del nivel medio (Tabla 6.4).

6.3.1.4 Composición isotópica del estroncio en sulfatos y carbonatos

Las composiciones isotópicas de estroncio fueron determinadas en 6 muestras de calcita I y II en los tres niveles mineralizados (inferior, medio y superior), en 2

muestras de baritina del nivel superior, en una muestra de las calizas sin mineralización (rocas de caja) de la Formación Cañadón Asfalto y en una muestra de celestina. Los mapas geoquímicos de suelos realizados por la empresa minera IMA muestran los contenidos elevados de Sr alineados con los niveles sedimentarios en toda la cuenca de Navidad, evidenciando una clara influencia estratigráfica para estas anomalías de Sr.

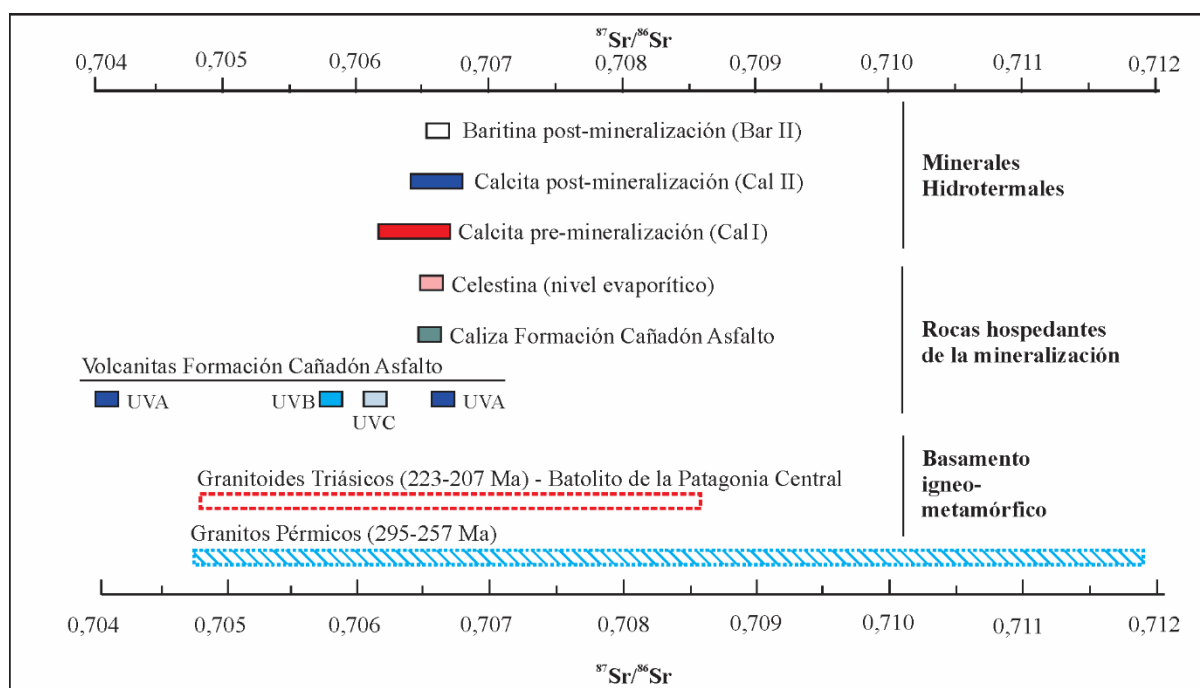


Figura 6.6. Relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en calcitas y baritina del depósito Loma Galena, en la caliza, celestina y rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto que hospedan la mineralización y en los granitoides pérmicos y triásicos (Rapela et al., 2005) del basamento de la Cuenca Navidad. Referencias: UVA: Unidad volcánica A; UVB: Unidad volcánica B; UVC: Unidad volcánica C.

No hay diferencias significativas entre las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ analizadas en los minerales hidrotermales y las calizas (roca de caja) de la Formación Cañadón Asfalto. La muestra de caliza arrojó una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70667. La muestra de celestina tiene una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70663. Calcita I y calcita II presentan relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70647-0,70669 y 0,70659-0,70675, respectivamente. Las dos muestras de baritina II analizadas tienen la misma relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,70667. Los resultados se presentan en las Tablas 6.7 y 6.8. En la figura

6.6 se comparan dichos resultados y además se muestran las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas volcánicas hospedantes de la mineralización ([capítulo 3](#)) y de los granitos permotriásicos del basamento ígneo-metamórfico de la región de Gastre ([capítulo 3](#)).

6.3.1.5 Composición isotópica del plomo en sulfuros

Se obtuvieron las composiciones de los isótopos de Pb en dos muestras de galena y dos de pirita del depósito Loma Galena. Los datos se presentan en la [Tabla 6.9](#). Las relaciones isotópicas medidas en las cuatro muestras de sulfuros varían entre 18,22 y 18,26 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, entre 15,58 y 15,61 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y entre 38,17 y 38,26 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Los resultados de estas relaciones isotópicas se ilustran en el diagrama uranogénico ([Fig. 6.7](#)) del modelo Plumbo-tectónico de [Zartman y Doe \(1981\)](#).

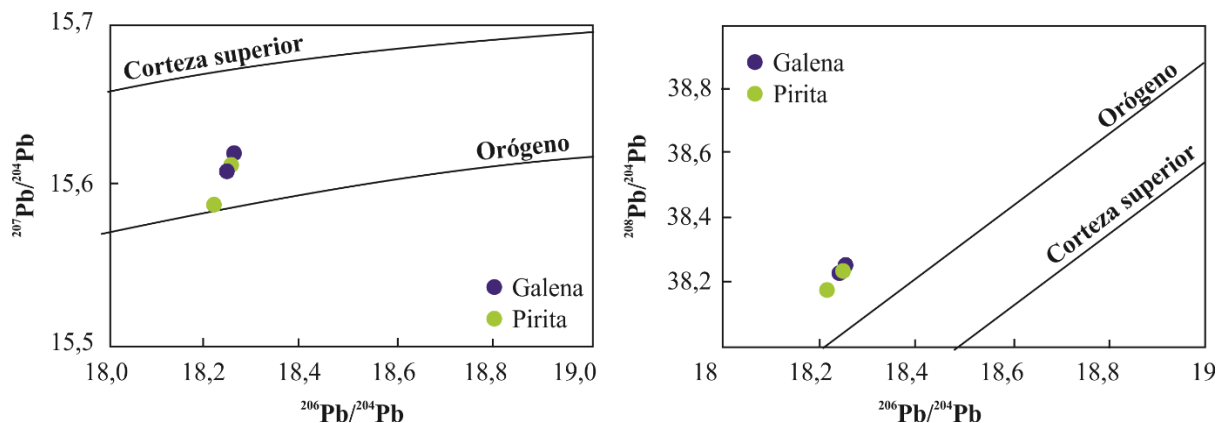


Figura 6.7. Composiciones isotópicas de Pb en los sulfuros de Loma Galena según las curvas de evolución isotópica de Pb para reservorio geoquímico terrestre según [Zartman y Doe \(1981\)](#).

6.3.2 Inclusiones fluidas

Se analizaron inclusiones fluidas hospedadas en calcita I, calcita II y baritina II. En la [Tabla 6.10](#) se presentan la información sintetizada de estos estudios microtermométricos.

6.3.2.1 Calcita I - Episodio pre-mineralización

Se analizaron IF en calcita con textura bandeada crustiforme y localmente en escarpela que rellena las venas y cementa las brechas hidrotermales ([capítulo 4](#)) del estadio 1 ([Fig. 6.1](#)). A continuación se describen los 4 tipos de IF analizados:

1- Tipo I_A. Inclusiones fluidas monofásicas líquidas de posible origen primario y pseudo-secundario, compuestas por una fase líquida incolora. Sus formas varían de anhedral a euhedral según clivaje y presentan dimensiones variadas (<2 a ~100 μm). Es común la presencia de fenómenos de decrepitación y estrangulación ([Roedder 1984; Fig. 6.8 A](#)). La forma anhedral se asocia con el clivaje de la calcita que genera planos de debilidad para el escape de fluidos. Las inclusiones monofásicas atrapadas en los planos de clivaje son muy abundantes. No emiten fluorescencia bajo luz UV.

2- Tipo I_B. Inclusiones fluidas monofásicas, de origen secundario, son muy abundantes, se encuentran alineadas y sus tamaños varían entre 2 y 8 μm. No emitieron fluorescencia bajo rayos UV ([Fig. 6.8 B](#)).

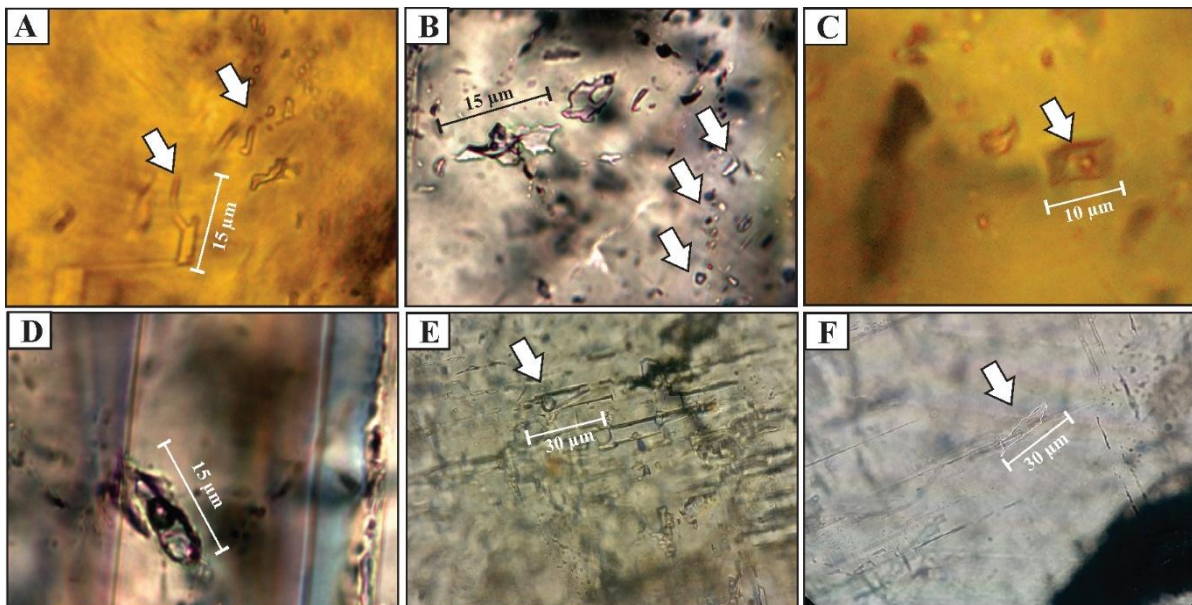


Figura 6.8. **A)** Inclusiones fluidas monofásicas tipo Tipo I_A en calcita I y con morfologías irregulares asociadas a fenómenos de fuga de fluido ([Roedder, 1984](#)). **B)** Inclusiones incoloras de origen secundario

TI_A alineadas según los planos de clivaje de calcita. **C)** IF Tipo II_A de forma euhedral y relación líquido:vapor ~ 90:10. **D y E)** IF Tipo II_A de forma subhedral y fase vapor con relieve moderado. **E)** IF Tipo II_A de forma subhedral y fase vapor con relieve bajo.

3- Tipo II_A. Inclusiones fluidas primarias, que suelen estar hospedadas en cavidades con formas de cristales negativos (formas romboédricas; Fig. 6.8 C) y anhedrales a subhedral (Fig. 6.8 B, C), el tamaño de las inclusiones varía entre 8 y 30 μm. En estas inclusiones de dos fases, la burbuja es incolora, de bajo a moderado relieve, ocupa el 5-20 % del volumen de la inclusión y muestra en ocasiones movimiento browniano (Fig. 6.8 B, C, D, E, F). La fase líquida es incolora. Ninguna de las fases emitió fluorescencia bajo luz UV. Durante los ensayos de congelamiento la burbuja desapareció y la inclusión se volvió oscura; en numerosas ocasiones se observó fuga de líquido. Durante la recuperación del congelamiento la burbuja no reapareció o reapareció con mayor tamaño; en algunos casos la burbuja retornó ocupando todo el volumen de la inclusión. Debido a estos fenómenos de fuga y decrepitación no fue posible obtener la temperatura de fusión final del sólido formado durante el congelamiento y sólo fue posible obtener 1 dato de T_{ff.} de -12,5 °C, que indica salinidades de ~ 16,4 % en peso eq. a NaCl Las inclusiones fluidas homogeneizaron a fase líquida a temperaturas comprendidas entre 165,8° y 208,3° C (Fig. 6.9 A). En algunos casos la recuperación luego de los ensayos no fue reversible.

4- Tipo II_B. Inclusiones fluidas bifásicas de origen secundario, se presentan alineadas cortando los planos cristalográficos del mineral (macla y clivaje) y tamaños que varían entre 5 y 25 μm. La fase fluida es incolora. La burbuja tiene relieve moderado a alto y sus volúmenes ocupan entre el 20 y 5%, con un promedio ≤10% de

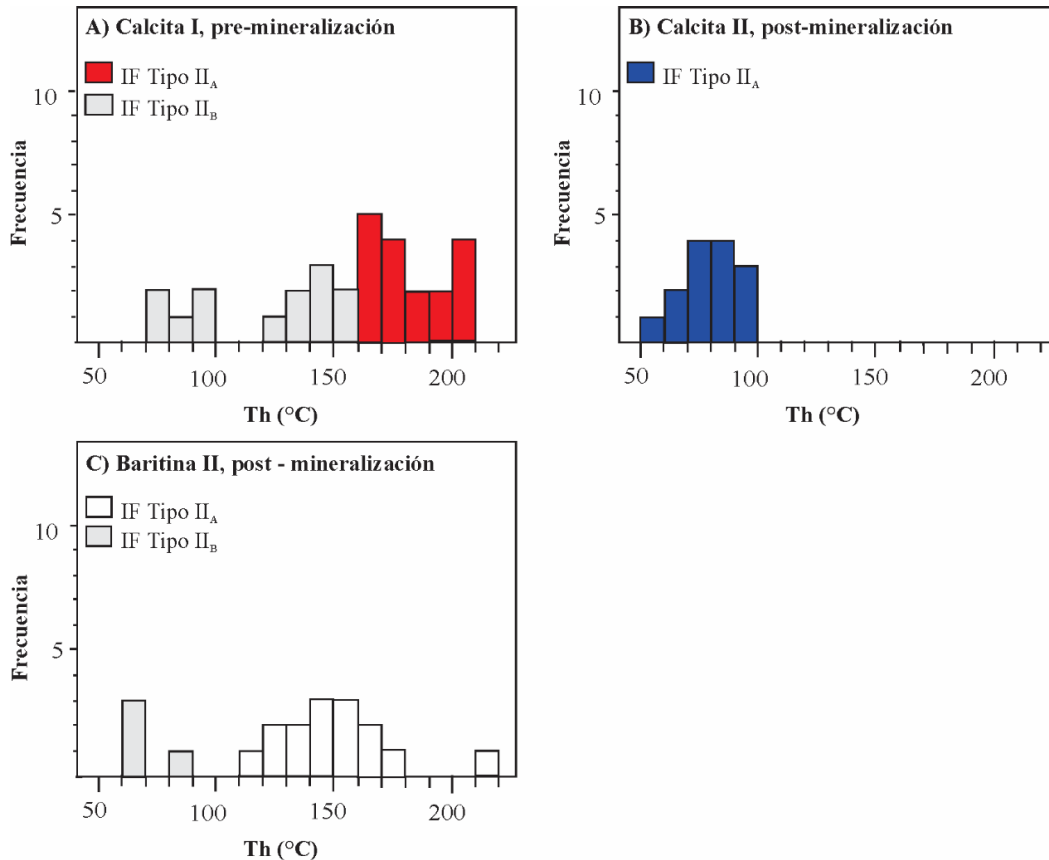


Figura 6.9. Temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas hospedadas en **A)** calcita I, **B)** calcita II y **C)** baritina II.

la cavidad. Ninguna de las fases emitió fluorescencia bajo luz UV. Durante los ensayos de congelamiento, a causa del tamaño de las inclusiones, la turbidez y birrefringencia del carbonato, no fue posible obtener datos confiables de Tff. Se registraron dos poblaciones de temperaturas de homogeneización: 1- temperaturas de 123°-154°C y 2- un rango de temperaturas de 70°-95° C (Fig. 6. 9A). La recuperación efectuada en los ensayos no siempre fue reversible.

6.3.2.2 Calcita II - Episodio post-mineralización

Se analizaron IF en calcita II del estadio 5 que rellena venas y brechas hidrotermales (Fig. 6.1). La calcita tiene un aspecto límpido y más diáfano que calcita I (capítulo 4). Las impurezas son poco frecuentes y presentan distribución heterogénea.

Se reconocieron 2 asociaciones de inclusiones fluidas que de acuerdo al número de fases se clasificaron en monofásicas (Tipo I) y bifásicas (Tipo II).

- Tipo TIA. Inclusiones fluidas primarias monofásicas líquidas, anhedrales, generadas durante el crecimiento del cristal, entrampadas en caras cristalinas o en los planos de clivaje. Sus tamaños no superan los 6 μm (Fig. 6.10).

- Tipo TIIA. Inclusiones fluidas primarias o pseudo-secundarias, bifásicas, compuestas por una fase líquida incolora y una fase vapor incolora, de relieve bajo a moderado y movimiento browniano frecuente, que representa el 5-15% del volumen de la inclusión. Se observaron morfologías anhedral (Fig. 6.10 A), subhedral (Fig. 6.10 B, C, y D) y en ocasiones euhedral (Fig. 6.10 E). Sus tamaños varían entre 8 y 35 μm ; ninguna de las dos fases emitió fluorescencia bajo luz UV. Son comunes los fenómenos de estrangulamiento (Fig. 6.10 D, E). Durante los ensayos de congelamiento se pudo observar la Tff comprendida entre $-2,5^\circ$ y $0,1^\circ\text{C}$ ($n = 2$; Tabla 6.10), que corresponde a un fluidos con una salinidad de 4,2 a 0 % en peso eq. a NaCl. (Goldstein y Reynolds 1994).

Estas inclusiones homogeneizaron a fase líquida a temperaturas comprendidas entre 58° y 95°C (Fig. 6.9 B). Sólo dos ensayos dieron temperaturas de homogeneización anómalas (169° y 340°C) que se atribuyen a una posible pérdida de fluidos durante los ensayos y no fueron tenidas en cuenta en la interpretación de los resultados.

6.3.2.3 Baritina II- Episodio post-mineralización

Se analizaron IF en cristales prismáticos de baritina II de $\sim 0,5\text{ cm}$ asociados calcedonia colofome (Chy II) del estadio 5 (Fig. 6.1), ambos rellenan las venas y brechas hidrotermales. Al microscopio tiene un aspecto diáfano, con escasas impurezas

e inclusiones fluidas. Las asociaciones de inclusiones fluidas que se reconocieron en una muestra del nivel superior e describen a continuación:

- Tipo I_A. Inclusiones fluidas monofásicas de origen primario o pseudo-secundario, con formas anhedral a subhedral y tamaños que varían entre 2 y 50 μm . El líquido es incoloro y no emitió fluorescencia bajo rayos UV.

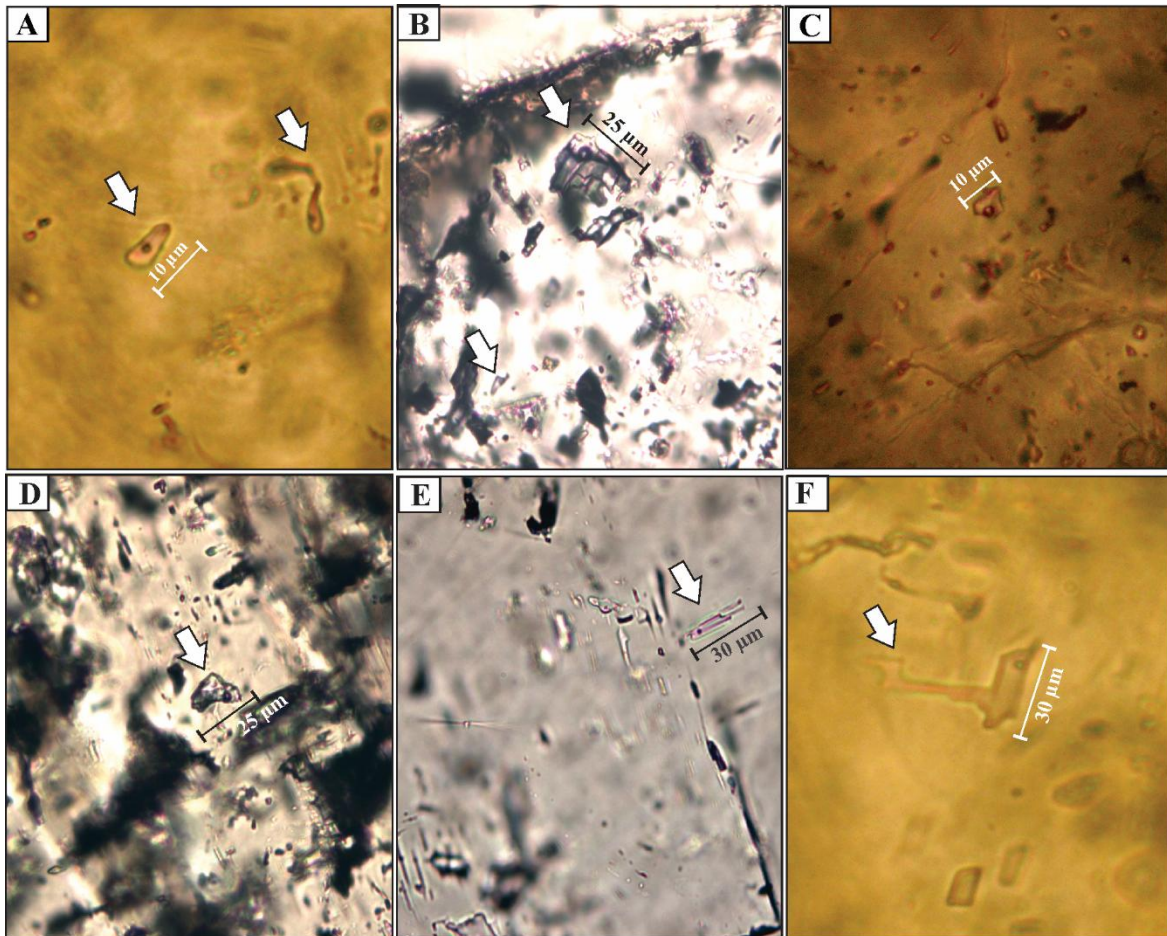


Figura 6.10. Inclusiones fluidas bifásicas en calcita II. A) Inclusión TII con morfología anhedral. B, C y D) Inclusiones TIIA de forma subhedral. E) Inclusiones fluidas TIIA euhedrales. F) Inclusiones TIIA con fenómenos de estrangulamiento.

- Tipo II_A. Inclusiones fluidas bifásicas de origen primario, compuestas por una fase líquida incolora y una fase vapor incolora con alto relieve que representa el 5 al 50 % del volumen de la inclusión (Fig. 6.11 A, B, C, D, E). Las formas varían de subhedral (Figs. 6.11 B, C) a euhedral y sus tamaños son de 5 a 50 μm (Fig. 6.11 A, B, C, D, E). Estas inclusiones homogeneizaron a fase líquida a temperaturas comprendidas entre

111° y 169°C (Fig. 6.9 C). Un dato anómalo corresponde a una inclusión con una relación líquido:burbuja de 60:40 que homogeneizó a los 226 °C.

- Tipo II_B. Inclusiones fluidas bifásicas de origen secundario que se disponen en alineaciones que cortan planos de clivaje de baritina II. Están compuestas por una fase líquida incolora y una fase vapor con alto relieve que representa el 5 al 50 % del volumen de la inclusión. Las formas varían de subhedral a anhedral y sus tamaños entre 5 y 25µm (Figs. 6.11 F y G). Las temperaturas de homogeneización a fase líquida mediadas en estas IF varían entre 62 y 88 °C (Fig. 6.9 C).

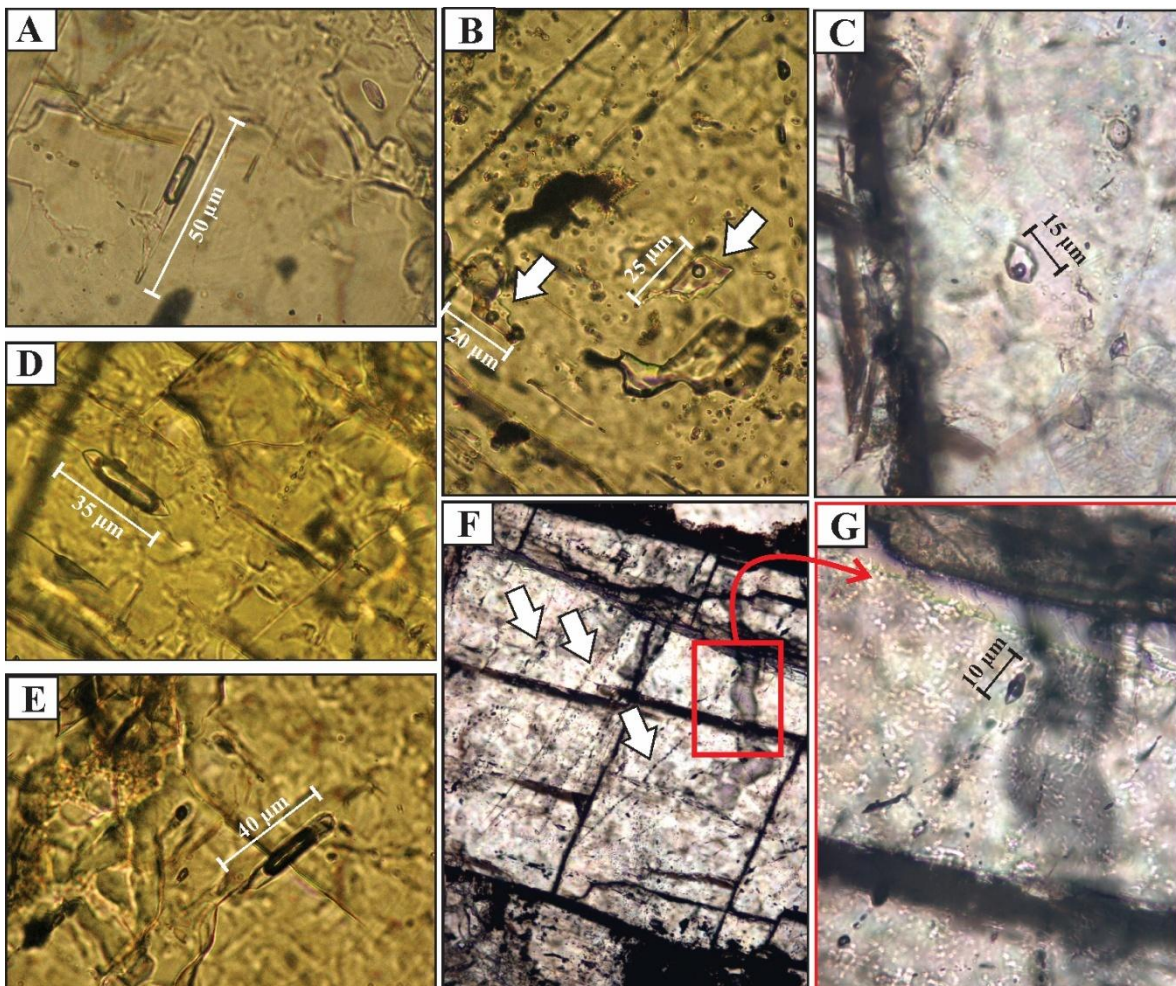


Figura 6.11. Microfotografías de las IF bifásicas hospedadas en baritina II. **A-E)** Inclusiones bifásicas incoloras tipo II_A primarias. **F y G)** Inclusiones tipo II_B bifásicas de origen secundario.

6.4 DISCUSIÓN

6.4.1 Fuentes del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y origen de calcita I y II. Evolución isotópica del fluido

En calcita I, los $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ (Fig. 6.2 A, B) son similares a los valores isotópicos de calizas continentales precipitadas de aguas dulces durante el período Jurásico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} \sim -3,6\text{‰}$; Keith y Weber, 1964). Además, los valores $\delta^{13}\text{C}$ de calcita I están dentro del rango de composiciones isotópicas del C de las calizas de la Formación Cañadón Asfalto ($\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}} \sim -7,1$ a $3,6\text{‰}$; Cagnoni et al., 2010). Sin embargo, el fluido en equilibrio con calcita I $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ (-3,58 a -2,3‰ sugiere fuentes con afinidades magmáticas ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ magmático: -7 a -4‰; Javoy et al., 1982), con tendencia hacia valores más positivos, indicando interacción fluido/roca. La similitud en las composiciones isotópicas entre calcita I (con fuente de carbono magmática) y las calizas de la Formación Cañadón Asfalto supone una fuente común de carbono. Considerando que la actividad volcánica fue coetánea con la sedimentación en este sistema lacustre, no debería descartarse el aporte del CO_2 magmático como una posible fuente adicional de C para la formación de las calizas.

La salinidad (16,4 % en peso eq. a NaCl) y las temperaturas (Th: 166° a 208°C) obtenidas en las IF alojadas en calcita I están dentro de los rangos de temperaturas y salinidades determinados en depósitos epitermales de sulfuración intermedia (Bodnar et al., 2014), donde los fluidos hidrotermales resultan de la mezcla de fluidos magmáticos y meteóricos (Albinson et al., 2001; Einaudi et al., 2003; Sillitoe y Hedenquist, 2003). Los fluidos que formaron calcita I tienen composiciones isotópicas ($\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 8,1 y 10,5‰) que sugieren un origen hidrotermal (Hedenquist y Lowenstern, 1994).

La coexistencia de inclusiones fluidas ricas en vapor y ricas en líquido no se identificó en calcita I. Sin embargo, evidencias directas e indirectas analizadas en el capítulo 4 indican la ebullición episódica del fluido hidrotermal y la precipitación de calcita I a partir de este fluido inicial. El análisis isotópico del O en calcita I procedente de muestras tomadas a distintas profundidades (Tabla 6.2), sugiere un leve incremento en la composición isotópica del oxígeno con la disminución de la profundidad (Fig. 6.2 C). Esta tendencia podría ser el resultado de la concentración gradual del ^{16}O en la fase vapor y del ^{18}O en el fluido residual del cual precipitó calcita I durante la ebullición del fluido hidrotermal en un sistema abierto (*open-system boiling*; Cooke et al., 2011)

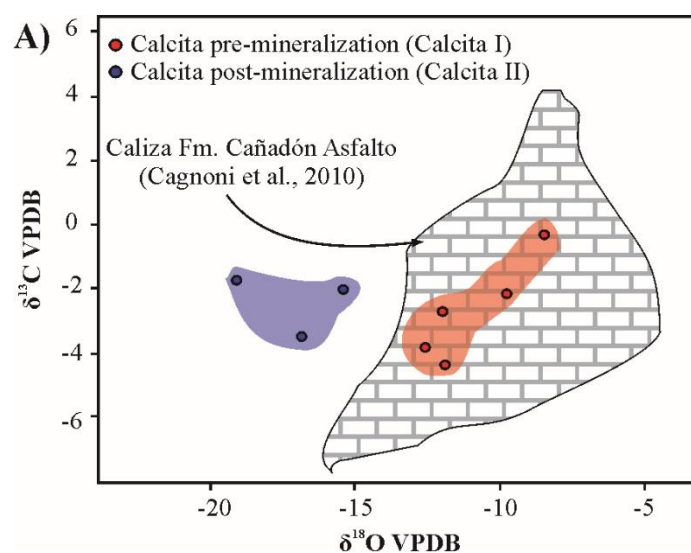


Figura 6.12.A) Valores $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las 2 generaciones de calcita analizadas y de las calizas de la Formación Cañadón Asfalto (Cagnoni et al., 2010).

Calcita II presenta valores $\delta^{13}\text{C}$ (-3,5 a -1,7‰) similares a calcita I (-4,4 a -0,3‰) y a los valores determinados en las calizas de la Formación Cañadón Asfalto (-7,1 a 3,6‰; Cagnoni et al., 2010; Fig. 6.12 A). Las salinidades (4,1-0 % en peso eq. a NaCl) y las temperaturas de homogenización (95°- 58°C) de las IF primarias hospedadas en calcita II son inferiores a las determinadas para calcita I. Las IF primarias de calcita II tienen las mismas características y homogeneizaron a similares

temperaturas (97°-58°C) que una población de IF secundarias hospedadas en calcita I (95°-70°C; IF TII_B) y una población de IF secundarias hospedadas en baritina II (85°-62°; IF TII_B) (Fig. 6.9; Tabla 6.10), lo cual sugiere que el fluido a partir del cual precipitó calcita II fue entrampado en los minerales previos (calcita I y baritina), como inclusiones fluidas de origen secundario.

En el capítulo 5 se analizó el rol de las aguas ricas CO₂ calentadas por vapor en la generación de los halos de filosilicatos en las volcanitas y sedimentitas de Loma Galena y en la precipitación de calcita II durante el colapso del sistema hidrotermal. Estas aguas calentadas por vapor tienen bajas salinidades, temperaturas menores que los fluidos hidrotermales clorados de los cuales derivan y sus valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ son similares a las aguas meteóricas locales (Hedenquist y Stewart, 1985; Simmons et al., 2000). En Chubut, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ para las aguas meteóricas jurásicas varían entre -6,2 y -5,2‰ (Cravero et al., 1991), rango similar a la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ -8,8 a -6,2‰) del fluido en equilibrio con calcita II. El origen de calcita tardía en algunos depósitos epitermales de la región patagónica también ha sido atribuido a las aguas bicarbonatadas calentadas por vapor (p. ej. Distrito Cerro Negro, Permuy Vidal, 2014).

La composición isotópica $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ del fluido en equilibrio con calcita II es más liviana ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -9,2 a -7,4‰) que la calculada para calcita I y que el $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ magmático (-7 a -4‰; Javoy et al., 1982). En un ambiente lacustre como el de Navidad, varias fuentes pudieron aportar carbono, entre ellas, la descomposición de la materia orgánica por procesos biológicos que produce CO₂(aq) y HCO₃ isotópicamente más livianos, de hasta $\delta^{13}\text{C} \sim -25\text{‰}$ (Ohmoto y Goldhaber, 1997). Por lo tanto, la mezcla del CO₂ magmático con una fuente extra de carbono aportada por el nivel sedimentario pudo generar el aligeramiento isotópico del $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ en calcita II.

Los valores $\delta^{18}\text{O}$ de calcita II son más pesados en las muestras más profundas (Fig. 6.2 C). En sistemas geotermales actuales, el enfriamiento de los fluidos hidrotermales genera un incremento en el fraccionamiento fluido-calcita y precipitan carbonatos con composiciones isotópicas cada vez más livianas (Gonfiantini et al., 1968; Kele et al., 2008; Brogi et al., 2016). En el caso de calcita II, que es un proceso inverso, al aumentar la temperatura de los fluidos con la profundidad precipitó calcita con $\delta^{18}\text{O}$ más pesados.

El enfriamiento progresivo ($\text{Th en calcita I} > \text{Th en baritina II} > \text{Th en calcita II}$; Fig. 6.9 A, B, C) y la disminución de la salinidad de los fluidos (desde 16,4 a 0 % en peso eq. a NaCl) sumado al aligeramiento del $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ registrado desde calcita I (8 a 11,6‰), calcedonia (-0,2 a 2‰) a calcita II (-8,8 a -6,2‰) sugieren: a) fluidos hidrotermales salinos, de pH neutro y de mayor temperatura dominantes en el primer estadio de formación de las venas-brechas, b) aguas ricas en CO_2 calentadas por vapor dominantes en las últimas etapas del sistema hidrotermal y c) la mezcla de ambos fluidos.

6.4.2 Fuente del azufre

En Loma Galena existe una notable variación en las composiciones isotópicas del azufre en los sulfuros de los 3 niveles mineralizados que sugieren más de una fuente de azufre.

En el nivel inferior, las generaciones de sulfuros formados durante el episodio 2 (galena y piritita) presentan $\delta^{34}\text{S}$ que varían entre 1,2 y 8,3‰ (Fig. 6.3). Los sulfuros analizados del nivel medio y superior formados en el estadio 2, revelan composiciones isotópicas negativas y positivas más extremas de $\delta^{34}\text{S}$ -15,4 a 6,1‰ y $\delta^{34}\text{S}$ -11,4 a

12,9‰, respectivamente. Estos valores son diferentes a las composiciones $\delta^{34}\text{S}$ homogéneas de los sulfuros de la mayoría de los depósitos epitermales de sulfuración intermedia, que indican similares condiciones físico-químicas durante la formación de la mineralización (Camprubí y Albinson, 2006; Seal, 2006; Baumgartner et al., 2008; Jovic, 2009; Permuy Vidal et al., 2016).

Las composiciones isotópicas de pirita II-marcasita ($\delta^{34}\text{S}$ -15,4 a 5,8‰) y de las generaciones de galena ($\delta^{34}\text{S}$ -3,7 a 8,3‰) no son típicas de los valores $\delta^{34}\text{S}$ en sulfuros de origen magmático (-2 a 3; Ohomoto, 1986) y sugieren una fuente alternativa de azufre. Las evaporitas del nivel sedimentario superior fueron una posible fuente de azufre. Los estudios paleoambientales realizados por Cabaleri et al. (2010) muestran numerosos intervalos de tiempo en los cuales la cuenca se comportó como un sistema lacustre marginal, cuya evidencia es la presencia de niveles de anhidrita en los depósitos lacustres y palustres de la Formación Cañadón Asfalto. La yacencia de los niveles de celestina con yeso-anhidrita intercalados en las sedimentitas del distrito Navidad, sugieren un origen sedimentario para estas capas (capítulo 3). Por lo tanto, la composición $\delta^{34}\text{S}$ de celestina (35,3‰) se considera representativa de las composiciones isotópicas de los niveles evaporíticos en la cuenca Cañadón Asfalto.

El fraccionamiento asociado a la reducción del sulfato por procesos biogénicos (BSR; $1000\ln\alpha_{\text{SO}_4\text{-H}_2\text{S}}$) varía entre -4 y -71 ‰ (Goldhaber y Kaplan 1975; Canfield y Teske, 1996); estos valores exceden las fracciones cinéticas de los ambientes abiológicos o “reducción termoquímica” ($\Delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4\text{-sulfuros}}$ -10‰ a -20‰; Machel et al., 1995). El grado de fraccionamiento en BSR depende del tipo de ambiente en donde se producen estos procesos. En un sistema abierto, BSR genera fraccionamientos $\Delta^{34}\text{S} > -20\%$ (Machel, 2001) y los sulfuros resultantes tienen valores isotópicos del S dentro

de una moda bien definida. En un sistema cerrado, con suministro de sulfato limitado, la BSR genera un enriquecimiento en ^{34}S continuo en el reservorio de sulfato y los sulfuros resultantes tienen un amplio rango de $\delta^{34}\text{S}$ (Seal, 2006).

Actualmente se conoce la importancia del rol de los microorganismos en la génesis de algunos depósitos minerales, en especial aquéllos formados a bajas temperaturas (Konhauser et al., 2002; Sauthman y Sanders, 2005, Decrée et al., 2008; Xue et al., 2015, Tornos et al., 2017). Los microorganismos sulfato-reductores son activos solo en ambientes sin oxígeno libre (anóxicos) que suelen encontrarse debajo de la interface agua-sedimento y/o en cuerpos de agua con poca circulación. Muchas especies de micro-organismos sulfato reductores pueden sobrevivir en un rango de temperatura que abarca los desde 0° hasta los 121°C , pero son más activos por debajo de los 80°C (Machel et al., 1995; Stetter et al., 1990; Kashefi y Lovley, 2003). En general, soportarán una gama de salinidades de agua muy amplia (desde soluciones muy diluidas hasta la saturación de halita; Postgate, 1984; Canfield, 2001).

Teniendo en cuenta estas consideraciones, las rocas sedimentarias lacustres ricas en materia orgánica (donante de electrones) del nivel superior constituyeron un ambiente anóxico y relativamente frío, favorable para la reducción biogénica del sulfato procedente de las evaporitas intercaladas en la secuencia. En el nivel superior, el fraccionamiento isotópico entre los sulfuros ($\delta^{34}\text{S}$ -11,4 a 12,9‰) y el sulfato sedimentario (celestina $\delta^{34}\text{S}$ 35,3‰) es de 46,7 a 22,4‰. En el nivel medio, los valores $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfuros ($\delta^{34}\text{S}$ -15,4 a 6,1‰) indican fraccionamientos variables (50,7 a 29,2‰). En ambos niveles, el fraccionamiento se encuentra dentro del rango establecido para BRS en un sistema cerrado.

Las bajas temperaturas (<100°C) requeridas para BSR discrepan con las temperaturas obtenidas a partir de las composiciones isotópicas del par esfalerita-galena (156,8° C) y de las inclusiones fluidas hospedadas en baritina post-mineralización del nivel superior (111°-169° C). Esta discrepancia puede ser conciliada hipotetizando la afluencia episódica de los fluidos hidrotermales salinos portadores de metales a este ambiente más superficial y su mezcla con aguas reducidas ricas en H₂S biogénico.

Estas aguas ricas en H₂S biogénico, pudieron descender a través de los conductos permeables (fallas) hasta el nivel medio e inferior, mezclarse con los fluidos hidrotermales salinos, oxidados y precipitar los sulfuros en las venas y brechas de estos niveles. En el nivel inferior, las firmas isotópicas, cercanas y levemente mayores a las firmas hidrotermales (-2 a 3; [Ohmoto, 1986](#)) indican un predominio de azufre de origen magmático.

Los resultados isotópicos obtenidos en los sulfuros de cobre (calcopirita, bornita, covellina) del estadio 3 ($\delta^{34}\text{S}$ -7,4 a 4,9 ‰) procedentes de los niveles inferior y medio, son similares a los resultados obtenidos para los sulfuros de metales del episodio 2 sin-mineralización. Dos posibles fuentes de azufre se consideran para los sulfuros y sulfosales de Cu-Fe precipitados durante el estadio 3: a) composiciones isotópicas heredadas de los sulfuros formados en el episodio 2 (pirita-marcasita y galena) a los cuales reemplazan, tal como fue documentado en otros depósitos polimetálicos ([Decrée et al., 2008](#)) y b) fuentes del azufre hidrotermal y sedimentario descritos para el episodio 2.

Los microbios sulfato-reductores metabolizan más rápidamente el isótopo ³²S y en términos relativos enriquecen en ³⁴S a los fluidos tardíos del sistema. Es por ello que

se produce un incremento del $\delta^{34}\text{S}$ del sulfato acuoso residual durante los procesos de reducción biogénica (Ohmoto y Lasaga 1982; Seal, 2006). De acuerdo a estos procesos, en Loma Galena la precipitación de sulfuros por BSR habría generado un enriquecimiento en $\delta^{34}\text{S}$ del sulfato acuoso residual, del cual precipitó baritina II con firmas isotópicas pesadas ($\delta^{34}\text{S}$ 15,69‰ a 21,97‰) en el episodio post-mineralización. Una explicación alternativa para la precipitación de baritina es la mezcla de las aguas que tenían H_2S y Ba con el fluido salino que tenía sulfato en solución. Dado que baritina es un mineral altamente insoluble, la coexistencia de Ba y sulfato en solución produce la precipitación inmediata de dicho mineral (Hanor, 2000).

Resumiendo, los datos isotópicos sugieren que en Loma Galena hubo fuentes mixtas de azufre: una derivada de la reducción biogénica de los sulfatos de las evaporitas y un azufre hidrotermal. La filiación hidrotermal pudo obedecer a un aporte directo de fluidos de origen magmático, al resultado del re-equilibrio de las soluciones hidrotermales al atravesar la secuencia volcánica y el basamento de la Cuenca Cañadón Asfalto, o bien a una combinación de ambos procesos (Ohmoto y Goldhaber, 1997).

6.4.3 Fuente del estroncio

Los isótopos de estroncio han sido utilizados para inferir la fuente de los fluidos mineralizantes en distintos tipos de depósitos metálicos vinculados genéticamente a sistemas hidrotermales (Canals y Cardellach, 1993; Rainbow et al., 2005; Jemmali et al., 2013; Moussa et al., 2017). Los isótopos de Sr reflejan las composiciones de las rocas que actuaron como fuente, a partir de las cuales el Sr fue movilizado. Debido a la baja relación Rb/Sr en calcita, celestina y baritina, las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas en estos minerales indican la composición isotópica de las soluciones hidrotermales de las

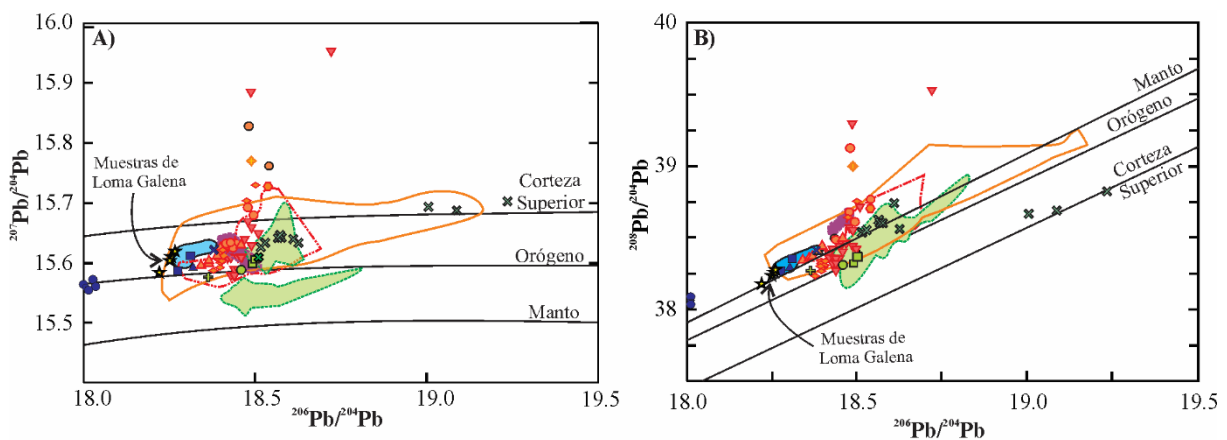
cuales precipitaron (Bouabdellah et al., 2014). En consecuencia, la fuente de Sr se puede determinar directamente comparando las relaciones isotópicas de Sr de los minerales analizados con las composiciones isotópicas de las rocas que se infiere constituyen potenciales fuentes de estroncio.

En el depósito Loma Galena, las fuentes potenciales del Sr son las rocas volcánicas (UVA, UVB, UVC) del distrito Navidad, las calizas de la Formación Cañadón Asfalto y los granitoides del basamento permo-triásico (capítulo 3). Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinadas para calcita I, calcita II y baritina hidrotermales y para las calizas y evaporitas lacustres son similares a las composiciones isotópicas de las unidades volcánicas (Fig. 6.6). Estas últimas se formaron a partir de la mezcla de los magmas jurásicos procedentes del manto litosférico con rocas de la corteza superior (capítulo 3). Teniendo en cuenta que la sedimentación y el vulcanismo fueron coetáneos en la cuenca lacustre del depocentro Navidad, podría considerarse que el Sr de los minerales hidrotermales y de las sedimentitas proviene de una misma fuente común con las rocas volcánicas.

6.4.4 Fuente del plomo

La figura 6.13 muestra los datos isotópicos del Pb de los sulfuros analizados en Loma Galena, de las rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto que hospedan la mineralización y los datos isotópicos publicados en la literatura de los sulfuros y de las rocas de caja en los depósitos epitermales y polimetálicos jurásicos de la Patagonia (Parada et al., 1997; Shalamuk et al., 1997; Moreira, 2005; Dejonghe et al., 2002; Lopez, et al., 2006; Wallier, 2009; Jovic et al., 2011).

Los sulfuros analizados muestran un estrecho rango de composiciones isotópicas de Pb, con relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ similares a las de las rocas hospedantes (formaciones Cañadón Asfalto y Lonco Trapial), pero ligeramente inferiores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 6.13 A, B). Esta similitud entre las relaciones isotópicas de la Formación Cañadón Asfalto y los sulfuros en Loma Galena, sugiere que el Pb podría haber derivado en ambos casos de una misma fuente o bien que los fluidos hidrotermales extrajeron el Pb de las rocas volcánicas que hospedan la mineralización.



LEYENDA

Depósitos Epitermales		Rocas volcánicas de la Provincia Chon Aike	
✖ El Faldeo	■ La Ilusión	■ Fms. El Quemado - Lago La Plata - Ibañez	Región Andina (V3:157 - 153 Ma)
✚ Huemules	● Arroyo Las Mentas	■ Fm. Chon Aike	
✚ Arroyo Verde	▲ Cerro Negro	■ Fm. Bajo Pobre	Macizo del Deseado (V2:172 - 162 Ma)
	● El Pinguino		
	● La Josefina		Macizo Norpatagónico (V1:188 - 178 Ma)
	● La Sarita		
	● Cerro Vanguardia		
	▼ Manantial Espejo		
★ Navidad	■ Fm. Cañadón Asfalto (Distrito Navidad, este trabajo)		
● Mina Ángela	■ Fm. Lonco Trapial		
✖ Cañadón Bagual			
■ Calafate			
▲ Santa Máxima			

Figura 6.13. A) Diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y B) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que muestran las relaciones isotópicas de las principales formaciones de rocas volcánicas del Jurásico y de los depósitos epitermales asociados en la Patagonia. Los datos de la formación de Lonco Trapial son de Dejonghe et al. (2002). Los datos isotópicos de las rocas volcánicas de las Formaciones Bajo Pobre y ChonAike son de Moreira (2005), López et al. (2006), Jovic(2009) y Wallier (2009). Los datos isotópicos de las Formaciones El Quemado, Ibañez y Lago La Plata son de Dejonghe et al. (2002), Parada et al. (1997) y Echaurren et al.(2017). Los datos de los depósitos epitermales ubicados en el Macizo del Deseado son de Schalamuk et al.(1999), Moreira (2005), López et al. (2006) y Jovic (2009). Los datos de

los depósitos epitermales del Macizo Norpatagónico son de [Dejonghe et al. \(2002\)](#) y los datos procedentes de la región andina son de [Parada et al. \(1997\)](#) y [Dejonghe et al. \(2002\)](#).

Los sulfuros de Loma Galena tienen valores isotópicos de Pb similares a los sulfuros de otros depósitos epitermales ubicados en el Macizo Norpatagónico (Calafate, Santa Máxima y Cañadón Bagual). A escala del Macizo Norpatagónico se observa un aumento de la relación $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de norte a sur (Mina Ángela, $\sim 42^\circ$ S, Navidad $\sim 42,4^\circ$ S, Calafate-Santa Máxima-Cañadón Bagual $\sim 43,5^\circ$ S). Depósitos de la misma región (Macizo Norpatagónico, Macizo del Deseado y Región Andina) y hospedados en rocas del mismo episodio volcánico (V1, V2 o V3, [Pankhurst et al., 2000](#)) tienen composiciones isotópicas de Pb similares ([Fig. 6.13](#)). El depósito Mina Ángela está alojado en rocas volcánicas de la Formación Taquetrén ([Dejonghe et al., 2002](#)), equivalente en composición y en edad a la Formación Lonco Trapial y tiene las relaciones de Pb más bajas de este grupo de depósitos que han sido atribuidas a la interacción de los fluidos hidrotermales con rocas del basamento precámbrico ([Dejonghe et al., 2002](#)).

En el Macizo del Deseado, las relaciones de Pb en las formaciones Chon Aike y Bajo Pobre, que fueron extruidas durante el episodio V2, definen un patrón elongado que corta a las curvas del orógeno y de la corteza superior, por lo que la fuente del Pb podría obedecer a una mezcla compuesta por material de la corteza superior y en menor proporción material del manto o de la corteza inferior ([Zartman y Doe, 1981](#)). Los sulfuros de los depósitos epitermales del Macizo del Deseado tienen composiciones isotópicas de Pb similares a las rocas volcánicas que los hospedan con un *trend* oblicuo entre las curvas correspondientes al orógeno y a la corteza superior, indicando una fuente de Pb heterogénea. Algunos depósitos tienen afinidades con una fuente del orógeno (p.ej. Cerro Negro, [López et al., 2006](#); El Pingüino, [Jovic et al., 2011](#)), mientras

que otros depósitos indican una actividad hidrotermal convectiva generalizada que lixivió Pb y probablemente otros metales como Au y Ag de la corteza continental superior (p.ej. Manantial Espejo, Wallier, 2009; La Josefina, Schalamuk et al., 1997; Moreira, 2005; Cerro Negro, Lopez et al., 2006).

Los sulfuros y rocas hospedantes en los depósitos localizados en la Cordillera Andina y hospedados en rocas volcánicas del episodio volcánico V3, se caracterizan por presentar las mayores relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y reflejan mayor contribución de corteza superior en los magmas y fluidos mineralizantes.

Las composiciones isotópicas del Pb de los sulfuros vinculados a las mineralizaciones epitermales en la Patagonia aumentan progresivamente desde el noreste hacia el suroeste (desde los episodios volcánicos V1 a V3), reflejando variaciones en las fuentes de Pb durante la migración del vulcanismo jurásico.

6.4.5 Comparación con otros depósitos de Patagonia y del mundo

En el Macizo Norpatagónico, las temperaturas de homogeneización medidas en inclusiones fluidas (Th) hospedadas en cuarzo y esfalerita de los depósitos polimetálicos están dentro del rango 100°-300°C, con los mayores valores en Mina Ángela (~298° C, Dejonghe et al., 2002; 230–390° C, Bengochea et al., 1984) y Cañadón Bagual (~343° C, Dejonghe et al., 2002). En el depósito El Calafate se obtuvieron Th en baritina <50° C, similares a las Th obtenidas en calcita II de Loma Galena, y su origen fue atribuido a fases tardías del episodio hidrotermal (Dejonghe et al., 2002). Las salinidades de los fluidos hidrotermales en estos depósitos son más bajas (<10,4 % en peso eq. a NaCl; Dejonghe et al., 2002) que las determinadas para los fluidos hidrotermales en Loma Galena.

En el Macizo del Deseado, los depósitos epitermales de sulfuración baja a intermedia presentan composiciones isotópicas de los fluidos que indican mezcla entre fluidos meteóricos y magmáticos. Por ejemplo, en Cerro Negro adularia ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} -2.8$ y 0.8‰), clorita-esmectita ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} -2.6$ a -3.9‰ y $\delta\text{D}_{\text{fluido}} -55$ a -59.2‰) tienen composiciones isotópicas que indican mezcla de fluidos meteóricos y magmáticos, y clorita-esmectita ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} 7.9$ a -8.8‰ y $\delta\text{D}_{\text{fluido}} -56.4$ a 64.8‰) y calcita (-6 a -8.5‰ $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$) tardías reflejan fluidos más diluidos por aguas meteóricas y descenso de aguas bicarbonatadas en los estadios finales del sistema (Permy Vidal et al., 2016). En el depósito El Pingüino, el $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ en equilibrio con cuarzo de las vetas varía entre $-3,10\text{‰}$ y $3,68\text{‰}$ (Jovic, 2009) y como en Mina Marta (cuarzo y adularia: $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} -8.1\text{‰}$ a -2.7‰ , Páez et al., 2016) indican mezcla de aguas meteóricas y fluidos magmáticos. Todos los depósitos tienen firmas isotópicas de azufre $\sim 0\text{‰}$ que indican una fuente del S magmática (Jovic et al., 2011; Páez; 2012; Moreira y Fernandez, 2015; Permy Vidal et al., 2016). También en Loma Galena se ha comprobado la mezcla de fluidos, pero con la participación de aguas reducidas y con H_2S derivado de sulfatos sedimentarios, de allí las diferencias en la fuente del S entre los depósitos del Macizo del Deseado y Loma Galena. Además, las salinidades de los fluidos hidrotermales en Loma Galena son más elevadas que las salinidades de los fluidos en estos depósitos (p. ej. 0,53 y 3,55 % en peso eq. a NaCl en Mina Marta, Paez et al., 2016; <3 % en peso eq. a NaCl en Cerro Negro, Permy Vidal et al., 2016), incluyendo El Pingüino (2–9 % en peso eq. a NaCl Jovic et al., 2011). Los fluidos con mayores temperaturas se registraron en el depósito El Pingüino (255 a 327°C; Jovic et al., 2011).

En el depósito La Patricia (Zn + Pb + Ag), el enfriamiento progresivo de los fluidos hidrotermales fue el principal mecanismo de precipitación de metales, si bien

no se descarta la mezcla de fluidos en las primeras etapas del sistema (Chinchilla et al., 2016). Los estudios microtermométricos indican fluidos hidrotermales tempranos reducidos, de pH neutro, salinidades de 2-22 % en peso eq. a NaCl y temperaturas de 205°C. Los sulfuros de metales base y minerales de Ag precipitaron luego a partir de fluidos con salinidades más bajas (1-9 % en peso eq. a NaCl) y temperaturas de ~250°C a ~140°C, condiciones similares a las descritas en Loma Galena.

En los depósitos de sulfuración baja e intermedia de México, los valores $\delta^{34}\text{S}$ más extremos (entre 0 y -10 ‰) y que más se asemejan a los obtenidos en los sulfuros de Loma Galena corresponden a los depósitos Guanajuato (Gross, 1975), Fresnillo (Ruvalcaba-Ruiz y Thompson, 1988), Temascaltepec (González-Partida, 1981; Camprubí et al., 2001) y Real de Ángeles (Pearson et al., 1988) hospedados en rocas sedimentarias. En los depósitos hospedados en rocas ígneas, como Velardeña, los valores $\delta^{34}\text{S}$ en los sulfuros son magmáticos (~0 ‰; Camprubí y Albinson, 2006). En Fresnillo, Ag, Pb y Zn fueron transportados como complejos clorados y precipitaron de fluidos con temperaturas (215°C y 170°C) similares a las determinadas en Loma Galena, pero con salinidades menores (~5 % en peso eq. a NaCl). Otra característica de este depósito similar a Loma Galena es la calcita tardía precipitada de aguas carbonatadas descendentes durante los hiatos del hidrotermalismo ascendente (Simmons, 1991).

6.5 CONCLUSIONES

De acuerdo a los datos isotópicos y microtermométricos obtenidos, los fluidos a partir de los cuales precipitó calcita I en el depósito Loma Galena tenían salinidades elevadas (~16,4% en peso eq. a NaCl), 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 un origen

magmático. Las texturas y asociaciones minerales descritas en el capítulo 4, sugieren que calcita I precipitó durante la ebullición de estos fluidos.

Calcedonia ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ -0,2 a 2‰), baritina II (Th: 169°-111°C), calcita II ($\delta^{13}\text{C}$ -3,5 a -1,7‰; Th 95°-58°C; 0-4% en peso eq. a NaCl) precipitaron luego de calcita I, por la mezcla del fluido hidrotermal con aguas ricas en CO_2 calentadas por vapor. Las firmas isotópicas del fluido en equilibrio con calcita II indican que estas aguas eran meteóricas ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$: -8,8 a -6,2) y contenían fuentes mixtas de CO_2 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -9,2 a -7,4‰), magmática y aporte de CO_2 de la descomposición de la materia orgánica alojada en los sedimentos.

Las firmas isotópicas del azufre $\delta^{34}\text{S}$ en los sulfuros de los niveles inferior ($\delta^{34}\text{S}$ 1,2 a 8,3 ‰), medio ($\delta^{34}\text{S}$ -15,4 a 6,1) y superior ($\delta^{34}\text{S}$ -11,4 a 12,9‰), los sulfuros de Cu-Ag del segundo episodio ($\delta^{34}\text{S}$ -7,4 a 4,9) y los fraccionamientos isotópicos calculados en los niveles medio y superior (nivel medio $\Delta_{\text{celestina-sulfuros}} \sim 50,7$ a 29,2‰; nivel superior $\Delta_{\text{celestina-sulfuros}} \sim 46,7$ a 22,4‰), indican 2 fuentes posibles para el azufre de los sulfuros en Loma Galena: uno sedimentario, derivado de la reducción biogénica del sulfato (procedentes de los niveles evaporíticos) y otra de origen hidrotermal.

Las relaciones isotópicas del Pb de los sulfuros de Loma son similares a las relaciones isotópicas determinadas en las volcanitas que hospedan el depósito. El Pb proviene de una fuente mixta de dos reservorios de Pb, con aportes de manto y de corteza. En el Macizo Norpatagónico se reconoce un leve aumento en las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de norte a sur. Las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las rocas volcánicas y de los sulfuros de los depósitos epitermales en Patagonia aumentan desde el evento volcánico V1, V2 al V3 de la Provincia Magmática Chon Aike, reflejando

variaciones en la fuente de Pb radiogénico a medida que el volcanismo fue migrando hacia el margen Proto Pacífico de Gondwana.

Los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en baritina, calcita I y calcita II de origen hidrotermal y de calcita y celestina de origen sedimentario indican que el Sr de los minerales hidrotermales y de las sedimentitas proviene de una misma fuente común con las rocas volcánicas.

6.6 REFERENCIAS

- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D., Chomiak, B.A. 2001. Control on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: constraints from fluid inclusion and stable isotope data: Society of Economic Geologists. Publicación Especial, 8, 1-32.
- Baumgartner, R., Fontboté, L., y Vennemann, T. 2008. Mineral zoning and geochemistry of epithermal polymetallic Zn-Pb-Ag-Cu-Bi mineralization at Cerro de Pasco, Peru. *Economic Geology*. 103(3), 493-537.
- Bengochea, A. L., Mas, G. R., Maiza, P. J., Varela, M. E. 1984. Petrografía y termometría de las inclusiones fluidas de la veta plátifera W, Mina Ángela, provincia de Chubut. En: IX Congreso Geológico Argentino. SC de Bariloche, Actas 7, pp 430-442.
- Bodnar, R. J., Lecumberri-Sanchez, P., Moncada, D., Steele-MacInnis, M. 2014. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Treatise on Geochemistry*, Segunda Edición. Elsevier, Oxford, 119-142.
- Bouabdellah, M., Castorina, F., Bodnar, R. J., Banks, D., Jébrak, M., Prochaska, W., Hoernle, K. 2014. Petroleum migration, fluid mixing, and halokinesis as the main ore-forming processes at the peridiapiric Jbel Tirremi fluorite-barite hydrothermal deposit, northeastern Morocco. *Economic Geology*. 109(5), 1223-1256.
- Burrus, R. C. 1981- Hydrocarbon fluid inclusions in studies on sedimentary diagenesis, *en* Hollister, L. S. y Crawford, M. L., eds., *Short Course handbook*, v. 6, Fluid inclusions: applications to petrology: Mineralogical Association of Canadá, 138-154.
- Brogi, A., Alçiçek, M. C., Yalçiner, C. Ç., Capezzuoli, E., Liotta, D., Meccheri, M., Büyüksaraç, A. 2016. Hydrothermal fluids circulation and travertine deposition in an active tectonic setting: Insights from the Kamara geothermal area (western Anatolia, Turkey). *Tectonophysics*. 680, 211-232.

- Cabaleri, N., Volkheimer, W., Armella, C., Gallego, O., Silva Nieto, D., Páez, M., 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.
- Cagnoni, M., Cabaleri, N., Armella, C., Panarello, H., Volkheimer, W., 2010, Stable isotope characterization of a saline paleolake of the Cañadón Asfalto Formation (Middle-Upper Jurassic), Cañadón Carrizal, Cerro Cóndor, Chubut province, Argentina, VII SSAGI South American Symposium on Isotope Geology, Brasília.
- Camprubí, A., y Albinson, T. 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 58(1), 27-81.
- Canals, A., y Cardellach, E. 1993. Strontium and sulphur isotope geochemistry of low-temperature barite-fluorite veins of the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain): a fluid mixing model and age constraints. *Chemical Geology*. 104(1-4), 269-280.
- Canfield, D. E. 2001. Biogeochemistry of sulfur isotopes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 43(1), 607-636.
- Canfield, D. E. y Teske, A. 1996. Late Proterozoic rise in atmospheric oxygen concentration inferred from phylogenetic and sulfur-isotope studies. *Nature*. (382), p.127-132.
- Chinchilla, D., Ortega, L., Piña, R., Merinero, R., Moncada, D., Bodnar, R. J., Lunar, R. 2016. The Patricia Zn-Pb-Ag epithermal ore deposit: An uncommon type of mineralization in northeastern Chile. *Ore Geology Reviews*. 73, 104-126.
- Coleman, M. L. y Moore, M. P., 1978. Direct reduction of sulfate to sulphur dioxide for isotopic analysis. *Analytical Chemistry*. 50, 1594-1595.
- Cooke, D. R., Deyell, C. L., Waters, P. J., Gonzales, R. I., Zaw, K. 2011. Evidence for magmatic-hydrothermal fluids and ore-forming processes in epithermal and porphyry deposits of the Baguio district, Philippines. *Economic Geology*. 106(8) 1399-1424.
- Craig H. 1957. Isotopic standards and isotopic correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide: *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 12, 133-149.
- Cravero, F., Domínguez, E., Murray, H., 1991. Valores $\delta^{18}\text{O}$ en caolinitas indicadoras de un clima templado- húmedo para el Jurásico superior-Cretácico inferior de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 46 (1-2), 20-25.
- Decrée, S., Marignac, C., De Putter, T., Deloule, E., Liégeois, J. P., Demaiffe, D. 2008. Pb-Zn mineralization in a Miocene regional extensional context: the case of the Sidi Driss and the Douahria ore deposits (Nefza mining district, northern Tunisia). *Ore Geology Reviews*. 34(3) 285-303.

- Dejonghe, L., Darras, B., Hughes, G., Muchez, P., Scoates, J. S., y Weis, D. 2002. Isotopic and fluid-inclusion constraints on the formation of polymetallic vein deposits in the central Argentinian Patagonia. *Mineralium Deposita*. 37(2), 158-172.
- Echaurren, A., Oliveros, V., Folguera, A., Ibarra, F., Creixell, C., Friedrich, L., 2017. Andean tectonomagmatic stages in north Patagonia: insights from field and geochemical data. *Journal of the Geological Society*.
- 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: Society of Economic Geologists. *Publicación Especial*, 10, 285-313.
- Fowler, A. D., y L'Heureux, I. 1996. Self-organized banded sphalerite and branching galena in the Pine Point ore deposit, Northwest Territories. *The Canadian Mineralogist*. 34(6), 1211-1222.
- Goldhaber, M. B., y Kaplan, I. R. 1975. Apparent dissociation constants of hydrogen sulfide in chloride solutions. *Marine Chemistry*. 3(2) 83-104.
- Goldstein y Reynolds. 1994. *Systematics of Fluid Inclusions in Diagenetic Minerals*, SEPM Short Course 31: Society of Sedimentary Geology.
- Gonfiantini, R., Panichi, C., Tongiorgi, E. 1968. Isotopic disequilibrium in travertine deposition. *Earth and Planetary Science Letters*. 5, 55-58.
- González-Partida, E. 1981. La province filonienne Au-Ag de Taxco-Guanajuato (México): Lorraine, Francia, Institut National Polytechnique de Lorraine, Tesis de doctorado inédita, 234 pp.
- Gross, W. H. 1975. New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico. *Economic Geology*. 70(7), 1175-1189.
- Hanor, J. S. 2000. Barite-celestine geochemistry and environments of formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 40(1), 193-275.
- Hedenquist, J. W., y Stewart, M. K. 1985. Natural CO₂-rich steam-heated waters at Broadlands, New Zealand: Their chemistry, distribution and corrosive nature. En *Proceedings Geothermal Resources Council Annual Meeting, Transactions*, 9, 245-250.
- Hedenquist, J. W., y Lowenstern, J. B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*. 370(6490), 519-527.
- Javoy, M., Pineau, F., y Allègre, C. J. 1982. Carbon geodynamic cycle. *Nature*. 300(5888), 171-173.
- Jemmali, N., Souissi, F., Carranza, E. J. M., Vennemann, T. W. 2013. Sulfur and lead isotopes of Guern Halfaya and Bou Grine deposits (Domes zone, northern Tunisia): Implications for sources of metals and timing of mineralization. *Ore Geology Reviews*. 54, 17-28.

- Jovic, S. M. 2009. Geología y Metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad de La Plata, Argentina. 267 pp
- Jovic, S. M., Guido, D. M., Schalamuk, I. B., Ríos, F. J., Tassinari, C. C., y Recio, C. 2011. Pingüino In-bearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: characteristics of mineralization and ore-forming fluids. *Mineralium Deposita*. 46(3), 257-271.
- Kashefi, K., y Lovley, D. R. 2003. Extending the upper temperature limit for life. *Science*. 301 (5635), 934-934.
- Keith, M. L., y Weber, J. N. 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 28(10), 1787-1816.
- Kele, S., Demény, A., Siklósy, Z., Németh, T., Tóth, M., Kovács, M. B. 2008. Chemical and stable isotope composition of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: Depositional facies and non-equilibrium fractionation. *Sedimentary Geology*. 211(3), 53-72.
- Kelley, S. P. y Fallick, A. E. 1990. High precision spatially resolved analysis of $\delta^{34}\text{S}$ in sulphides using a laser extraction technique: *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 54, 883-888.
- Kim, S. T., y O'Neil, J. R. 1997. Equilibrium and non-equilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 61(16), 3461-3475.
- Konhauser, K. O., Hamade, T., Raiswell, R., Morris, R. C., Ferris, F. G., Southam, G., Canfield, D. E. 2002. Could bacteria have formed the Precambrian banded iron formations?. *Geology*. 30(12), 1079-1082.
- Leybourne, M. I., Cameron, E. M., Reich, M., Palacios, C., Faure, K., Johannesson, K. H. 2013. Stable isotopic composition of soil calcite (O, C) and gypsum (S) overlying Cu deposits in the Atacama Desert, Chile: Implications for mineral exploration, salt sources, and paleoenvironmental reconstruction. *Applied geochemistry*. 29, 55-72.
- Lopez, R., Tassinari, C., Guido, D., Schalamuk, I., Babinski, M. 2006. Metals and fluid source using Pb isotopes in Eureka-La Mariana Jurassic epithermal deposit, Northwestern Deseado Massif, Argentinean Patagonia. In 5 Simposio Sudamericano de Geología Isotópica (SSAGI).
- Machel, H. G., Krouse, H. R., Sassen, R. 1995. Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Applied geochemistry*. 10, 373-389
- Machel, H. G. 2001. Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings—old and new insights. *Sedimentary Geology*. 140 (1), 143-175.

- McCrea, J. M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*. 18(6), 849-857.
- Moreira, P., 2005. Geología y Metalogénesis del Prospecto La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad de La Plata, Argentina. 360 pp.
- Moreira, P., y Fernández, R. R. 2015. La Josefina Au-Ag deposit (Patagonia, Argentina): a Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment. *Ore Geology Reviews*. 67, 297-313.
- Moussa, N., Rouxel, O., Grassineau, N. V., Ponzevera, E., Nonnotte, P., Fouquet, Y., Le Gall, B. 2017. Sulfur and strontium isotopic study of epithermal mineralization: A case study from the SE Afar Rift, Djibouti. *Ore Geology Reviews*, 81, 358-368.
- Ohmoto, H., y Rye, R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon, en Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2da edición: New York, Wiley, 491–559 pp.
- Ohmoto, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 16(1), 491-559.
- Ohmoto, H., y Lasaga, A. C. 1982. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 46(10), 1727-1745.
- Ohmoto, H., y Goldhaber, M. B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (Barnes, HL, ed.), 517-611.
- 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.
- Parada, M. A., Palacios, C., Lahsen, A. 1997. Jurassic extensional tectono-magmatism and associated mineralization of the El Faldeo polymetallic district, Chilean Patagonia: geochemical and isotopic evidence of crustal contribution. *Mineralium Deposita*. 32(6), 547-554.
- Páez, G. N. 2012. Génesis del yacimiento de metales preciosos Mina Martha, sector sudoccidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata. La Plata, Argentina. 241 pp.
- Páez, G.N., Ruiz R., Guido, D.M. Ríos, F.J., Subias, I., Recio, C., Schalamuk, I.B., 2016. High-grade ore shoots at the Martha epithermal vein system, Deseado Massif, Argentina: The interplay of tectonic, hydrothermal and supergene processes in ore genesis. *Ore Geology Reviews*. 72, 546-561.
- Pearson, M.F., Clark, K.F., Porter, E.W., 1988, Mineralogy, fluid characteristics, and silver distribution at Real de Ángeles, Zacatecas, Mexico: *Economic Geology*. 83, 1737-1759.

- Permuy Vidal, C., Guido, D. M., Jovic, S. M., Bodnar, R. J., Moncada, D., Melgarejo, J. C., Hames, W. 2016. The Marianas-San Marcos vein system: characteristics of a shallow low sulfidation epithermal Au–Ag deposit in the Cerro Negro district, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. *Mineralium Deposita*. 51(6), 725-748.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., Poitrasson, F. 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta*. 298, 209–217.
- Postgate, J. R. 1984. *The Sulfate-Reducing Bacteria*, 2nd ed.
- Rainbow, A., Clark, A. H., Kyser, T. K., Gaboury, F., Hodgson, C. J. 2005. The Pierina epithermal Au–Ag deposit, Ancash, Peru: paragenetic relationships, alunite textures, and stable-isotope geochemistry. *Chemical Geology*. 215(1), 235-252.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., Herve, 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.
- Robinson, B. W. y Kusakabe, M. 1975. Quantitative preparation of SO₂ for ³⁴S/³²S analyses from sulfides by combustion with cuprous oxide: *Analytical Chemistry*. 47, 1179-1181.
- Roedder, E. 1967. Fluid inclusions as samples of ore fluids, en Barnes, H. L., ed., *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*: New York, 515-574.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions: *Reviews in Mineralogy*. 12, 644.
- Roedder, E., y Bodnar, R. J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 8, 263.
- Ruvalcaba-Ruiz, D.C., Thompson, T.B. 1988. Ore deposits at the Fresnillo mine, Zacatecas, Mexico: *Economic Geology*. 83, 1583-1596.
- Rye, R. O., y Ohmoto, H. 1974. Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: a review. *Economic Geology*. 69(6), 826-842.
- Southam, G., y Saunders, J. A. 2005. The geomicrobiology of ore deposits. *Economic Geology*. 100(6), 1067-1084.
- Schalamuk, I., Zubia, M., Gennini, A., Fernández, R.R. 1997. Jurassic epithermal Au–Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews*. 12, 173–186.
- Seal, R. R. 2006. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals. *Reviews in mineralogy and geochemistry*. 61(1), 633-677.
- Sillitoe, R. H., y Hedenquist, J. W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Special Publication-Society of Economic Geologists*. 10, 315-343.

- Simmons, S. F. 1991. Hydrologic implications of alteration and fluid inclusion studies in the Fresnillo District, Mexico; evidence for a brine reservoir and a descending water table during the formation of hydrothermal Ag-Pb-Zn orebodies. *Economic Geology*. 86(8), 1579-1601.
- 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. F., White, N. C., John, D. A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology 100th anniversary volume*. 29, 485-522.
- Stetter, K.O., Fiala, G., Huber, G., Huber, R., Seegerer, A. 1990. Hyper thermos philic microorganisms. *FEMS Microbiology Letters*.. 75, 117–124.
- Todt, W., Cliff, R.A., Hanser, A., Hofmann, A.W. 1996. Evaluation of a ^{202}Pb – ^{205}Pb double spike for high-precision lead isotope analysis, in Basu, A., Hart, S., (Eds) *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. *Geophys. Monogr.* 95, American Geophys. Union, Washington, 429–437 pp.
- Tornos, F., Velasco, F., Slack, J. F., Delgado, A., Gomez-Miguel, N., Escobar, J. M., Gomez, C. 2017. The high-grade Las Cruces copper deposit, Spain: a product of secondary enrichment in an evolving basin. *Mineralium Deposita*. 52(1), 1-34.
- Wagner, T., Boyce, A. J. y Fallick, A.E. 2002. Laser combustion analysis of $\delta^{34}\text{S}$ of sulfosalt minerals: determination of the fractionation systematic and some crystal-chemical considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 66, 2855-2863.
- Wallier, S., 2009. The geology and evolution of the Manantial Espejo epithermal silver (-gold) deposit, Deseado Massif, Argentina. Tesis Doctoral. University of British Columbia, Vancouver, Canada, 402 pp.
- Xue, C., Chi, G., y Fayek, M. 2015. Micro-textures and in situ sulfur isotopic analysis of spheroidal and zonal sulfides in the giant Jinding Zn–Pb deposit, Yunnan, China: Implications for biogenic processes. *Journal of Asian Earth Sciences*. 103, 288-304.
- Zheng, Y. F. 1999. Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulfate minerals. *Geochemical Journal*. 33(2), 109-126.
- Zartman, R. E., y Doe, B. R. 1981. Plumbotectonics—the model. *Tectonophysics*. 75(1), 135-162.

Tabla 6.1. Composiciones isotópicas del O en calcedonia y cuarzo. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ están expresados en ‰.

Mineral	Nivel Mineralizado	Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad (m)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-VSMOW}}$
Calcedonia II	Inferior	S51000	NV10-1414	LG270	103,4	16,2	-0,2
				LG268	133,9	18,4	2
Calcedonia II	Inferior	S50850	NV10-1211	LG222	56,5	17,6	1,2
Cuarzo	Inferior	S51230	NV10-1242	LG290	168	12,4	-4

Tabla 6.2. Composición isotópica de calcita I y II. Los valores $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ están expresados en ‰.

Mineral	Nivel Mineralizado	Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad (m)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido-VSMOW}}$
Calcita I	Medio	51042	NV10-1225	LG-277a	40,8	-2,2	-9,8	20,8	9,5
				LG-109	55	-4,4	-11,9	18,6	8,3
	Medio	51000	NV04-22	LG-113	64	-2,7	-12,0	18,5	8
				LG-112	71	-0,3	-8,5	22,1	11,6
Inferior	51000	NV10-1414	LG-270	103,4	-3,8	-12,6	17,9	7,4	
Calcita II	Inferior	51042	NV10-1225	LG-281b	74,1	-1,7	-19,1	11,2	-8,8
		51230	NV10-1242	LG-290	168	-2,0	-15,4	15,0	-6,2
		51000	NV10-1414	LG-270	103,4	-3,5	-16,8	13,5	-7,7

Tabla 6.3. Composiciones isotópicas de S en sulfatos y sulfuros del nivel inferior.

Nivel Mineralizado	Mineral	Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad	$d^{34}\text{S}_{\text{VCDT}} (\text{‰})$	Método				
Inferior	Galena I	S51042	NV06-281	LG-61	139	5,1	In situ				
	Galena II	S51042	NV06-281	LG-61	139	8,3	In situ				
						7,4					
	Galena	S51042	NV06-277	LG-93	161,7	6,7	Convencional				
						S50950		NV10-1242	LG-290	168	4,8
						S51042		NV06-279	LG-160	110	3,3
	Pirita II	S51042	NV06-281	LG-61	139	5,8	In situ				
						5,8					
	Pirita III	S51042	NV06-281	LG-61	139	4,1	In situ				
						4,0					
		S51000	NV10-1414	LG-266	90	2,8					
						2,8					
	Calcopirita	S51000	NV10-1414	LG-270	103,4	-0,9	Convencional				
S51230		NV10-1242	LG-290	168	4,0						
Baritina II	S51000	NV10-1414	LG-268	133,9	16,0	Convencional					
	S50850	NV10-1211	LG-221	42	19,7						

Tabla 6.4. Composiciones isotópicas de S en sulfatos y sulfuros del nivel medio.

Nivel Mineralizado	Mineral	Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad	$\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ (‰)	Método
Medio	Galena I	S51000	NV10-1414	LG-257a	52,2	0,5 1,8	In situ
	Galena II	S51042	NV06-281	LG-55	90,4	3,9	In situ
	Galena	S51000	NV04-22	LG-110	43	-0,4	Convencional
			NV04-22	LG-109	55	-2,7	
			NV04-22	LG-108	43,5	-3,7	
		NV10-1396	LG-312	48	4,5		
		NV10-1396	LG-312	48	3,6		
	S51042	NV06-281	LG-54	88,3	5,5		
		NV06-281	LG-43	96,2	3,3		
	Pirita II	S51000	NV10-1414	LG 257a	52,2	-5,6	In situ
						-5,8	
		S51042	NV06-281	LG 55	90,4	-9,5	
						-11,6	
						-8,5	
						-13,4	
						-10,9	
						-13,5	
						-15,4	
						-14,3	
	-15,2						
-14,3							
-15,1							
Marcasita	S51042	NV06-281	LG -55	90,4	-9,5	In situ	
Pirita III	S51000	NV10-1414	LG 257a	52,2	1,8	In situ	
Pirita	S51000	NV10-1396	LG-312	48	1,0	Convencional	
		NV04-22	LG108	43	-4,3		
		NV04-22	LG109	55	3,9		
		NV10-1414	LG257a	52,2	-5,5		
		NV10-1396	LG312	48	-5,1		
	NV04-22	LG113	64	6,1			
	S51042	NV06-281	LG54	88,3	-2,5		
NV06-281	LG43	96,2	-2,3				
Esfalerita	S51000	NV10-1414	LG -257a	52,2	-5,4	In situ	
	S51042	NV06-281	LG -55	90,4	-12,1		
Covelina	S51000	NV04-22	LG-113	64	3,2	Convencional	
Bornita		NV04-22	LG-113	64	4,9	Convencional	
Calcopirita	S51000	NV10-1414	LG-257a	52,2	-7,4	Convencional	
Calcopirita		NV04-22	LG-110	54,9	4,1	Convencional	

Tabla 6.5. Composiciones isotópicas de S en sulfuros y sulfatos del nivel superior.

Nivel Mineralizado	Mineral	Sección	Sondaje	Muestra	Profundidad (m)	$d^{34}S_{V-CDT}$ (‰)	Método
Superior	Esfalerita	S51000	NV04-22	LG106b	38,5	-7,0	In situ
	Pirita I	S51000	NV04-22	LG106b	38,5	-11,4	In situ
				LG105	32,2	-6,9	
	Pirita III	S51000	NV04-22	LG105	32,2	3,8	In situ
						3,5	
	Galena	S51000	NV04-22	LG106a	38,5	-11	Convencional
		S50850	NV10-1424	LG444	19,3	-4,3	
		Horst Chenque	Superficie	LG502	-	-9,6	
	Galena I	S51000	NV04-22	LG106b	38,5	-5,7	In situ
			NV10-1396	LG310	38,1	12,9	Convencional
Baritina II	S50800	NV10-1219	LG211	25	18,0	Convencional	
	S50850	NV10-1424	LG444	19,3	15,7		
	Horst Chenque	Superficie	LG500	-	22,0		
			LG502	-	20,2		

Tabla 6.6. Composición isotópica de S de los niveles de celestina en las evaporitas.

Muestra	Mineral	Latitud	Longitud	Elevación (m.s.n.m)	$d^{34}S_{V-CDT}$ (‰)	Método
LG-503	Celestina	2515372	5304037	1131	35,3	Convencional

Tabla 6.7. Composiciones isotópicas de Sr en caliza sin mineralización y celestina.

Muestra	Mineral	Sección	Sondaje	Nivel Mineralizado	Profundidad (m)	$^{87}Sr/^{86}Sr$
LG-249	Calizas sin mineralización	51000	NV10-1414	Superior	20	0,70667
LG-503	Celestina		Superficie	Superior	Superficie	0,70663

Tabla 6.8. Composiciones isotópicas de Sr en calcita y baritina de origen hidrotermal.

Muestra	Mineral	Sección	Sondaje	Nivel Mineralizado	Profundidad (m)	$^{87}Sr/^{86}Sr$	
LG-211	Baritina	50800	NV10-1219	Superior	25	0,70667	
LG-500			Superficie	Superior		0,70667	
LG-16	Calcita I	50900	NV10-1216	Superior	19,5	0,70658	
LG-257			51000	NV10-1414	Medio	52,5	0,70663
LG-262			51000	NV10-1414	Inferior	72,6	0,70647
LG-190			51042	NV10-1401	Inferior	149	0,70669
LG-264	Calcita II	51000	NV10-1414	Inferior	77,8	0,70659	
LG-93A			51042	NV06-277	Inferior	161,7	0,70675

Tabla 6.9. Composiciones isotópicas del Pb de los sulfuros de Loma Galena.

Muestra	Nivel Mineralizado	Mineral	Sección	Sondaje	Profundidad (m)	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$
LG-160	Medio	Galena	51042	NV06-279	110,5	18,251	15,606	38,237
LG-54		Galena	51042	NV06-281	89,6	18,262	15,616	38,260
LG-25		Pirita	51042	NV10-1204	49,5	18,222	15,584	38,178
LG-113		Pirita	51000	NV04-22	64,2	18,256	15,609	38,246

Tabla 6.10. IF en calcita I y II y en baritina II del Depósito de Loma Galena. anh.: anhedral, pseudo: pseudosecundaria, SE: sin ensayar, sub.: subhedral.

Mineral	Nº fases	Abv	Origen	Forma inclusión	Tamaño (micrones)	Tipo de fases	Color	Tff (°C)	Salinidad NaCl eq.	Th (°C)	
Calcita I	1	I _A	Primario-pseudo	Anh-euhedral	2 - 100	L	Incolora	-	-	-	
		I _B	Secundario	Anh-subhedral	2 - 8	L	Incolora	-	-	-	
	2	II _A	Primario	Anh-euhedral	8 - 30	L V	5 - 20%	Incolora	-12,5° (n=1)	16,43	166° - 208° (n=17)
		II _B	Secundario	Anh-subhedral	5 - 25	L V	5 - 20%	Incolora	-	-	70° - 95° y 123° - 154° (n=13)
Calcita II	1	I _A	Primario	Anh-subhedral	<6	L	Incolora	-	-	-	
	2	II _A	Primario	Anh-euhedral	8 - 35	L V	5-15%	Incolora	-2,5° a 0° (n=2)	0 a 4,18	58° y 95° (n=14)
Baritina II	1	I _A	Primario	Anh-euhedral	2 - 50	L	Incolora	-	-	-	
	2	II _A	Primario	Sub -euhedral	5 - 50	L V	5 - 50%	Incolora	-	-	111° y 169° (n=14)
	2	II _B	Secundario	Anh-subhedral	2 - 50	L V	5 - 50%	Incolora	-	-	62 y 88 °C (n=4)



CAPÍTULO 7

MODELO METALOGENÉTICO DEL DEPÓSITO

7.1 PETROGÉNESIS DE LAS VOLCANITAS DE LA FORMACIÓN CAÑADÓN ASFALTO EN EL DISTRITO NAVIDAD

En el distrito Navidad, las rocas volcánicas que hospedan la mineralización polimetálica son unidades coherentes y autoclásticas de composición máfica a intermedia que se intercalan con las sedimentitas lacustres. Volcanitas y sedimentitas corresponden a la Formación Cañadón Asfalto y forman parte de Provincia Magmática Chon Aike (Pankhurts et al., 2000). Las volcanitas fueron agrupadas en tres unidades en base a sus relaciones estratigráficas y características litológicas: Unidad Volcánica A (UVA), Unidad Volcánica B (UVB) y Unidad Volcánica C (UVC). La presencia de hialoclastitas y peperitas señalan interacción de lavas con agua y/o sedimentos no consolidados saturados en agua, mientras que los importantes niveles autobrechados indican condiciones de emplazamiento subaéreo durante el relleno del depocentro Navidad.

Estas rocas presentan firmas geoquímicas características de arcos volcánicos: Rb, Ba y Th, están enriquecidos respecto a los elementos HFS. Muestran un enriquecimiento en los elementos de las tierras raras livianos (LREE) y están empobrecidas en Y-Ti. Los xenocristales de cuarzo y de circón, estos últimos con edades U/Pb de 281,3 Ma, 246,5, 218,1 y 201,3 Ma, y los enclaves máficos son rasgos comunes en las coladas volcánicas. Estas características y las composiciones isotópicas de Sr iniciales ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(t)}$ 0,70417 a 0,70659) y Nd ($\epsilon\text{Nd}_{(t)}$: -5,3 a -3.2) sugieren contribuciones de componentes corticales en los magmas jurásicos. Los isótopos de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18,270-18,379; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15,613-15,625 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38,266-8,430) indican fuentes mixtas del Pb, con contribuciones del manto y de la corteza. Las características de arco se interpretan como heredadas a partir de procesos de contaminación cortical durante el ascenso de los magmas jurásicos.

Las edades U-Pb obtenidas en cristales de circón indican que estas rocas se formaron durante el Jurásico Medio ($173,9 \pm 1,9$ Ma y $170,8 \pm 3,0$ Ma). Por lo tanto, en el distrito Navidad, las rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto fueron extruidas con posterioridad al episodio V1 de la Provincia Magmática Chon Aike (Jurásico Temprano) registrado en el Macizo Norpatagónico y se superponen en el tiempo con las primeras erupciones del episodio V2 en el Macizo del Deseado. Estas edades coinciden con un período de inactividad plutónica al suroeste del supercontinente Gondwana y el desarrollo en el antepaís de cuencas continentales como la cuenca Cañadón Asfalto.

7.2 GÉNESIS DE LA MINERALIZACIÓN POLIMETÁLICA EN EL DEPÓSITO LOMA GALENA

Una conjunción de varios factores incide en la formación de un yacimiento de clase mundial. En el caso del depocentro Navidad (cuenca Cañadón Asfalto), en el Jurásico Medio la actividad volcánica fue contemporánea con la sedimentación lacustre en un *rift* continental activo y en continua expansión. En este ambiente alternaron períodos húmedos y cálidos, favorables para la depositación de sedimentos y materia orgánica, y períodos de desecación en los que se formaron niveles de evaporitas. La interacción entre tectónica, volcanismo y sedimentación fue propicia para el desarrollo de un sistema hidrotermal somero y la interacción de fluidos hidrotermales con aguas meteóricas modificadas alojadas en la secuencia sedimentaria.

Las fallas NO y NE que separan los bloques del *rift* en el depósito Loma Galena (Fig. 7.1 A), habrían sido los canales de ascenso de los fluidos hidrotermales. La mineralización está en venas y brechas hidrotermales de alto ángulo de buzamiento en las unidades volcánicas frágiles, próximas a las paredes de las fallas, y diseminada en la secuencia sedimentaria que sobreyace a las volcanitas (Fig. 7.1 B). No obstante, la

mayor concentración de sulfuros masivos se formó en las litologías permeables (facies volcanita autobrechada y brechas caóticas de falla) en el contacto volcanitas-sedimentitas superiores (Fig. 7.1B).

Dos episodios mineralizantes contribuyeron con la dotación final de metales del depósito (6410,8 t de Ag con ley media de 124 g/t; 997,130 t de Pb y ley media de 18,9 kg/t). El primero y más importante introdujo (Fe)-Ag-Pb-Zn (pirita-marcasita-galena-esfalerita) en todos los niveles a través de fluidos canalizados por las fallas ubicadas entre los *horsts* Chenque y Galena (Fig. 7.1 B). El episodio subsecuente introdujo Cu con Ag a través de fluidos de circulación más acotada procedentes del norte y canalizados por la falla Sauzal, que reemplazaron algunos sulfuros previos y formaron calcopirita, bornita, tennantita-tetraedrita, covellina-digenita (Fig. 7.1 C). Las sedimentitas del nivel superior presentan anomalías altas de Zn y menos Pb, no contienen Cu y solo registran anomalías de Ag locales en un nivel de areniscas tobáceas. La Ag está contenida en la mayoría de los sulfuros y sulfosales analizados. Los valores de Ag más altos están en pirita-marcasita (7,5% en peso) y en algunas bandas de las esferulitas de pirita-marcasita reemplazadas por Cu (38,8% en peso Ag).

Calcita I (pre-mineralización) que rellena las venas y brechas precipitó a temperaturas (Th) <208°C de un fluido hidrotermal ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ 7,4‰ a 11,6 ‰) en ebullición, salino (~ 16,4% en peso eq. a NaCl) que contenía CO₂ de filiación magmática ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -6,4 a -2,3‰) (Fig. 7.1A). La inyección de este fluido fue muy cercana en tiempo a la depositación de los sulfuros y el hecho de que los iones cloruros actúan como buenos ligandos para transportar Ag, Pb y Zn, permiten considerarlo el precursor de la mineralización.

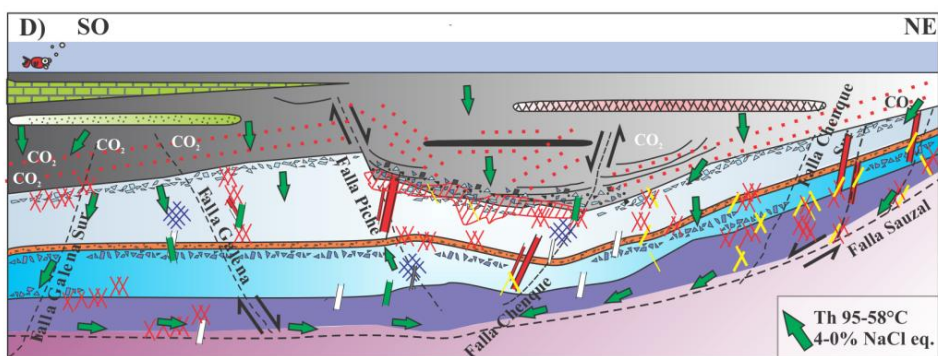
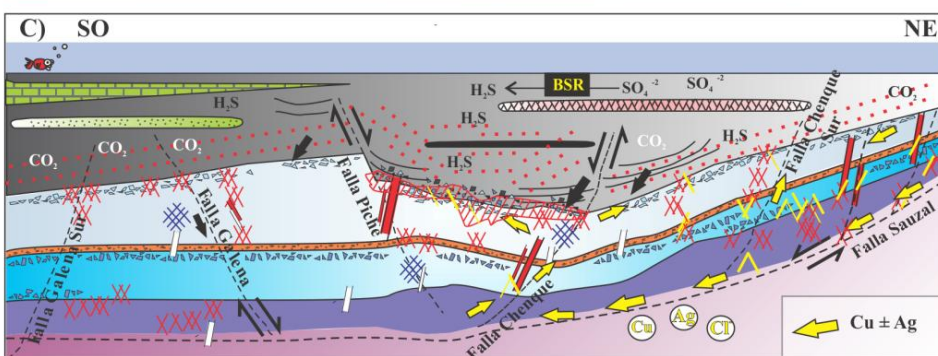
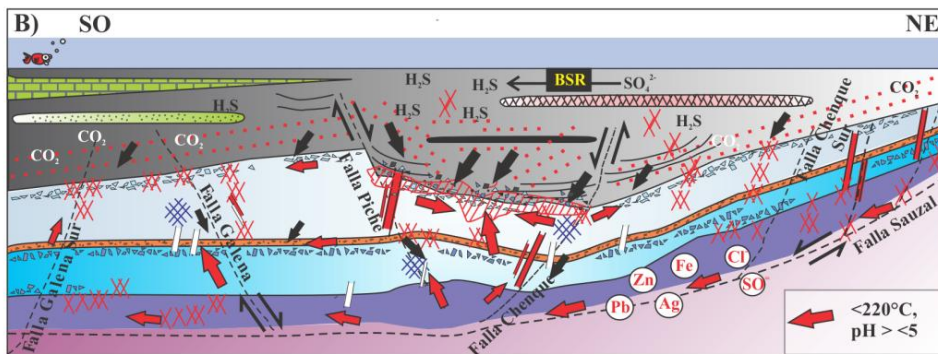
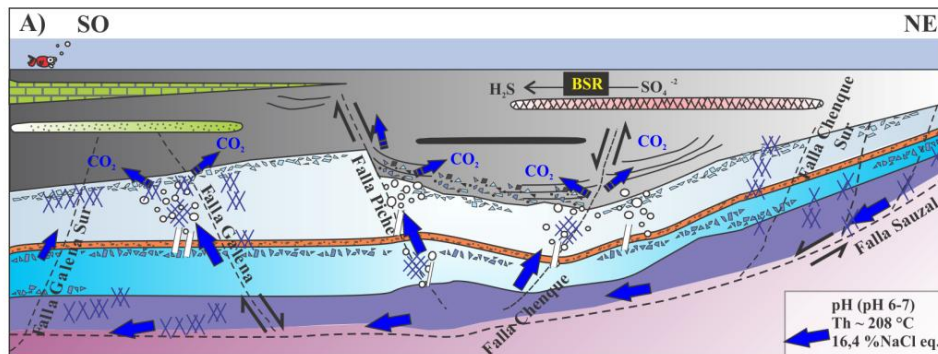
Varias evidencias indican que los sulfuros precipitaron por un proceso de mezcla de fluidos: a) la abundancia de pirita y marcasita con texturas coliformes en el depósito;

los framboides de pirita y la marcasita se forman por la mezcla de aguas oxigenadas con aguas ricas en H_2S , b) la presencia de Ag en los sulfuros analizados y otros metales, fenómeno habitual en ambientes epitermales de temperaturas bajas donde ocurren mezclas de fluidos, c) la alternancia de pirita y marcasita en las esferulitas y en las bandas coloformes, que se produce por las variaciones del pH de los fluidos 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), que 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.

El azufre sedimentario habría sido aportado por los sulfatos de los niveles evaporíticos en las fangolitas carbonosas del nivel superior, donde la reducción del sulfato por actividad biogénica habría generado aguas reducidas ricas en H_2S (Fig. 7.1 A, B, C). El fraccionamiento isotópico (46,7 y 22,4‰) entre los sulfuros de este nivel ($\delta^{34}S$ -11,4 a 12,9‰) y las evaporitas (celestina $\delta^{34}S$ 35,3‰) confirman este origen.

El azufre transportado por el fluido hidrotermal (como HS^- , H_2S o SO_4 a temperaturas $<400^\circ C$) podría haber sido aportado por el magma en profundidad, por el re-equilibrio de los fluidos hidrotermales al atravesar la secuencia volcánica y el basamento de la Cuenca Cañadón Asfalto, o a una combinación de ambos.

Calcedonia ($\delta^{18}O_{\text{fluido}}$ -0,2 a 2‰), baritina II (Th: 169° - $111^\circ C$), calcita II ($\delta^{13}C$ -3,5 a -1,7‰; Th 95° - $58^\circ C$; 0-4% en peso eq. a NaCl) precipitaron luego de los sulfuros, sucesivamente, en las venas y brechas, por la mezcla del fluido hidrotermal con aguas ricas en CO_2 calentadas por vapor que fueron dominantes en la última etapa (Fig. 7.1D).



- | | | |
|---|----------------------------|---|
| Sulfuros y sulfosales de Cu | Venas de calcita II | Aguas ricas en CO ₂ calentadas por vapor |
| Sulfuros de Pb, Zn y Fe diseminados | Venas de calcita I | Fluidos con Cu ± Ag |
| Brechas hidrotermales y autobrechas mineralizadas | Venas de calcita I laminar | Fluidos hidrotermales oxidados + metales |
| Diques de brechas hidrotermales mineralizados | Reducción biogénica del S | Aguas reducidas con H ₂ S |
| Venas y venas brechadas mineralizados | Ebullición | Fluidos salinos, pH neutro |
| Caliza | Unidad Volcánica C | |
| Arenas | Arenas tobáceas | |
| Brecha caótica | Autobrecha | |
| Evaporita | Unidad Volcánica B | |
| Materia Orgánica | Unidad Volcánica A | |
| Sedimentos calcáreos | Fm. Lonco Trapial | |

Figura 7.1. Diagrama esquemático que sintetiza la evolución del sistema hidrotermal del depósito Loma Galena explicada en el texto.

Las firmas isotópicas del fluido en equilibrio con calcita II indican que estas aguas eran meteóricas ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$: -8,8 a -6,2) y contenían fuentes mixtas de CO_2 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ -9,2 a -7,4‰), magmática y aporte de CO_2 de la descomposición de la materia orgánica alojada en los sedimentos.

Los minerales hidrotermales más antiguos que reemplazan las rocas de caja volcánicas - calcita, adularia, albita, clorita, siderita y cuarzo - pudieron formarse de la interacción con los fluidos hidrotermales salinos. Argilominerales, calcita rica en Mn y Fe, ankerita, baritina y calcedonia los reemplazaron y sus distribuciones revelan una zonación de los filosilicatos. Esta zonación - con illita en zonas más profundas, illita-esmectita (clorita-esmectita, tosudita) en niveles intermedios y esmectita en los niveles superiores - refleja gradientes térmicos y distintos grados de mezcla de los fluidos hidrotermales salinos con aguas ricas en CO_2 calentadas por vapor. El aumento de la disociación del H_2CO_3 en el agua podría haber generado la disolución parcial de los silicatos y formar caolinita seguida de glauconita; finalmente, precipitó calcita.

Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ determinadas para calcita I, calcita II y baritina hidrotermales y para la caliza y la evaporita, son similares a las composiciones isotópicas de las unidades volcánicas. Teniendo en cuenta que la sedimentación y el vulcanismo fueron coetáneos en la cuenca lacustre del depocentro Navidad, podría considerarse que el Sr de los minerales hidrotermales y de las sedimentitas proviene de una misma fuente común con las rocas volcánicas.

Las relaciones isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 18,222 a 18,262; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 15,584 a 15,616 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 38,178 a 38,260) de los sulfuros de Loma Galena son similares a las relaciones isotópicas determinadas en las volcanitas de la Formación

Cañadón Asfalto que hospedan la mineralización. El Pb podría haber derivado en ambos casos de una misma fuente o bien los fluidos hidrotermales extrajeron el Pb de las rocas volcánicas.

En el Macizo Norpatagónico las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de los sulfuros en los depósitos epitermales aumenta de norte a sur (Mina Ángela, $\sim 42^\circ \text{S}$, Navidad $\sim 42,4^\circ \text{S}$, Calafate-Santa Máxima-Cañadón Bagual $\sim 43.5^\circ \text{S}$). Las relaciones isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las rocas volcánicas y de los sulfuros de los depósitos epitermales en la Patagonia aumentan desde el evento volcánico V1, V2 al V3 de la Provincia Magmática Chon Aike, reflejando variaciones en la fuente de Pb radiogénico a medida que el volcanismo fue migrando hacia el margen Proto Pacífico de Gondwana.

