

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO



TESIS DOCTORAL

GEOLOGÍA Y METALOGÉNESIS DEL DISTRITO LA JOSEFINA, MACIZO DEL DESEADO, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

PILAR MOREIRA

Director: Dr ISIDORO B. SCHALAMUK
Co-director: Dr RICARDO O. ETCHEVERRY

2005

A MI FAMILIA
(abue, mamá, papá, Guada, Diego y Santi)

a Esteban

a Raúl

INDICE

RESUMEN	Página
AGRADECIMIENTOS	
CAPÍTULO 1- INTRODUCCIÓN	
INTRODUCCIÓN	1
Objetivos de la tesis	
Presentación de los resultados	
ASPECTOS GEOGRÁFICOS	7
Ubicación y accesos	
Población	
Clima y vegetación	
Geomorfología	
CAPÍTULO 2- GEOLOGÍA REGIONAL DEL MACIZO DEL DESEADO	
Introducción	12
PRINCIPALES UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	12
MARCO TECTÓNICO	27
CAPÍTULO 3- GEOLOGÍA LOCAL	
GEOLOGÍA DEL AREA LA JOSEFINA	31
Introducción	
Antecedentes geológicos	
3-1. FORMACIÓN LA MODESTA	33
Introducción	
Rasgos geológicos	
Litologías	
Geoquímica	
Geoquímica isotópica	
Estructura	
Metamorfismo	
Edad	
Interpretación y evolución geológica	
3-2. VOLCANISMO JURÁSICO	58
Introducción	
Criterios de clasificación, mapeo y nomenclatura estratigráfica empleada	
Rasgos geológicos	
3-2-1. FORMACIÓN CHON AIKE	64
3-2-2. FORMACIÓN BAJO POBRE	120
3-2-3. GEOQUÍMICA DE LAS VULCANITAS JURÁSICAS	132
Muestras y técnicas analíticas	
Caracterización geoquímica	
Isótopos de Plomo	
Discusión e interpretación	
3-2-4. DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES SOBRE EL VOLCANISMO JURÁSICO	148
Origen y marco tectónico	
Evolución del vulcanismo jurásico	
3-3. UNIDADES POS-JURÁSICAS	157
Introducción	
3-3-1. BASALTO CERRO DEL DOCE	157
Antecedentes y distribución regional	
Rasgos geológicos y petrológicos	
Relaciones estratigráficas y edad	
3-3-2. BASALTO LA ANGELITA	159
Antecedentes y distribución regional	
Rasgos geológicos y petrológicos	
Relaciones estratigráficas y edad	
3-3-3. GEOQUÍMICA	161
3-3-4. MARCO TECTÓNICO	162
3-3-5. INVERSIÓN DE RELIEVE POS-JURÁSICA	163
3-3-6. DEPÓSITOS CUATERNARIOS	164

3-4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	166
Introducción	
Principales sistemas de fracturación del Macizo del Deseado	
Estudios estructurales previos	
Principales zonas de falla	
Discusión	
Interpretación	
CAPÍTULO 4- ASPECTOS GENERALES DE LAS MINERALIZACIONES	
4-1. MANIFESTACIONES HIDROTERMALES	177
Introducción	
Generalidades de los depósitos epitermales	
Manifestaciones hidrotermales en el Macizo del Deseado	
4-2. MANIFESTACIONES HIDROTERMALES DEL ÁREA LA JOSEFINA	184
4-2-1. MANIFESTACIONES SUPERFICIALES	186
Precipitados silíceos superficiales	
Depósitos carbonáticos	
Brechas hidrotermales	
4-2-2. SISTEMAS DE VETAS Y VETILLAS	204
Morfología y tipos de rellenos	
4-2-3. DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES	233
Manifestaciones superficiales	
Sistema de vetas y vetillas	
Relación entre las manifestaciones superficiales y los sistemas de vetas y vetillas	
Edad de las mineralizaciones	
CAPÍTULO 5- ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES	
Introducción	242
Estudios previos	
Relación entre estructura y mineralización	
Discusión e interpretaciones	
CAPÍTULO 6- DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LAS MINERALIZACIONES	
Introducción	250
Metodología	
6-1. MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA MINERAL	253
Minerales principales	
Paragénesis	
Análisis de la paragénesis y geoquímica mineral	
6-2. ALTERACIÓN HIDROTERMAL	284
Sistemas de vetas y vetillas	
Manifestaciones superficiales	
Análisis de las alteraciones hidrotermales	
6-3. GEOQUÍMICA DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES	299
Sistema de vetas y vetillas	
Manifestaciones superficiales	
Distribución geoquímica	
CAPÍTULO 7- INCLUSIONES FLUIDAS E ISÓTOPOS	
Introducción	315
Metodología y muestras	
7-1. ESTUDIOS DE INCLUSIONES FLUIDAS	318
Introducción	
Resultados	
Temperatura y composición de los fluidos hidrotermales	
7-2. ESTUDIOS DE ISÓTOPOS ESTABLES	322
Introducción	
Resultados y análisis de los resultados	
7-3. ISÓTOPOS DE PLOMO	329
Introducción	
Resultados	
Análisis de los resultados	

CAPÍTULO 8- CONCLUSIONES

Introducción	331
Evolución Geológica	
Metalogénesis	

BIBLIOGRAFÍA CITADA	337
---------------------	-----

ANEXO

Mapa Regional área La Josefina (1:50000)	
Mapa sector Noreste (1: 10000)	
Mapa sector “Veta Norte” (1: 5000)	
Mapa sector central (casco estancia La Josefina, 1: 10000)	

RESUMEN

El presente trabajo fue realizado en el área La Josefina, ubicada en la porción central del Macizo del Deseado (Santa Cruz); esta provincia geológica tiene como característica dominante una actividad volcánica explosiva de edad jurásica media a superior, a la que se asocian espacial, temporal y genéticamente depósitos y manifestaciones epitermales de baja sulfuración.

La geología del sector investigado está integrada por metamorfitas de la Formación La Modesta, volcanitas jurásicas y basaltos cenozoicos. El estudio detallado de estas unidades permitió arribar a importantes interpretaciones geológicas.

Se realizó el relevamiento detallado de los asomos de metamorfitas de la Formación La Modesta en su localidad tipo. Los estudios petrográficos, geoquímicos y estructurales de estas rocas permitieron identificar, además de los esquistos y metacuarcitas reconocidos en trabajos previos, nuevas litologías como rocas calcosilicáticas, metavolcanitas mesosilícicas, turmalinitas y bancos de óxidos de Fe y Mn. Se estableció que el grado metamórfico alcanzado ha sido de muy bajo a bajo en facies prehnita-pumpellitita transicional a esquistos verdes y que la deformación ha sido débil generando una esquistosidad S_1 subparalela a las superficies de sedimentación S_0 . Se ha reinterpretado su ubicación temporal sobre la base de una datación (error ± 17 Ma).

Los estudios realizados permitieron correlacionar esta formación con otras unidades sedimentarias o de bajo grado metamórfico de regiones aledañas del Macizo del Deseado, como las Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha, entre otras. Asimismo posibilitaron separar esta formación de las rocas del Complejo Río Deseado.

Se propone una posible evolución geológica pre-Mesozoica donde la Formación La Modesta podría integrarse en una cuenca desarrollada a partir de un margen protopacífico, que pasó a formar parte del prisma de acreción Gondwánico.

El vulcanismo jurásico es el evento geológico más importante del área La Josefina. Por los datos geocronológicos obtenidos, este vulcanismo en el sector estudiado tuvo su climax en el Jurásico superior (Oxfordiano), durante un período de aproximadamente 4 Ma. En este lapso temporal se desarrollaron varios procesos volcano-sedimentarios relacionados a erupciones magmáticas tanto explosivas como no explosivas que fueron englobadas dentro de las Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre, que en el presente trabajo se interpretan como coetáneas y cogenéticas.

La Formación Chon Aike fue separada en 9 Miembros (Piedra Labrada, Mogote Hormigas, Escalera, Cerro de la Cueva, Cerro Jorge Paz, La Josefina, María Esther, Valenciana y Ventana) y a su vez, las litologías que componen cada miembro fueron subdivididas con un enfoque litofacial de sucesiones volcánicas. Se trata de rocas riolíticas a riodacíticas en las que se determinaron por una parte, subfacies lávicas (coladas y domos) dentro de las facies magmáticas, y por otra parte, facies volcaniclásticas que comprenden a las subfacies piroclástica de flujo (ignimbritas, ignimbritas brechosas, brechas co-ignimbriticas, tobas lapillíticas y depósitos de bloques y cenizas), subfacies piroclástica de caída (tobas), subfacies piroclástica de surge y a la subfacies volcaniclástica retrabajada (tufitas y brechas).

Del estudio de las rocas de la Formación Bajo Pobre surge que se trata de una asociación de litologías mesosilícicas que conforman principalmente facies magmáticas, dentro de las que se

identificaron subfacies lávicas (coladas y domos) y subfacies subvolcánicas (filones capa, diques y pórfidos), en bastante menor proporción subfacies volcanoclásticas retrabajadas (aglomerado volcánico).

Las afinidades entre ambas formaciones en el área La Josefina, puede apreciarse a partir de las relaciones de campo, así como también a través de los diagramas geoquímicos, como en los diagramas TAS y AFM donde se distribuyen siguiendo un *trend* continuo paralelo al límite del campo calcoalcalino y de tipo subalcalino. Además la distribución de los elementos trazas y de los ETR, junto con los datos isotópicos (isótopos de Pb, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y Nd) también indican una fuerte vinculación genética entre estas unidades. Por otra parte, se evidencia muy bien la afinidad con un ambiente de tipo arco magmático que tienen estas vulcanitas de acuerdo a los diagramas petroectónicos presentados y al patrón definido por los ETR.

El estudio estructural efectuado, apoya la hipótesis que señala que los materiales magmáticos están controlados por los fracturamientos producidos en el ambiente extensional jurásico y que posiblemente el ascenso de estos materiales magmáticos se produjo aprovechando fracturas preexistentes, como antiguas estructuras famatinianas y gondwánicas.

En el área La Josefina esta extensión dio lugar, en el Jurásico superior, a una suave deformación de tipo frágil que generó un sistema de fallas directas que conforman una compleja estructura en bloques (horst y grabens), en principio representada por el sistema de fracturas Zanjón de Pescado posteriormente afectado por el sistema Bajo Grande.

Se interpreta que el vulcanismo jurásico fue de tipo fisural y que posiblemente las fracturas a partir de las cuales surgieron los materiales volcánicos quedaron en parte obliteradas al ser cubiertas con los voluminosos depósitos de flujo piroclástico que conformaron un importante plateau. Sin embargo se conservan algunas evidencias de estructuras de colapso o relleno de estas fosas como son los depósitos de brechas de talud, los domos lávicos tardíos de tipo resurgente y los materiales laminares que sugieren la presencia de cuerpos de agua someros.

Este evento jurásico surgió en respuesta al importante ambiente extensivo de retroarco, producto del efecto combinado de una velocidad de subducción lenta a muy lenta en el margen pacífico de Gondwana y la presencia de una anomalía térmica vinculada a la pluma Karoo-Antartic-Tasmania, que puso en evidencia el inicio del desmembramiento de Gondwana.

Las unidades cenozoicas en el sector estudiado, están representadas por el Basalto Cerro del Doce de edad eocena que conforma las mesetas más altas y por coladas de importante distribución areal, correspondientes al Basalto La Angelita, de edad Plioceno superior-Pleistoceno inferior. Estas unidades basálticas se corresponden con el extenso vulcanismo desarrollado en el retroarco de la Patagonia, producto de una subducción marcadamente oblicua de las placas oceánicas (Aluk y Farallón) bajo la placa continental Sudamericana.

Finalmente se presentan los depósitos relacionados con el relleno de zonas bajas, el derrubio de faldeos y los depósitos aluviales que representan los depósitos cuaternarios de la zona.

Las manifestaciones hidrotermales determinadas en el área La Josefina son descriptas en detalle; en este contexto se definieron seis sectores principales (los sectores Noreste, Veta Norte, La Josefina, Paredones, Piedra Labrada y Basamento). El sector Noreste se caracteriza por la presencia de depósitos que representan las descargas en superficie del sistema geotermal y que son: precipitados y reemplazos subsuperficiales silíceos, depósitos carbonáticos, brechas de erupción hidrotermal y alteraciones provocadas por aguas ácidas calentadas por vapor (*steam heated*). En los sectores

restantes se presentan un conjunto de vetas y vetillas de cuarzo que fueron originados a partir del sistema geotermal en profundidad. Estas manifestaciones están conformadas por cuerpos discontinuos de orientación principalmente NO que se presentan asociados a una alteración representada por halos difusos de silicificación, argilización y propilitización.

Las mineralizaciones se alojan en las volcanitas de edad jurásica superior (Oxfordiano) con las que se encuentran temporal y genéticamente vinculadas. Asimismo se emplazaron principalmente en las fallas conjugadas correspondientes al sistema Zanjón de Pescado de orientación predominantemente NO y comportamiento dextrógiro, que generaron zonas compresivas y extensionales que dieron lugar a un sistema de tipo lazo cimoide complejo que caracteriza a este conjunto de vetas y vetillas.

En estas vetas y vetillas se reconocieron catorce tipos de rellenos (TR) de espacios abiertos, cuya mineralogía es relativamente sencilla, y consiste mayormente en minerales del grupo de la sílice, formando texturas de crecimiento primario, de reemplazo y de recristalización, acompañados por adularia, hematita, calcita, baritina y escasos sulfuros, que se presentan principalmente rellenando espacios abiertos y conforman tres estadios paragenéticos principales (A, B y C). Los dos primeros están relacionados a la presencia de metales preciosos, el A se caracteriza por tener mayores contenidos de Au con respecto a plata y el B por sus mayores contenidos en Ag con respecto al oro. El estadio C corresponde a relleno de vetillas ricas en sulfuros que probablemente sean más tardías con respecto a los pulsos A y B.

El estadio paragenético B revela temperaturas de entre 250-270°C, con salinidades bajas de los fluidos (4.6 % eq. en peso de ClNa). En estos fluidos tanto el oro como la plata fueron transportados por complejos sulfurados, bajo la forma de $\text{Au}(\text{HS})^-$ y $\text{Ag}(\text{HS})^-$. Evidencias texturales, mineralógicas y de inclusiones fluidas, sugieren que la ebullición fue la causa de la precipitación de los metales preciosos. Estos fluidos portadores de mineralización tienen una fugacidad de O_2 de entre -33 a -34, una fugacidad de H_2S mayor a -2 o menor y un pH de entre aproximadamente 4.7 y 6.

Por su parte, durante el estadio paragenético C se produjo una disminución en la temperatura (190-200°C) y salinidad (1.7-3.4 % eq. en peso de ClNa) de las soluciones hidrotermales.

Los fluidos a partir de los cuales se originaron estas mineralizaciones tuvieron una importante participación de aguas meteóricas en su composición. A partir de los datos de isótopos de oxígeno y carbono se observa un enriquecimiento en el isótopo pesado desde los sistemas de vetas y vetillas hacia las manifestaciones superficiales, debido a la interacción con la roca de caja, mostrando claramente las distintas partes del sistema epitermal. Los isótopos de azufre muestran un notorio enriquecimiento en el isótopo pesado, desde los sulfuros hacia la baritina de las vetas que siempre se presenta como un relleno más tardío. Asimismo indican un origen magmático para el azufre que conforma el H_2S de los fluidos hidrotermales. Por su parte, los isótopos de plomo confirman una estrecha vinculación genética entre las mineralizaciones y las volcanitas jurásicas.

Las estructuras mineralizadas están afectadas por un fracturamiento post-mineralización correspondiente al sistema Bajo Grande, que provocó desplazamientos de las vetas, generalmente bastante menores a 100 metros. Asimismo, sobre la fases de mineralización hipogénica actuaron procesos de oxidación y enriquecimiento supergénico que se desarrollaron entre los 25 y 65 metros de profundidad y que provocaron la removilización y concentración de los metales preciosos.

Las características de las mineralizaciones estudiadas: tipos de relleno (TR), texturas de cuarzo, presencia de adularia, carbonatos, los minerales de alteración hidrotermal, la mineralogía primaria, la

signatura geoquímica y las características de los fluidos mineralizantes, son típicas de depósitos epitermales de baja sulfuración, es decir de condiciones de predominio de las especies de S reducidas. Estas representan un modelo de tipo "*hot spring*", donde se preserva el sistema epitermal íntegro.

Las perspectivas económicas del sector estudiado son buenas y están vinculadas a la posibilidad de hallar mineralizaciones epitermales de tipo bonanza, las cuales se caracterizan por estar fuertemente controladas estructuralmente, presentar altos tenores en metales preciosos en bajos volúmenes de vetas y presentar pocas evidencias de alteración hidrotermal.

AGRADECIMIENTOS

En un trabajo de Tesis Doctoral, como el aquí presentado, el cual lleva años de esfuerzos, es mucha la gente que de una u otra manera brinda su apoyo para poder concretarlo. Es por ello que comienzo con un agradecimiento amplio a todas aquellas personas que con su ayuda, consejo o impulso hicieron posible este trabajo.

-Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), que me otorgó una beca interna de postgrado desde el 01/04/00 al 01/04/05, para la realización de este trabajo de investigación.

-A la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (FONCyT), quien a través del proyecto de investigación BID 802/OC.AR. PID 32/98 otorgado al Instituto de Recursos Minerales (INREMI), posibilitó el presente estudio.

-A la empresa provincial FOMICRUZ S.E., quien en todo momento permitió el ingreso a la propiedad minera y posibilitó no solo las tareas de mapeo y muestreo, tanto de superficie como de los testigos de perforación disponibles, sino también las cuestiones logísticas de mis trabajos de campo.

-Al Dr. Raúl Fernández, por haberme guiado a lo largo de todos estos años, contagiándome su entusiasmo por la geología y transmitiéndome su experiencia y sus conocimientos del Macizo del Deseado, tanto en los aspectos metalogenéticos como regionales, así como también por su eterna paciencia desde los primeros días en que comencé este trabajo y por su tiempo dedicado en la lectura crítica de los manuscritos.

-A mi director Dr. I. B. Abel Schalamuk y a mi co-director Ricardo O. Etcheverry, por su apoyo incondicional, por haberme dirigido como estudiante de postgrado y como becario del CONICET, por sus valiosas sugerencias y por estar permanentemente dispuestos a mis consultas y dudas.

-A mis colegas y amigos del INREMI.

-A la Arq. Adriana González, por su infinita colaboración en los mapas y figuras que acompañan esta tesis.

-A Marijo y Marcela por su importante ayuda en las cuestiones administrativas.

-A los ahora licenciados Natalia Hernández e Ignacio Rivarola por su colaboración desinteresada en los viajes de campo.

-A los técnicos Mario De Giusto y José Luis Molina, del laboratorio del INREMI, por su trabajo de preparación de cortes delgados, pulidos y láminas bipulidas de rocas.

-Al Dr. Pablo González, quien realizó grandes aportes al discutir aspectos petrológicos y estructurales de las unidades que integran la Formación La Modesta.

-Al Dr. Javier Ríos y su grupo de trabajo del CDTN (Belo Horizonte, Brasil) por su asesoramiento y aporte durante los estudios de inclusiones fluidas.

-Al Dr. Colombo Tassinari y su grupo de trabajo del Centro de Pesquisas Geocronológicas, perteneciente al Instituto de Geociencias de la Universidad de Sao Paulo (Brasil) por los análisis isotópicos de plomo de las mineralizaciones.

-Al Dr. Pablo Rolando y al Dr. Macambira del Laboratorio de Pará-Iso, Instituto de Geociencias, Universidad Federal de Pará (Belén, Brasil) por los análisis isotópicos de plomo de las vulcanitas jurásicas y rocas de la Formación La Modesta.

-Al Dr. Giuliano Bellieni de la Universidad de Trieste (Italia) por su colaboración en la realización de los estudios geoquímicos de las rocas.

-Al Dr. Leonardo Hartmman por la realización de una datación U-Pb SHRIMP sobre circón, en la University of Western Australia.

-Al Lic. Juan Carlos Gómez, quien ha proporcionado las imágenes satelitales y guiado en su estudio.

-Al Dr. Diego Guido por la realización de los análisis de isótopos estables en los carbonatos.

-Al Dr. Ricardo Etcheverry por la realización de las mediciones con microsonda electrónica y por los análisis de isótopos estables en sulfuros, cuarzo y baritina.

-A los directivos del CETMIC donde he realizado muchos de los procesamientos de las muestras estudiadas.

-Al Dr. Daniel Poiré y al Lic. J. Maggi del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) por los análisis de difracción de rayos X.

-Al señor Hugo Fernández por su cuidado y compañía, principalmente en los últimos días de la elaboración de este trabajo en el edificio del INREMI.

-A los geólogos y al personal de FOMICRUZ S.E. por los momentos compartidos en los campamentos de las estancias María Esther, La Josefina y Piedra Labrada.

-A los profesionales del Laboratorio de FOMICRUZ S.E. por el trabajo realizado de análisis geoquímicos de las muestras de mineralizaciones.

-Finalmente, a mis amigas (Marce, Romi, Pato, Moi, Pau y Natu), a mi ahijada Lola y a los integrantes de las familias Rives, Rossi, Fernández y Bernazza, que aunque a veces desde lejos, han estado conmigo brindándome su cariño incondicional y las fuerzas necesarias en los momentos difíciles, sin las que este proyecto personal no hubiera sido posible.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

INTRODUCCIÓN

El Macizo del Deseado es una provincia geológica de aproximadamente 60.000 km² situada en la porción central norte de la provincia de Santa Cruz en el sur de la Patagonia extrandina Argentina (Fig. 1-1). Tiene como límite norte a la cuenca de San Jorge, unos pocos kilómetros más allá del río Deseado y como límite sur al río Chico que la separa con la cuenca Austral. Se extiende desde la llamada Dorsal de Río Mayo al oeste hasta la costa atlántica al este, continuando hasta 200 kilómetros *off shore* de la actual costa marina (Homocv et al., 1996).

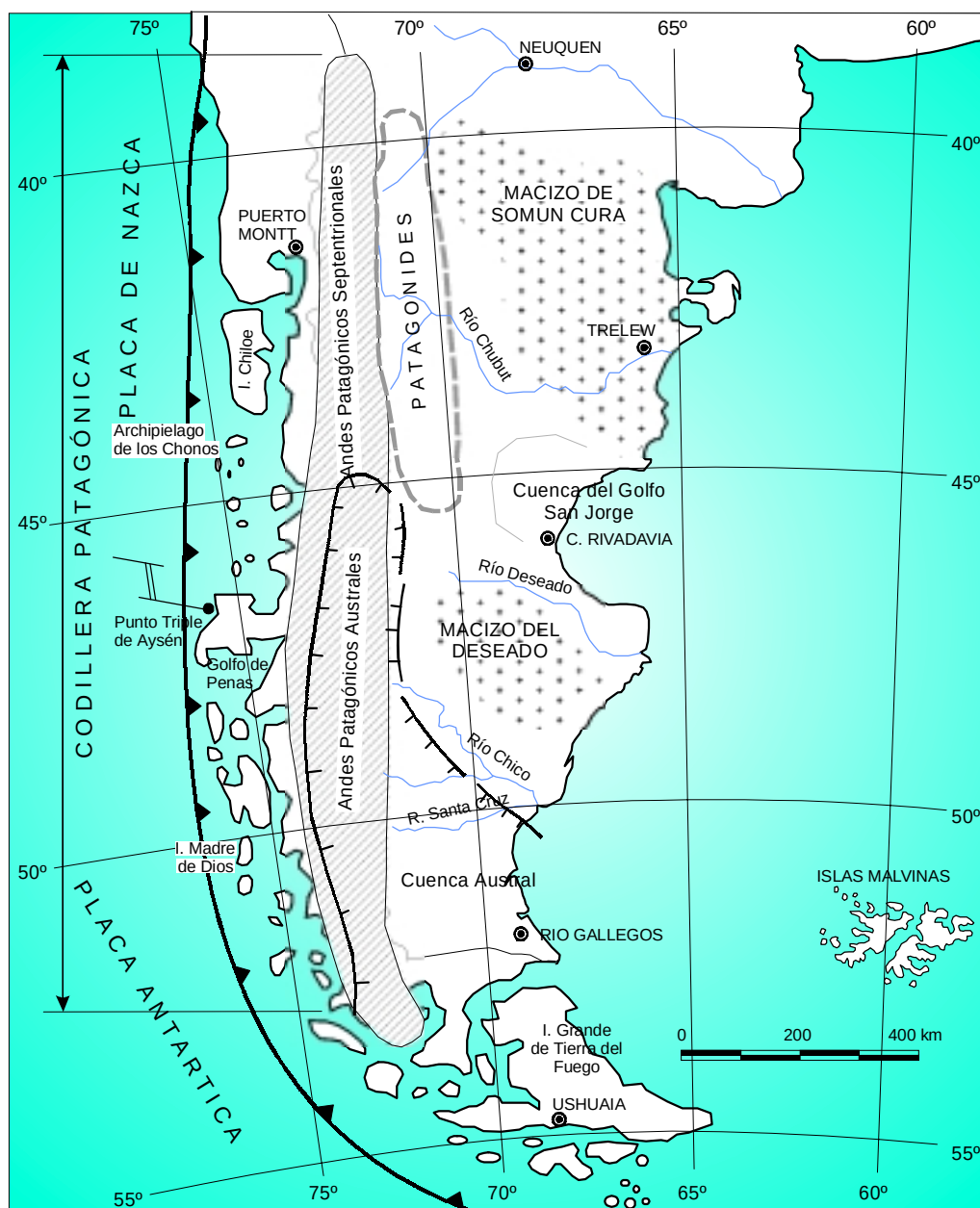


Fig. 1-1. Ubicación de la provincia geológica Macizo del Deseado.

La característica geológica dominante del Macizo del Deseado, es la presencia de una actividad volcánica explosiva de edad jurásica media a superior, cuyos productos representan más del 50% de las rocas aflorantes, a los que se asocian sistemas epitermales responsables de yacimientos y manifestaciones auroargentíferas tales como Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, Mina Marta, Huevos Verdes, etc (Genini, 1990; Schalamuk et al., 1995a; Schalamuk et al., 1997; Schalamuk et al. 1999a; Schalamuk et al., 2002; entre otros).

A partir del hallazgo del Yacimiento Cerro Vanguardia (Au-Ag) a fines de la década del '80 por el Plan Patagonia de la Secretaría de Minería de la Nación, se incrementaron las tareas de prospección y exploración geológico – minera en la provincia de Santa Cruz, a través de la ejecución de programas de investigación y distintos trabajos sistemáticos destinados a localizar "Prospectos" portadores de metales preciosos. Estas tareas fueron llevadas adelante por organismos oficiales (Secretaría de Estado de Minería, Universidades, etc.) y empresas mineras, nacionales y extranjeras.

Hacia fines del año 1993, en el marco de un Proyecto de Investigación, Desarrollo y Transferencia (BID – CONICET) realizado por el Instituto de Recursos Minerales (INREMI) y el Departamento de Geología de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, orientado a la localización de yacimientos epitermales en el Macizo del Deseado, se detectaron decenas de áreas de interés, entre ellas el área de las estancias La Josefina y Piedra Labrada.

La escasa información geológica previa existente en esta zona del Macizo del Deseado, demandó posteriormente la ejecución de numerosas tareas de exploración, que condujeron a un importante incremento de la información. Ello motivó la realización de esta investigación que concluye con la elaboración de un trabajo de Tesis Doctoral orientado a alcanzar el grado de Doctor en Ciencias Naturales de la Universidad Nacional de La Plata.

En el año 1994, investigaciones realizadas por el Instituto de Recursos Minerales (INREMI-UNLP) en el área La Josefina, pusieron en evidencia fuertes anomalías auríferas en sectores de bonanzas, con valores superiores a 90 g/t. Inmediatamente la zona pasó a constituir área de reserva de la empresa minera provincial FOMICRUZ S.E. Desde entonces y hasta la actualidad, el INREMI y FOMICRUZ S.E., encararon numerosos convenios de trabajos, con el fin de explorar esta región.

En los años 1995-1996 se realizó un programa de exploración a nivel de superficie en el área La Josefina, practicándose relevamientos geológicos a distintas escalas (1:20.000 y 1:2.500), que permitieron la identificación de estructuras mineralizadas y zonas con alteraciones hidrotermales. Además se realizaron 180 metros de trincheras (con explosivos), 2000 metros de zanjas de destape de estructuras y se tomaron cerca de 500 muestras geoquímicas en trincheras, zanjas y en esquilas sobre afloramiento, que fueron analizadas por Au, Ag, Cu, Pb y Zn en los laboratorios de FOMICRUZ S.E. Asimismo se ejecutaron estudios geofísicos que consistieron en 6000 metros de líneas de polarización inducida.

En el período 1998-1999, la empresa FOMICRUZ S.E., dio en concesión el área a Minamérica S.A. que realizó una geoquímica de superficie (esquirlaos y MMI) y un programa de perforaciones testigadas (HQ) del orden de los 1.000 metros. Desde el año 2000 FOMICRUZ S.E. retomó la exploración realizando muestreos en esquirla de roca y análisis geoquímicos de más de 1000 pozos con retroexcavadora. Asimismo se realizaron perfiles geofísicos de polarización inducida con un alcance de hasta 200 metros (Quantex) y un programa de perforaciones hasta 25 metros de profundidad en una malla apretada en un pequeño sector cercano al casco de la estancia La Josefina.

Como parte de este trabajo de tesis doctoral y en el marco de los convenios celebrados con FOMICRUZ S.E., propietaria del prospecto, desde el año 2000 y hasta la actualidad, la autora participó y ejecutó numerosos trabajos de exploración que se desarrollaron en 10 viajes de campo que suman un total unos 150 días de campaña efectiva en el área de trabajo.

La existencia de sectores con abundantes datos y de otros con escasa a nula información en el área La Josefina, llevó a que los primeros trabajos de campo (años 2000-2002) consistieran principalmente en nuevos mapeos a escala 1:2.500 con el objetivo de unificar la información previa obtenida por el INREMI, y las empresas FOMICRUZ S.E. y MINAMERICA S.A. Por otra parte se desarrollaron mapeos de reconocimiento (1:10.000 y 1:5.000) de las áreas con menor información para completar el mapa 1:20.000 existente (INREMI; 1996). Asimismo se realizaron mapeos de detalle de las manifestaciones hidrotermales identificadas a escala 1:1.000 y 1:500.

Como base de los trabajos de mapeo, se ha utilizado la imagen Landsat Thematic Mapper que comprende el área La Josefina y zonas aledañas (Fig. 1-2 A). Esta imagen presenta un tamaño de píxel de 20 x 20 metros y contiene 7 bandas del espectro electromagnético más una banda pancromática. A partir de esta imagen se puede realizar un amplio rango de combinaciones de bandas, resultando la combinación 742, la más utilizada como base de la cartografía de este trabajo.

Además fueron observadas con estereoscopía las fotos aéreas (Fig. 1-2 B) de este sector tomadas por el Instituto Geográfico Militar que tienen una escala aproximada 1:60.000 (Línea de vuelo 1M 317: fotos 4671 a 4675, 1M 317 bis: fotos 8025 a 8030, 1M 319: fotos 4695 a 4698, 1M 320: fotos 6538 a 6541, 1M 322: fotos 4807 a 4811).

A partir de la imagen y las fotos aéreas digitalizadas (300 dpi) de La Josefina se ha realizado una "Imagen Fusión" o "merge" (Fig. 1-2 C) con el software de procesamiento digital ERMapper 6.1, que logró disminuir a 5 x 5 metros la resolución del píxel. Esta "Imagen Fusión" fue geoposicionada a partir de más de 100 puntos reconocibles en el terreno, tomados en el campo con un geoposicionador satelital (GPS). Cabe aclarar que ha sido georeferenciada con coordenadas métricas Gauss Krugger con datum Campo Inchauspe en faja 2.

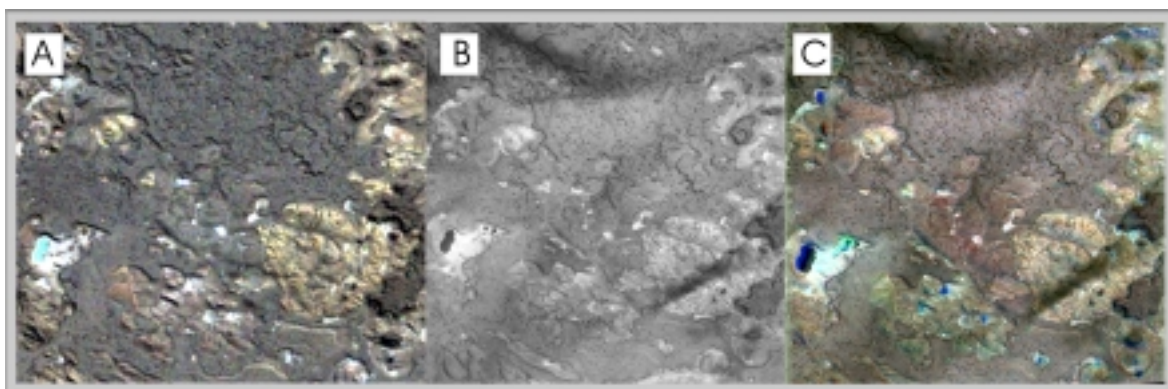


Fig. 1-2 A: Ventana de la imagen TM del área La Josefina. B: Foto aérea 1M 317 bis 8027 del área La Josefina. C: Combinación de imagen TM con foto aérea.

El mapa regional del área La Josefina realizado por el INREMI (1996) a escala 1:20.000 fue digitalizado pero no pudo ser geoposicionado debido a las deformaciones que presenta, igualmente sirvió como base del presente trabajo.

Para las tareas de mapeo se imprimió en hojas tamaño A4 el mosaico realizado en gabinete al que se le superpuso una grilla de coordenadas de modo de poder volcar los datos tomados con GPS o estación total, sobre las imágenes previamente georeferenciadas. Es importante destacar el hecho de que al realizar el carteo con hojas a escala 1:5000 y 1:10000 se han podido tomar muchos más datos que los representados en el mapa final (1:50000) que acompaña esta presentación y que han sido de mucha utilidad durante la redacción del mismo.

Durante las tareas de campo llevadas a cabo en los años 2003-2004 se desarrollaron fundamentalmente tareas de geofísica (principalmente polarización inducida), relevamientos de laboreos (zanjas y trincheras) y logeos de perforaciones a diamantina.

En todas las etapas de trabajo se efectuaron muestreos de todas las unidades geológicas y manifestaciones hidrotermales del área para distintos tipos de estudios de gabinete y laboratorio. En total se han tomado cerca de 500 muestras de roca que han sido estudiadas con diferentes grados de detalle. Aproximadamente el cincuenta por ciento de las muestras fueron tratadas obteniendo *slabs* o fetas de roca que se han barnizado y que han resultado muy prácticas y de gran utilidad para analizar como muestra de mano en gabinete. En el Instituto de Recursos Minerales (INREMI) se realizaron estudios petrográficos sobre 200 secciones delgadas y estudios calcográficos sobre 40 pulidos. Además se hicieron numerosas observaciones bajo lupa binocular y como complemento se han practicado análisis por difracción de rayos X en los difractómetros del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) y de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP). Además se han llevado a cabo estudios en otros laboratorios que consistieron en determinaciones geoquímicas de rocas, análisis con microsonda electrónica, determinaciones geocronológicas, estudios de isótopos estables y de inclusiones fluidas, cuyas metodologías serán detalladas en otros apartados.

Objetivos de la tesis

Los objetivos del presente estudio de tesis doctoral están orientados a la caracterización geológica y metalogénica del área La Josefina y son:

- Estudiar las relaciones temporales y genéticas entre las distintas unidades geológicas del área La Josefina, con especial énfasis en los productos de la actividad volcánica jurásica.
- Ampliar la información existente acerca de la geología regional de la comarca, de modo tal de aportar datos petrológicos, geoquímicos y estructurales que permitan caracterizar y conocer el proceso geotectónico del importante evento volcánico jurásico.
- Definir los aspectos mineralógicos, geoquímicos y estructurales de las manifestaciones minerales para conocer el ambiente en el que se han originado.
- Conocer la mecánica de los fluidos hidrotermales, la procedencia de los metales y el nivel de emplazamiento de las distintas manifestaciones hidrotermales.
- Establecer los principales procesos responsables, de las concentraciones minerales, sus controles y sus relaciones con la evolución volcánica jurásica, de manera tal de poder encuadrarlas en espacio y tiempo en el contexto regional.
- Obtener información capaz de explicar los mecanismos y condiciones físico-químicas que tuvieron lugar durante la formación de los depósitos, a los efectos de obtener un mayor conocimiento acerca de las manifestaciones hidrotermales.
- Reconocer el conjunto de procesos metalogénicos y estudiar su adaptación y/o su discrepancia con los modelos genéticos conocidos, no sólo como un aporte desde el punto de vista científico, sino también por su aplicación en la exploración de otras regiones geológicamente similares.

Presentación de los resultados del presente trabajo

Los resultados de esta investigación se han organizado en ocho capítulos y un anexo en donde se tratan separadamente distintos aspectos geológicos del área de estudio. El primero corresponde a la introducción y los aspectos geográficos.

El capítulo de Geología Regional (capítulo 2) comprende una revisión de los antecedentes de todas las unidades geológicas localizadas en el Macizo del Deseado y su marco geotectónico.

El capítulo de la geología local (capítulo 3) comprende una revisión de la información existente acerca de las unidades localizadas en el área de trabajo y expone todos los estudios de campo, gabinete y laboratorio realizados. Finalmente se desarrolla un análisis e interpretación estructural del área La Josefina, integrando la información estructural de otros sectores del Macizo del Deseado, con las evidencias estructurales del área estudiada. Las unidades geológicas estudiadas fueron:

- Formación La Modesta: se incluye todos los estudios geológicos y estructurales llevados a cabo en el campo. Asimismo los resultados de los estudios petrográficos y geoquímicos que se

realizaron con el objetivo de determinar y caracterizar a las rocas que lo componen y definir el protolito de las rocas metamórficas. Además se realizaron fechados radiométricos y mediciones de las relaciones estructurales a los fines de determinar la evolución de esta unidad.

-Vulcanitas Jurásicas: comprende los resultados de los estudios estratigráficos y petrográficos, a partir de los cuales se subdivide a la Formación Chon Aike en 9 Miembros, cuyas unidades son detalladamente caracterizadas desde un punto de vista litofacial. Además se presentan los análisis geoquímicos y geocronológicos que permiten definir la génesis, edad y confirmar las relaciones estratigráficas que apoyan la hipótesis de coetaneidad entre las diferentes rocas volcánicas (Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike).

-Rocas post-jurásicas: se incluye una caracterización sintética de los basaltos cenozoicos (Formaciones Cerro del Doce y La Angelita) y de los depósitos cuaternarios presentes en el área. Además, en este capítulo, se propone una discusión acerca de los procesos que llevaron a la inversión de relieve postjurásica.

El capítulo 4 presenta los aspectos generales de las manifestaciones hidrotermales de La Josefina con una detallada descripción y caracterización de los sistemas de vetas y vetillas, y de las manifestaciones superficiales del sistema geotermal (sinter silíceo, estromatolitos calcáreos y brechas de erupción hidrotermal). Además se incluye al principio de este capítulo una síntesis de las generalidades de los depósitos epitermales y un breve análisis de las mineralizaciones del Macizo del Deseado.

El análisis estructural de las manifestaciones hidrotermales con especial énfasis en los sistemas de vetas y vetillas, se brinda en el capítulo 5. En el capítulo 6 se describe la mineralogía principalmente de las estructuras vetiformes y las alteraciones hidrotermales asociadas a dichas estructuras y a las manifestaciones superficiales, además se analiza la distribución de algunos elementos químicos (principalmente metales) asociados a la actividad hidrotermal. El origen y evolución de los fluidos hidrotermales así como la fuente de los metales se interpretan a partir de un detallado análisis de los datos obtenidos en los estudios microtermométricos, isotópicos y geoquímicos realizados en las diferentes mineralizaciones del área (capítulo 7).

En el último capítulo se resume la información obtenida en el presente trabajo de investigación, se discute e integra con la preexistente para la provincia geológica Macizo del Deseado. Se exponen las conclusiones de la tesis. El análisis de toda la información obtenida permite finalmente elaborar un modelo geológico y metalogénico evolutivo del área La Josefina.

Por último se presentan en el anexo, el mapa geológico regional a escala 1:50000 del área La Josefina y los mapas de detalle realizados en ciertos sectores de interés. Esta forma de presentación en un anexo se debe a su tamaño y a los efectos de su utilización en la lectura de este manuscrito; no por ello tiene una importancia menor, sino todo lo contrario ya que es el resultado de la suma de gran parte de los resultados de esta investigación.

ASPECTOS GEOGRÁFICOS

Ubicación y accesos

El sector estudiado, se localiza en la porción centro-norte de la provincia de Santa Cruz, en el suroeste del departamento Deseado, comprende una superficie de aproximadamente 400 km². Está limitada por los meridianos 69° 15' y 69° 30' de longitud oeste y los paralelos 47°45' y 47°59' de latitud sur, sus coordenadas en el sistema Gauss Krugger (Campo Inchauspe faja 2) son las siguientes: N 4713000 a N 4683182 y E 2462589 a E 2484761.

Se accede a la zona desde la localidad de Gobernador Gregores, recorriendo unos 35 km hacia el este (en dirección a Puerto San Julián) y luego tomando la ruta provincial Nro 12, por unos 110 km, hasta el acceso sur del área (Fig. 1-3). También se llega desde la ciudad de Pico Truncado, tomando la ruta provincial 12 hacia el sur y recorriendo aproximadamente 200 km hasta alcanzar el acceso norte de unos 23 km hasta el casco de la estancia Piedra Labrada y de unos 27 km al casco de la estancia La Josefina (Fig. 1-4 y 1-5). Dentro del área existen algunas huellas vecinales que conducen a los distintos cascos y puestos de estancias.



Fig. 1-3. Mapa con ubicación geográfica del área La Josefina.



Fig. 1-4. Vista del casco de la estancia La Josefina, cercana a los sistemas vetiformes de mayor interés en el área.



Fig. 1-5. Estancia Piedra Labrada aledaña a las vetas más australes.

El área de Reserva La Josefina, esta cubierta por 16 manifestaciones de descubrimiento cuyo propietario es la empresa FOMICRUZ S.E. que totalizan unas 53.000 has, e involucra los campos de las estancias La Josefina y Piedra Labrada en su totalidad. Hacia el este, limita con las estancias La Virginia y Ventisqueros, hacia el sur con María Ester, al oeste con La Florentina y su puesto La Modesta y hacia el norte con los campos de la estancia Laguna del Toro Blanco.

Población

En esta región no hay núcleos poblacionales, ya que la escasa población existente se redujo sustancialmente después de la erupción del volcán Hudson (Agosto, 1993) cuando la principal actividad económica era la cría de ovinos. En la zona relevada los habitantes, en su mayoría peones rurales de las estancias, no superan las 5 personas.

Clima y vegetación

El clima de la región del Macizo del Deseado es desértico a semidesértico, de escasa pluviosidad y con fuertes vientos, con temperaturas promedio en verano de 15° a 20° C y en invierno de 10° a 15° C bajo cero. El invierno es la estación de lluvias. La vegetación, debido al condicionamiento climático y de agua, es de ambiente semidesértico (Fig. 1-6), salvo en las vertientes donde hay abundancia de agua (De Giusto et al., 1980).

Echavarría (1997) toma para realizar sus estudios como estación meteorológica de referencia a Gobernador Gregores que es a su vez la estación más cercana al área La Josefina. Este autor postula que las precipitaciones son muy escasas, alcanzan solamente a 174 mm anuales de promedio, estando repartidas durante todo el año y siendo frecuentes en la estación invernal, las heladas y nevadas. Por otra parte indica que la evaporación supera ampliamente a las precipitaciones registradas, por lo que el balance es siempre negativo.

Según la clasificación climática de Thornthwaite-Mather, corresponde a un clima árido, mesotermal, con nulo exceso de agua y concentración estival menor al 48%.

Geomorfología

El modelado del paisaje responde a la acción eólica, procesos de remoción en masa y acción fluvial. La acción eólica, a través de la deflación, es el agente que ha producido mayor erosión y ha removido la mayor cantidad de material. Como es una región de clima semidesértico, la erosión fluvial es reducida, siendo los efectos de los procesos de remoción en masa importantes en algunos sectores. Asimismo, la actividad volcánica ha sido un importantísimo factor en la morfología local.

Se reconocen dos paisajes distintos: el mesetiforme y otro de relieve irregular. Las planicies mesetiformes están disectadas quedando sólo remanentes aisladas o bien están recortadas por numerosas depresiones sin salida, de variadas dimensiones. Las planicies más elevadas son coronadas con mantos basálticos que protegen a las unidades sedimentarias inferiores, más fácilmente erosionables, observándose en sus márgenes, paredones abruptos que se resuelven pendiente abajo en un áspero relieve con deslizamientos rocosos. Los procesos modeladores del paisaje han actuado hasta producirse el actual relieve de ventanas erosivas. Estas ventanas erosivas presentan un relieve de morfología recortada e irregular, con un paisaje en el que se destacan cerros de formas abruptas aislados, alternando con lomadas redondeadas y mesetas de reducidas dimensiones, de baja altura. La elevación máxima es de 832 m s.n.m. (Cerro Piedra Labrada), mientras que las menores cotas están alrededor de los 520 m s.n.m en extensos bajos ocupados por lagunas. La red de drenaje está poco desarrollada, no hay cursos de agua permanentes, las corrientes de agua intermitentes descargan en bajos endorreicos, la mayoría de los cuales presentan lagunas intermitentes o perennes (Fig. 1-7).

El ambiente dominado por las rocas volcánicas jurásicas ácidas se caracteriza por presentar las máximas elevaciones (Fig. 1-8), dominadas por ignimbritas de alto grado, estructuras de cuarzo y zonas silicificadas, en estos últimos casos, son notables las superficies a barlovento labradas por la abrasión de la arena transportada por los vientos dominantes del oeste. Las rocas volcánicas mesosilíceas aparecen en zonas de cotas menores. La menor resistencia a la meteorización y erosión de las rocas andesítico-dacíticas ha generado un área deprimida respecto a su entorno de rocas ácidas. Las lomadas presentes son bajas y muy redondeadas.



Fig. 1-6. Típica vegetación de ambiente semidesértico (coirón).



Fig. 1-7. Vista de bajo endorreico con laguna intermitente o perenne.

El relieve volcánico que se ha desarrollado muy posteriormente al evento jurásico y uno de los procesos importantes que ha intervenido en el desarrollo de la morfología es el vulcanismo basáltico cenozoico, ya que las principales elevaciones de la comarca corresponden a formas constructivas debidas a la actividad volcánica, posteriormente degradadas por acción subaérea con formación de extensas planicies estructurales lávicas.

Hay diferencias morfológicas entre los paisajes de las coladas cretácico-paleógenas (altura media de entre 600 y 640 m s.n.m), y las neógeno-pleistocenas (altura media 570 – 590 m s.n.m.).

Las coladas basálticas cretácico-paleógenas se ubican en la porción centro-norte del área La Josefina y se distribuyen siguiendo una orientación aproximadamente N-S. El paisaje que conforman se caracteriza por la presencia de remanentes de coladas lávicas, las cuales constituyen planicies estructurales en la actualidad muy desmembradas por acción fluvial y afectadas por procesos de remoción en masa. Conforman al menos dos planicies estructurales dispuestas en forma escalonada. El frente de estas planicies estructurales es una barda elevada, subvertical, que constituye una abrupta escarpa de erosión en activo retroceso por procesos de remoción en masa (deslizamientos y caída de rocas) favorecidos por el contraste litológico marcado entre estas vulcanitas básicas, resistentes a la erosión, y un sustrato constituido por rocas más friables. Conforman típicos ejemplos de inversión de relieve, proceso favorecido por el contraste litológico mencionado.

Los basaltos neógeno-pleistocenos ocupan una importante superficie areal en La Josefina, principalmente en la porción norte del área. El paisaje que conforman está caracterizado por extensos mantos basálticos de poco espesor (2-5 metros) que se han derramado en las partes más bajas del relieve, estando el emplazamiento de estas lavas controlado por la topografía preexistente. El sepultamiento de este paisaje no fue total, ya que han quedado numerosas ventanas lávicas que se manifiestan como pequeñas elevaciones que emergen sobre el paisaje basáltico circundante (Fig. 1-9). En este ambiente, conformado por abruptas bardas subverticales afectadas por fenómenos de remoción en masa, se reconocen

varios ejemplos de inversión de relieve originados, en algunos casos, por la erosión de antiguas ventanas lávicas convexas. Asimismo, las rocas que no fueron sepultadas por coladas basálticas (generalmente tobas o sedimentitas más friables), han sido eliminadas por erosión diferencial formándose bajos sin salida dentro del paisaje lávico. En sectores, se reconocen remanentes de ventanas lávicas originados por la preservación localizada de las rocas friables del sustrato. El relieve superficial es algo áspero, dificultando el trazado de huellas.



Fig. 1-8. Rocas volcánicas ácidas conforman el Cerro más elevado del área (Co Piedra Labrada)

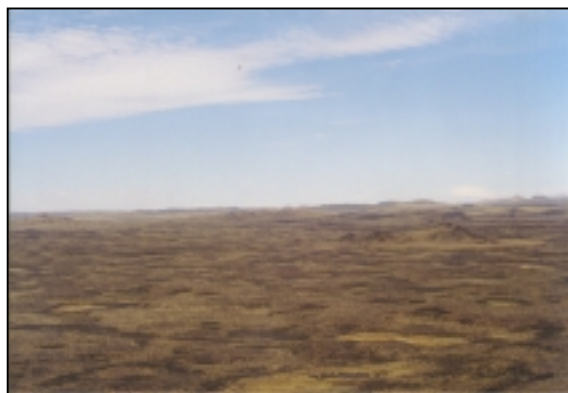


Fig. 1-9. Vista de ventanas entre los mantos de coladas basálticas neógenas.

En toda la comarca se encuentran diseminadas innumerables cuencas sin desagüe ocupadas en sus sectores más profundos por barreales o lagunas temporarias. Estas depresiones forman el nivel de base local de erosión para gran parte del área estudiada. La forma en planta de las depresiones es por lo general elíptica o subcircular, si bien en las de mayor tamaño es muy irregular. El origen de estos bajos ha sido un tema de discusión por varios años, sin embargo varios autores (Feruglio, 1929; Fidalgo y Riggi, 1965; Methol, 1967 y Fidalgo, 1973) están de acuerdo con el origen múltiple de los mismos. Schiller (1923) y Panza et al. (1995) consideran que estos bajos se han originado por sublavado de materiales, aprovechando sectores controlados estructural o litológicamente, y posteriormente ensanchados y profundizados por la acción de las lluvias, meteorización física y química, escasa acción fluvial y una intensa deflación eólica.

CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA REGIONAL MACIZO DEL DESEADO

INTRODUCCIÓN

Este capítulo comprende una revisión de los antecedentes de las unidades estratigráficas que conforman la geología regional del sector estudiado y su marco geotectónico. El análisis de la información acerca de los principales eventos geológicos desarrollados en el Macizo del Deseado será una herramienta muy útil para poder discutir e interpretar los datos obtenidos para el área La Josefina en un marco geológico regional.

Las bases del conocimiento geológico de esta porción del territorio Patagónico la conforma la obra de Feruglio (1949-50) y diversos trabajos inéditos de mapeo llevados a cabo por geólogos de la empresa YPF (compilado en De Giusto et al. 1980, Di Persia, 1956; Criado, 1953) y posteriormente del Servicio Geológico y Minero Nacional (de Barrio, 1993; Panza et al. 1994; Panza et al. 1996; Panza y Cobos 1999). Posteriormente, a partir del desarrollo de programas geológico-mineros en el Macizo del Deseado, el Instituto de Recursos Minerales (INREMI) de la Universidad Nacional de La Plata realiza importantes aportes a la geología de esta región (Fernández y de Barrio (1994), Del Blanco et al. (1994), Schalamuk et al. (1995a,b, 1997, 1998a,b, 1999a,b,c), Arribas Jr. et al. (1996), Ametrano y Echeveste (1996), Etcheverry et al. (1997), Echavarría (1997), Tessone y Etcheverry (1998), Guido (2002), entre otros. Trabajos petrológicos y geocronológicos de índole regional, continuaron contribuyendo a la comprensión del marco geotectónico del continente Gondwana durante los tiempos jurásicos (Pankhurst et al., 1993 a y b, 1998, 2000 y 2001; Rapela y Pankhurst, 1993; Pankhurst y Rapela, 1995; Alric et al., 1996; Féraud et al., 1999 y Riley et al. 2001).

En la figura 2-1 se presenta la distribución de las principales unidades estratigráficas del Macizo del Deseado que serán desarrolladas a continuación.

PRINCIPALES UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS DEL MACIZO DEL DESEADO

Proterozoico superior-Paleozoico

Las unidades geológicas más antiguas consisten en altos estructurales aislados (Guido et al., 2000) y corresponden a rocas ígneas-metamórficas de edad precámbrica-cámbrica, que afloran en el sector oriental del Macizo del Deseado y fueron agrupadas por Giacosa et al. (2002) dentro del **Complejo Río Deseado** (Viera y Pezzuchi, 1976). Granitoides y rocas subvolcánicas de edad silúrica intruyen a estas rocas metamórficas (Palma, 1989).

Los asomos de las rocas del Complejo Río Deseado son escasos y reducidos. Afloran en el sector oriental del Macizo del Deseado. Se conocen seis localidades, tres en las proximidades de la margen sur del curso inferior del río Deseado: Tres Hermanas (Chebli y Ferello, 1975), Dos Hermanos (Viera y Pezzuchi, 1976) y El Sacrificio-El Laurel (Giacosa et al., 1990; Giacosa, 1995; Giacosa et al., 2002). Otro asomo se presenta en las inmediaciones del Bajo de la Leona

(Panza et al., 1995) y dos en el área de Bahí a Laura: afloramientos Bahí a Laura y Laguna Dulce (Guido et al., 2000 y Guido y de Barrio, 2004).

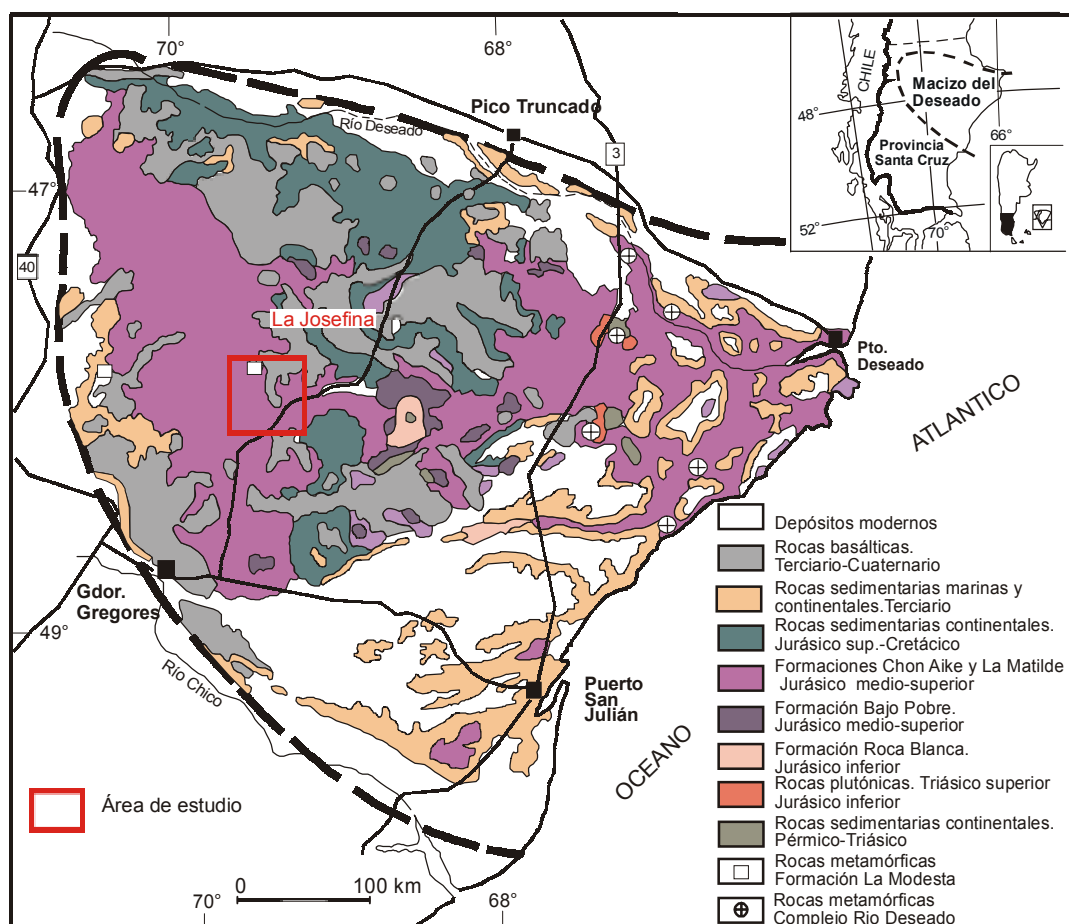


Fig. 2-1. Mapa Regional de la provincia geológica Macizo del Deseado (modificado de Schalamuk et al., 1999a).

En la estancia Tres Hermanas, este Complejo aflora como tres bloques tectónicos de metacuarcitas y esquistos anfibólicos que presentan un grado medio de metamorfismo regional representado por facies de anfibolitas epidóticas, con inyecciones graníticas plegadas y foliadas tectónicamente, con diferenciaciones alíticas y pegmatíticas (Giacosa et al. 2002). Loske et al. (1999) obtuvo una edad U/Pb de 903 Ma en circones detríticos de estas metacuarcitas y Chebli et al. (1976), Loske et al. (1999) y Pankhurst et al. (2001) dataron las plutonitas que arrojaron edades de 406 ± 10 Ma (Rb/Sr), 424 Ma (U/Pb) y 423 ± 6 Ma (U/Pb) respectivamente.

En la estancia Dos Hermanos, se encuentra un bloque tectónico del Complejo Río Deseado con metasedimentitas representadas por esquistos anfibólicos, cuarzo filitas, filitas micáceas y anfibolitas ortoderivadas (Giacosa et al. 2002) en facies de esquistos verdes a anfibolitas con epidoto (Palma et al. 1991). Estas metamorfitas están asociadas a un granito de 2 micas (Dos Hermanos), un filón capa gabro-diorítico y granitos muscovíticos tardíos con facies pegmatíticas (Giacosa et al., 2002). Pezzuchi (1978) obtuvo una edad en anfibolitas de

540 Ma (K/Ar roca total) y Pankhurst et al. (2001) establecieron edades de entre 508 y 1370 Ma (U/Pb) para circones detríticos de las metasedimentitas. Dataciones radiométricas en las plutonitas arrojaron edades U/Pb de entre 454 y 472 Ma para un rodado de granito muscovítico alterado (Chebli et al., 1976) y edades Rb/Sr de 395 ± 30 Ma para el granito Dos Hermanos (Pankhurst et al., 2001).

Los asomos de las estancias El Sacrificio-El Laurel están conformados casi exclusivamente por plutonitas con muy escasos enclaves de metamorfitas representados por esquistos cuarzo-feldespáticos (Giacosa et al., 1990). Las plutonitas están representadas por un stock tonalítico hornbléndico (El Laurel) intruído por un granito 2 micas foliado (El Sacrificio) y tardíamente aparecen leucogranitos con muscovita, biotita y granates. Estas plutonitas fueron datadas por el método U/Pb y arrojaron las siguientes edades: 420 Ma (granodiorita, Loske et al., 1999), 402 a 407 Ma (tonalita El Laurel, Loske et al., 1999), 405 ± 6 Ma (tonalita hornbléndica El Laurel, Pankhurst et al., 2001) y finalmente 411 ± 12 Ma y 419 ± 5 Ma (SHRIMP en granito El Sacrificio, Pankhurst et al., 2001).

En las inmediaciones del Bajo de La Leona, las rocas del Complejo Río Deseado, afloran como colgajos sobre plutones mesozoicos. Se trata de gneises y migmatitas (cuyas características mineralógicas están obliteradas por ese magmatismo mesozoico) asociadas a inyecciones magmáticas tardías y tonalitas sintectónicas (Giacosa, 1999). Dataciones en leucogranitos arrojaron edades de 350 ± 10 Ma (K/Ar, Godeas, 1985) y 350 ± 20 Ma (Rb/Sr, Pankhurst et al., 1993a) y 346 ± 4 Ma (U/Pb SHRIMP, Pankhurst et al., 2001).

A unos 10 km al oeste de la Bahía Laura, Guido et al. (2000) y Guido y de Barrio (2004), comunican la existencia de un conjunto de rocas metamórficas e ígneas que cubre unos 10 km². Se trata de esquistos, anfibolitas, gneises y migmatitas con menores asomos de granitoides leucocráticos representados por inyecciones ígneas (con diferenciados aplíticos y pegmatíticos) y un granito de 2 micas (Granito Bahía Laura). En el sur de la Laguna Dulce, estos autores describen dos pequeños afloramientos de rocas del basamento que asoman entre bancos de sedimentitas de la Formación La Golondrina, uno conformado por gneises deformados y alterados y otro compuesto por un leucogranito foliado.

Guido (2002) interpreta que las rocas de este Complejo son el producto de una evolución Neoproterozoica que va desde una etapa de formación de corteza oceánica hasta el desarrollo de un arco magmático de islas, que a los 540 Ma sufre un metamorfismo de hasta alto grado producto de la dinámica de este arco, seguido del desarrollo del arco magmático Famatiniano.

En el sector central y occidental del Macizo del Deseado, Di Persia (1958 y 1962) describe en las cercanías de las estancias La Modesta-La Josefina y La Bajada-El Tranquilo, afloramientos de rocas metamórficas a los que denomina **Formación La Modesta**. La edad de estas rocas en base a sus afloramientos queda acotada como pre-Jurásica media por las vulcanitas que las cubren, aunque recientes estudios sísmicos demuestran que se encuentra

cubierta en profundidad por una secuencia sedimentaria permo-triásica (Homovc et al., 1996). En el marco del desarrollo del presente trabajo (capítulo 3) se ha determinado sobre la base de estudios petrográficos, geoquímicos, estructurales y geocronológicos nuevos datos sobre la edad, el origen y la evolución de estas rocas metamórficas en su localidad tipo.

Pérmico

Sobre este Basamento, principalmente en el sector oriental del Macizo se apoyan sedimentitas continentales de rift que corresponden al **Grupo Tres Cerros** que incluye a las formaciones La Golondrina (Archangelsky, 1967) y La Juanita (Arrondo, 1972). Este grupo comprende un reducido conjunto de afloramientos ubicados en el extremo noreste del Macizo del Deseado, directamente al sur del río homónimo (Bellosi y Jalfin, 1989).

Archangelsky (1958a) fue quien realizó el primer estudio detallado de estas rocas en el área al sur del Bajo de la Leona y las denominó "Serie La Golondrina". Investigaciones más recientes de Jalfin (1987) y Jalfin et al. (1990) propusieron reunir a toda la secuencia de rocas neopaleozoicas dentro del Grupo Tres Cerros, integrado por las Formaciones La Golondrina y La Juanita.

Jalfin (1987) dividió a las rocas de la **Formación La Golondrina** en tres Miembros que de base a techo son: el Miembro Laguna Lillo compuesto por conglomerados, areniscas y pelitas de origen fluvial; le sigue el Miembro Laguna Polina que tiene un espesor de hasta 800 metros y se diferencia del anterior por la menor participación de capas conglomeráticas, el aumento en la proporción de areniscas y la existencia de varios niveles plantíferos del Pérmico temprano tardío (Archangelsky, 1958 a y b, Archangelsky y Cúneo, 1984) y finalmente el Miembro Dos Hermanos que es probablemente el mejor desarrollado con un espesor de 900 metros. En esta unidad predominan ampliamente los conglomerados medianos a gruesos, se trata de ortoconglomerados polimícticos estratificados en estratos potentes, en proporción subordinada aparecen areniscas junto a pelitas oscuras portadoras de restos vegetales asignados al Pérmico tardío temprano; Guido (2002) en la zona del Bajo Leonardo en el área Bahía Laura, determinó el hallazgo de un nuevo tipo litofacial para la Formación La Golondrina. Se trata de una facies brechosa, matriz soportada y mal seleccionada que indica un proceso local de deslizamientos o avalanchas y que este autor ubica en la base del Miembro Dos Hermanos.

Apoyado en concordancia sobre el Miembro superior de la Formación La Golondrina se dispone un conjunto de areniscas cuarzosas y ortoconglomerados polimícticos reunidos dentro de la **Formación La Juanita** (Arrondo, 1972). Esta formación es estéril paleontológicamente, siendo cubierta en discordancia angular por rocas triásicas de la Formación El Tranquilo. El espesor originalmente asignado a la secuencia fue de 510 metros (Arrondo, 1972), aunque posteriormente otros autores señalan espesores menores (entre 190 y 220 metros, Jalfin,

1987). La edad de esta unidad ha sido establecida por sus relaciones estratigráficas y referida al Pérmico tardío.

Jalfin (1987) define los paleoambientes sedimentarios para el Grupo Tres Cerros y proponen que la base de la Formación La Golondrina fue depositada por sistemas fluviales entrelazados (Miembro Laguna Lilla) que se van haciendo más arenosos favoreciendo el desarrollo y preservación de facies de planicies de inundación (Miembro Laguna Polina). El Miembro Dos Hermanos ha sido interpretado como originado por una reactivación tectónica de la cuenca, bajo estas condiciones se desarrollaron sistemas fluviales de alta energía, incluyendo depósitos de abanicos aluviales distales y de ríos entrelazados. Finalmente, los paleoambientes sedimentarios de la Formación La Juanita han sido escasamente estudiados, Jalfin (1987) señaló para esta unidad un origen fluvial, mientras que Arrondo (1972) sugirió la existencia de facies marinas.

En lo que respecta al significado geodinámico, la Cuenca La Golondrina es una cuenca continental, intermontana, desarrollada en el interior de un arco magmático paleozoico (intraarco) de subducción occidental, sobre un substrato leptometamórfico atenuado (Jalfin, 1987; Bellosi y Jalfin, 1989). Este substrato se convierte en área depositacional con los movimientos de la Fase San Rafael (Ramos y Palma, 1991). Estos mismos autores relacionan el relleno de la cuenca con procesos extensionales producidos en el Pérmico, reconociendo a la Formación La Golondrina como depósitos sinextensionales de la etapa de sinrift.

Triásico

Las sedimentitas triásicas del Macizo del Deseado fueron citadas por primera vez por Di Persia (1965) con la denominación de “Serie El Tranquilo” quien reconoce un conjunto pelítico-samiótico con abundantes niveles de flora y vertebrados fósiles. De Giusto (1980) indica que esta unidad está integrada por dos miembros reconocibles por sus diferencias cromáticas. El miembro inferior, de unos 800 m de potencia está formado por una sucesión de areniscas, mayormente wackes, con intercalaciones de lutitas y limolitas verdosas portadoras de restos fósiles, mientras que el miembro superior se caracteriza por fangolitas micáceas, areniscas y conglomerados de colores pardo-rojizos y morados.

Por su parte. Jalfin y Herbst (1995) engloban a estas rocas dentro del **Grupo El Tranquilo**, e indican que se depositaron dentro de una cubeta tafrogénica, de orientación NNO-SSE. Según estos autores, este Grupo está formado por las Formaciones Cañadón Largo y Laguna Colorada, ambas de origen completamente continental y separadas por una discordancia que corresponde a un período de ascenso tectónico y actividad volcánica que abarcó la parte alta del neotriásico temprano. La **Formación Cañadón Largo** se habría depositado en los depocentros de la cuenca y habría tenido una distribución areal más restringida que la Formación Laguna Colorada. Su espesor estaría en el rango de 500 a 650 metros, el tramo inferior se habría depositado en un sistema fluvial de cursos entrelazados,

mientras que la sección superior, correspondería a un ambiente fluvial de cursos de más alta sinuosidad. La **Formación Laguna Colorada** tiene un espesor que fluctúa entre 150 y 450 metros y se interpreta que se depositó en un ambiente fluvial, variable desde entrelazado hasta de alta sinuosidad, el cual habría coexistido en los sectores marginales de la cuenca con un ambiente fuertemente controlado por eventos volcánicos.

Numerosos autores han estudiado el contenido paleoflorístico y los abundantes restos de vertebrados aportados por la sucesión triásica del Grupo El Tranquilo, correspondiendo los últimos trabajos a Zavattieri (1992) y Herbst y Lutz (1995). Por su parte Casamiquela (1964) y Bonaparte y Vince (1979) han contribuido al conocimiento de los paleovertebrados.

Jalín y Herbst (1995) han realizado una revisión de la totalidad de los trabajos publicados hasta el momento y concluyen que la edad probable para la Formación Cañadón Largo es mesotriásica tardía a neotriásica temprana, mientras que la Formación Laguna Colorada se desarrolló totalmente en el neotriásico tardío.

Triásico superior-Jurásico inferior

A partir del Triásico se produce un cambio en el régimen tectónico del Macizo del Deseado (de Barrio et al., 1999), que se inicia con fenómenos extensionales localizados representados en el sector oriental por plutonitácidas de la **Formación La Leona** (Godeas, 1985; Pankhurst et al., 1993a) correspondientes al Batolito de la Patagonia Central, de edad triásica superior a eojurásica (Stipanovich et al., 1971; Rapela et al., 1991).

En el noreste del Macizo del Deseado, en las áreas de Bajo de La Leona y La Calandria-La Juanita, se encuentran afloramientos aislados de complejos plutónicos de carácter calcoalcalino, agrupados formalmente por Arrondo (1972) bajo el nombre de **Formación La Leona**. Se trata de un complejo granitoide integrado por facies plutónicas e hipabisales compuestas por dioritas cuarzosas, granodioritas, tonalitas, granitos biotíticos y finalmente aplitas biotíticas, en general en reducidos afloramientos (Godeas, 1985). Estos plutones intruyen sedimentitas continentales pérmicas (Formaciones La Golondrina y La Juanita) y sedimentitas y piroclastitas triásicas (Grupo El Tranquilo), desarrollando aureolas de contacto, a la vez que son cubiertos en discordancia y atravesados por diques de volcanitas mesojurásicas de las Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre (Godeas, 1985, 1993; Panza, 1984, 1995b y Márquez, 1994).

La edad jurásica temprana de los complejos granitoides fue determinada por Varela et al. (1991) y ha sido confirmada por isocronas Rb-Sr de buena precisión en las áreas de La Calandria (203 ± 2 Ma) y Bajo La Leona (202 ± 2 Ma) por Pankhurst et al. (1993a).

Con respecto al ambiente geotectónico de emplazamiento de estas rocas, Varela et al. (1991) interpreta, en parte a través de las contribuciones de Uliana et al. (1985) y Rapela y Kay (1988), que el magmatismo Triásico-Jurásico en Patagonia extraandina se produce a partir de un proceso distensivo de corteza continental asociado a un episodio de “ rifting” .

Por otra parte Ramos (1983) postula la presencia de un arco magmático Gondwánico, donde las plutonitas de la región extraandina de Santa Cruz representarían el sector más austral, oriental y de menor edad en su migración desde el norte (en la zona del Lago Puelo a partir del Devónico medio). Godeas (1992) adhiere a esta hipótesis basada fundamentalmente en el carácter calcoalcalino de estas rocas y donde el alto contenido en K_2O indicaría que el arco se encontraba alejado de la zona de subducción. Pankhurst et al. (1993a) relacionan temporal y composicionalmente a las plutonitas del Deseado con el Batolito de la Patagonia Central y coinciden con los autores anteriores respecto a su afinidad con granitos de arco magmático.

Jurásico inferior

El fenómeno distensivo del Jurásico inferior también se manifiesta en la zona central del Macizo del Deseado con un evento epi-piroclástico (tobas, areniscas, tufitas y pelitas de colores gris a gris verdoso y rosado) asignado a la **Formación Roca Blanca** (Di Persia, 1956 y De Giusto, 1956). En el sector oriental del MD, afloran los diques basálticos a traquiandesíticos calcoalcalinos de la **Formación Cerro León** (Panza, 1982), a los que Guido (2002) le asigna una edad toarciana (parte alta del Jurásico inferior), y postula que podrían corresponder a material básico que ha ascendido por fracturas (sin llegar a superficie) en el inicio del rifting Jurásico.

La **Formación Roca Blanca** (Herbst, 1965) aflora en el sector central del Macizo del Deseado en los alrededores de los asomos de rocas triásicas del Grupo El Tranquilo y está compuesta por una sucesión de areniscas tobáceas finas a gruesas, tobas, piroarenitas, tobas finas laminadas y silicificadas y escasos bancos lenticulares de conglomerados finos. Las primeras descripciones de estas rocas, se deben a Di Persia (1956) y De Giusto (1956), quienes reconocen un potente conjunto epiclástico-piroclástico que denominan Serie de Roca Blanca en el que incluyen niveles basálticos y aglomerádicos que coronan la secuencia. Como consecuencia de las diferencias litológicas observadas, Di Persia (1956) la divide en Roca Blanca Sedimentaria y Roca Blanca Aglomerádica a las porciones inferior y superior respectivamente. Esta última corresponde a lo que posteriormente se llamó Formación Bajo Pobre (Turic, 1969).

Según de Barrio et al. (1999), el espesor de la Formación Roca Blanca no supera los 900 metros y respecto al contenido paleontológico, presenta en varios niveles abundante flora fósil de la parte alta del Jurásico inferior (Liásico medio a superior, pudiendo llegar al Dogger inferior) que fue estudiada por Herbst (1965) y del período Toarciano a Aaleniano por Stipanovich y Bonetti (1970). Se trata de una secuencia continental probablemente de un ambiente de llanura de inundación con un régimen fluvial de competencia variable al cual se habría superpuesto un ciclo piroclástico ácido donde el producto de las lluvias de cenizas fue transportado por los vientos hacia la cuenca de sedimentación. En dicha cuenca la mezcla de

sedimentos psamítico-pelíticos y piroclásticos dio lugar a la formación de rocas tufíticas. En sectores restringidos de lagunas o bañados dispersos en la llanura de inundación se han depositado tobas muy finas o pelitas.

Las rocas que componen la **Formación Cerro León** son rocas hipabisales básicas a intermedias que intruyen a unidades triásicas y jurásicas en el sector El Tranquilo y Cerro León y fueron primeramente vinculadas genética y temporalmente al episodio volcánico de la Formación Bajo Pobre (Pezzi, 1970; Panza, 1982). Son escasas las menciones de este tipo litológico en el Macizo del Deseado. Las primeras citas de esta unidad fueron hechas por Di Persia (1956), quien identificó estas rocas como “diabasas” en los alrededores del anticlinal El Tranquilo. Pezzi (1970), las designa informalmente como “Diabasa Cerro León” y posteriormente, Panza (1982), las denomina Formación Cerro León por comprender varias litologías en su localidad tipo (el Cerro León). Recientemente, Guido (2002) ha encontrado en el área de Bahía Laura y en el Bajo Leonardo del sector oriental del Macizo del Deseado, diques de diabasas basálticos a traquiandesíticos calcoalcalinos de edad toarciense (parte alta del Jurásico inferior), que correlaciona con las rocas de la Formación Cerro León. Este autor descarta su correlación con las rocas intermedias a básicas de la Formación Bajo Pobre y considera que estos diques podrían corresponder a material básico que ha ascendido por fracturas (sin llegar a superficie) en el inicio del proceso de rifting Jurásico, que continuaría posteriormente con las importantes efusiones del Grupo Bahía Laura.

Jurásico medio a superior

Las unidades descriptas precedentemente constituyen el basamento sobre el que se desarrolla el evento geológico de mayor relevancia del Macizo del Deseado, que consiste en un extenso plateau de rocas volcánicas y piroclásticas de carácter bimodal, producto de una fuerte actividad extrusiva durante el Jurásico medio a superior y posiblemente parte del Cretácico inferior (Alric et al., 1996; Féraud et al., 1999; Tessone et al., 1999; Pankhurst et al., 2000). Este evento ha tenido lugar en el back-arc de los Andes Patagónicos durante un largo período de tiempo (por lo menos 20 Ma) bajo un régimen extensional, instalado sobre una corteza adelgazada (Kay et al., 1989), que generó una serie de hemigrabens de rumbo noroeste, al comienzo de la apertura del Atlántico (Uliana et al., 1989). Féraud et al. (1999) proponen que este magmatismo ocurre entre la transición de un rifting continental asociado a abundantes basaltos tipo “flood basalt”, y a subducción, con la contribución de una pluma mantélica al este y con una subducción al oeste.

Las rocas que representan este magmatismo son las **Formaciones Bajo Pobre** (Lesta y Ferello, 1972), **Chon Aike** (Stipanovich y Reig, 1957; Archangelsky, 1967) y **La Matilde** (Stipanovich y Reig, 1957; Archangelsky, 1967) que integran al **Grupo Bahía Laura** (Lesta y Ferello, 1972). Cabe aclarar que algunos autores como Turic (1969), Pezzi (1970), de Giusto et al. (1980) y Panza (1982, 1984) entre otros, han separado a la Formación Bajo Pobre como una unidad

independiente de este Grupo basados en la idea de que en la mayoría de los afloramientos la Formación Bajo Pobre aparece por debajo de tobas o ignimbritas de las Formaciones Chon Aike o La Matilde. Últimamente, Schalamuk et al. (1999a), Echeveste et al. (2001) y Guido (2002), proponen que en el Prospecto Manantial Espejo, en el Bajo del Fénix y en la zona oriental del Macizo del Deseado, respectivamente, el volcanismo intermedio ha perdurado con posterioridad al inicio del volcanismo ácido. Lo que lleva a Echeveste et al. (2001) a proponer incluir nuevamente a las rocas de la Formación Bajo Pobre dentro del Grupo Bahía Laura tal como lo propusieron Lesta y Ferello (1972).

En la actualidad se postulan varias teorías en cuanto al origen de las rocas del Grupo Bahía Laura. Pankhurst y Rapela (1995) señalan que las rocas de la Formación Bajo Pobre tienen una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y un ϵNd_t indistinguibles de las rocas de la Formación Chon Aike, característica indicativa de un origen común a partir de un magma primario isotópicamente homogéneo. También Pankhurst et al. (1998) consideran posiblemente cogenéticas a las rocas volcánicas ácidas de lo que denominan Provincia Chon Aike con las rocas máficas e intermedias de la Formación Bajo Pobre. Por otra parte, Fantauzzi (2003) y Busà et al. (2001, 2003), a partir de modelizaciones petrogenéticas y de elementos trazas y, estudios de inclusiones fundidas, proponen que la Formación Bajo Pobre, principalmente andesítica y la Formación Chon Aike principalmente riolítica, provienen de diferentes fuentes magmáticas y no se han formado a partir de una cristalización fraccionada.

Las rocas de la **Formación Bajo Pobre** afloran en forma discontinua en casi todo el Macizo del Deseado, pero los mejores y mayores asomos se encuentran en la zona de Bajo Grande, al norte del anticlinal de El Tranquilo, aunque fue definida en inmediaciones de la Ea. Bajo Pobre, al sur del río Deseado a 40 km al oeste de la localidad de Punta Española.

Constituye siempre afloramientos aislados y de poca extensión, pero con una distribución areal muy amplia. Por lo general se trata de lomadas bajas y escasos crestones, con formas de erosión redondeada, las cuales están con frecuencia cubiertas por lajas y trozos de reducido tamaño.

Di Persia (1956) y De Giusto (1956) reconocieron por primera vez estas rocas y las incluyeron dentro de la "Serie de Roca Blanca", considerándola como el episodio cuspidal de la sedimentación liásica. El término Bajo Pobre fue introducido por los geólogos Suero y Roller en una compilación geológica interna de YPF, pero son Turic (1969) y Pezzi (1970) quienes utilizaron la denominación Formación Bajo Pobre para estas rocas básicas, y el último autor las divide en tres miembros, la considera concordante con la Formación Roca Blanca y sugiere diferenciarla como una unidad independiente de ésta. Lesta y Ferello (1972) excluyen formalmente a estas rocas de la "Serie de Roca Blanca" al considerar que hay una diferencia en la naturaleza del magma de origen entre las piroclastitas de la Formación Roca Blanca y sus productos efusivos. Por otro lado estos autores incluyen a estas rocas dentro del Grupo Bahía Laura, considerándolas parte del gran ciclo efusivo. De Giusto et al. (1980) señalan que una

discordancia angular separa a la Formación Bajo Pobre del Grupo Bahía Laura, la retiran de éste, y la limitan al período Aaleniano-Bayociano, en función de las edades infra-suprayacentes. Panza (1982, 1984) concuerda con esta postura y reconoce a la Formación Bajo Pobre como una unidad independiente del Grupo Bahía Laura.

De Giusto et al. (1980) mencionan la amplia distribución (desde la desembocadura del Río Pinturas hasta el meridiano 66°) de estas volcanitas dentro del Macizo del Deseado y estiman espesores variables desde 200 a 600 metros en el área El Tranquilo. Aunque cabe señalar que espesores de hasta 1.200 metros fueron estimados por sísmica y perforaciones (Homoc et al., 1996). El espesor promedio de esta Formación según estudios de Panza (1982) sería de 150 a 200 metros para el sector central del Macizo del Deseado, habiéndose determinado espesores de hasta 600 metros al norte de la Estancia Cañadón Largo (Pezzi, 1970).

Según una síntesis de Barrio et al. (1999) la Formación Bajo Pobre es una unidad representada por basaltos, andesitas y aglomerados volcánicos básicos, con escasas sedimentitas y tobas. Otros autores como Panza et al. (1994), Pankhurst et al. (1993b), Schalamuk et al. (1999a), Echeveste et al. (2001) y Guido (2002) indican que por lo general está formada mayoritariamente por andesitas con dacitas y basandesitas subordinadas.

Las dataciones radiométricas realizadas en los últimos años ubican a la Formación Bajo Pobre dentro del intervalo 173 ± 8 a $150,6 \pm 2,0$ Ma (Tessone et al., 1999 y Pankhurst et al., 2000), correspondiente al Jurásico medio a superior (Aaleniano a Oxfordiano), confirmando la posición estratigráfica variable dentro del Grupo Bahía Laura (también de edad Jurásico medio a superior).

Como se indicó anteriormente, durante el Jurásico medio a superior se desarrolla en todo el ámbito del Macizo del Deseado un intenso volcanismo bimodal, cuyo término ácido representado por la **Formación Chon Aike**, es el más abundante y ocupa cerca del 50% de los 60.000 km² que comprende esta provincia geológica. Esta Formación es una unidad compuesta mayoritariamente por ignimbritas riolíticas calcoalcalinas generalmente de alto grado junto a tobas de caída, tufitas y lavas riolíticas subordinadas. Las edades radiométricas determinadas hasta el momento para esta Formación van de 177 a menos de 160 Ma (Guido., 2002).

La **Formación La Matilde** se presenta interdigitada lateral y verticalmente con la anterior, en ella son más abundantes las tufitas y tobas de caída que las ignimbritas. En muchas regiones del Macizo del Deseado, la alternancia, en ocasiones muy frecuente, entre ignimbritas y tobas de caída hace que sea difícil asignar un nombre formacional al conjunto de afloramientos.

Estas rocas han sido reconocidas desde mediados del siglo pasado en los afloramientos de la costa atlántica del Macizo del Deseado entre Puerto Deseado y Puerto San Julián. Ameghino (1906) dio detalles de estas unidades, asignándole con dudas una edad precretácica, tal vez jurásica. Delhaes (1913) consideró a toda esta sucesión como de edad rética, o por lo

menos triásico superior, opinión a la que adhirieron Wichmann (1922), Windhausen (1924, 1931) y Frenguelli (1933).

Varios autores pusieron en duda la edad triásica de la unidad, y en particular Gothan (1925), Roll (1938) y Feruglio (1949). Este último propuso la denominación de Complejo de Bahía Laura para estas unidades, refiriéndola en su mayor parte al Jurásico.

Este Complejo fue dividido posteriormente por Criado Roque (1953) y Di Persia (1954) en dos unidades: la “ Serie Vulcanítica Inferior o de Bahía Laura ” o “ Serie Porfírica ” compuesta por rocas efusivas mesosilíceas a ácidas, de edad carniano-noriana y la “ Serie Tobífera Superior ” o “ Serie de Malacara ”, en discordancia sobre la anterior y compuesta por elementos piroclásticos, tobas arenosas, areniscas, conglomerados y lutitas con restos florísticos.

Stipanovic y Reig (1955, 1957) y Stipanovic (1957) subdividieron a la “ Serie o Complejo Porfírico ” en dos unidades, a las que denominaron: “ Chon-Aikense ” y “ Matildense ”. En las áreas relevadas por los citados autores, las relaciones estratigráficas entre ambas unidades no aparecen claramente expuestas por lo que ellos postulan una posible relación discordante. En los años subsiguientes, los geólogos de Y.P.F postularon una relación de continuidad, considerándolas como parte de un único ciclo piroclástico-efusivo con tendencia a hacerse sedimentario hacia la parte cuspidal (Di Persia, 1956; 1957; 1958; 1959; De Giusto, 1956; 1958 y Bianchi, 1960).

Archangelsky (1967) adecua las series de Stipanovic y Reig (1957) a la nomenclatura estratigráfica, denominándolas Formaciones Chon Aike y La Matilde. Más tarde Lesta y Ferello (1972) definen el Grupo Bahía Laura donde incluyen además de la Formación Bajo Pobre, a las Formaciones Chon Aike y La Matilde a las que consideran contemporáneas.

Posteriormente, De Giusto et al. (1980) señalan al “ Grupo Bahía Laura ” (integrado por las Formaciones Chon Aike y La Matilde) como el acontecimiento geológico principal del Macizo del Deseado y también incluyen dentro de este Grupo a la Formación Los Pirineos (Pezzi, 1970).

Sacomani (1981), remarca la notable similitud petrológica entre las Formaciones Chon Aike y Los Pirineos y por prioridad propone como válido solamente al primer término, quedando el Grupo Bahía Laura nuevamente conformado por las Formaciones Chon Aike y La Matilde. Tales conclusiones resultaron vigorizadas por Mazzoni et al. (1981), Panza (1982, 1984, 1986), Sruoga y Palma (1984), Panza y de Barrio (1987, 1989), Franchi et al. (1989), Panza (1995 a y b, 1998).

Hechem y Homoc (1985) trabajaron en el área de Bajo Grande y elaboraron el primer modelo de facies volcanoclástico para el Grupo Bahía Laura, integrando a la Formación Bajo Grande en el grupo, ya que desechan el contacto discordante entre ambas entidades.

Rapela y Kay (1988); Kay et al. (1989) y Pankhurst y Rapela (1995) introducen los términos **Grupo Chon Aike**, **provincia Chon Aike** y **provincia volcánica Jurásica**, respectivamente, para el conjunto de los asomos de volcanitas jurásicas de toda la Patagonia extraandina y Pankhurst et al. (1993a) utiliza el término Complejo Chon Aike exclusivamente

para las volcanitas del Macizo del Deseado. Por otro lado Pankhurst et al. (1998) proponen que las volcanitas jurásicas de Patagonia junto con las del oeste de Antártida conforman una de las mayores provincias ígneas silíceas del mundo. Para el Macizo del Deseado estima una extensión de 100.000 km² y para todo el conjunto 1.000.000 km², con espesores mínimos de 500 metros y máximos de 2.200 metros (Féraud et al., 1999).

Jurásico superior-Cretácico inferior

Una secuencia sedimentaria y volcanoclástica del Jurásico superior y Cretácico temprano cubre al Grupo Bahía Laura. Es el producto de una nueva reactivación de la tectónica extensional en el Cretácico inferior (Palma, 1989) que genera la evolución de pequeñas cuencas cerradas. Esta secuencia es progresivamente importante en espesor y extensión lateral en las cuencas cretácicas a terciarias localizadas hacia el norte (Cuenca del Golfo de San Jorge) y al sur (Cuenca Austral) del Macizo del Deseado y sus rocas se engloban en las Formaciones Bajo Grande y Baqueró.

La **Formación Bajo Grande** (Di Persia, 1958) está compuesta por sedimentitas y piroclastitas varicolores (tobas, tufitas, areniscas y conglomerados) que se desarrollaron a lo largo de una faja de rumbo norte-sur coincidente aproximadamente con el meridiano de 69° en el sector central y sur del Macizo del Deseado durante el Jurásico superior (Kimmeridgiano)-Cretácico inferior (Hauteriviano). Los primeros autores que utilizan la denominación de Formación Bajo Grande son Lesta (1969) y Turic (1969) quienes al igual que Di Persia (1956) la incluyen dentro del Grupo Chubut. Más tarde, Pezzi (1970), De Giusto et al. (1980) y Panza (1982 y 1986) al analizar la relación de discordancia que la separa de la unidad superior, Formación Baqueró, cuya edad Barremiano-Aptino es definida por Archangelsky (1967), la separan del Grupo Chubut y la ubican en el Jurásico superior limitada por discordancias en su base y techo. Trabajos de detalle sobre esta unidad fueron realizados por Hechen y Homoc (1985 y 1988) quienes presentan un modelo de facies volcanoclástico de las Formaciones Chon Aike, La Matilde y Bajo Grande a partir del cual interpretan a esta última como depositada en un sistema de abanico aluvial asociado con áreas volcánicas proximales. Consideran que las tres unidades provienen de un evento generador común por lo que proponen incluir a la Formación Bajo Grande dentro del Grupo Bahía Laura.

En conjunto toda la unidad está muy bien estratificada, es de color gris amarillento-blanquecino hasta anaranjado rojizo. La parte inferior está integrada por bancos lenticulares a tabulares delgados de areniscas y tufitas, generalmente consolidadas y en ocasiones con estratificación entrecruzada en artesa en estratos agrupados a escala pequeña. La sección superior de esta unidad es una secuencia bien estratificada integrada por tobas, tobas finas vítreas o vitrocrystalinas y algunas tufitas delgadas de grano mediano intercaladas. Con respecto al espesor de esta unidad, los datos son muy variables por tratarse de depósitos continentales sedimentados en cuencas aisladas y truncados en su techo por una discordancia angular

marcada. Por eso oscila entre 20 metros en El Ceibo (Panza, 1995a) hasta 420 metros en su localidad tipo (Panza, 1982 y 1998).

Se trata de una secuencia típicamente continental, característica de un ambiente del tipo de "bolsones" intermontanos, con acumulación relativamente rápida de sedimentos en diferentes subambientes (conos aluviales, canales fluviales, lagunas) debido a variaciones fisiográficas locales. Durante toda la deposición de la secuencia existió un aporte casi ininterrumpido de material piroclástico consecuencia de una actividad volcánica intensa en áreas aledañas. Su edad está determinada por su posición estratigráfica, según Pezzi (1970), De Giusto et al. (1980) y Panza (1982 y 1986), es posterior al Grupo Bahía Laura, es decir post Oxfordiano y anterior a la Formación Baqueró del Barremiano superior - Aptiano inferior (Archangelsky et al., 1984).

La **Formación Baqueró** (Archangelsky, 1967) está compuesta por piroclastitas y sedimentitas, de gran dispersión en el sector central del Macizo del Deseado, con abundante flora fósil que permite ubicarlas temporalmente en el Cretácico inferior, precisamente en el Barremiano alto-Aptiano (Archangelsky, 1967; Archangelsky et al., 1984). Este paquete piroclástico-sedimentario se apoya en discordancia angular sobre la Formación Bajo Grande.

Fue descrita por primera vez por Frenguelli (1933) quien lo incluye en el Deseadiano inferior de edad Paleógena. Stipanovich y Reig (1955, 1956), separaron al llamado "Baqueroense" del Complejo Porfírico Jurásico, considerando a esta sección como perteneciente a un ciclo sedimentario distinto de edad cretácica. Di Persia (1956, 1957, 1958) y De Giusto (1956, 1957, 1958) incluyeron a la unidad dentro del Chubutiano, y en particular en la llamada "Serie de las Tobas Amarillas". Archangelsky (1963, 1967) autor que realizó los estudios más detallados de esta unidad y su flora fósil, creó la denominación de Formación Baqueró.

Desde el punto de vista litológico, esta constituida por dos miembros, uno inferior aflorante solamente en las localidades de Bajo Tigre, meseta Baqueró, Lote 18, cerros Derrumbado, Rubio y Bayo, y uno superior presente en toda la cuenca. Ambas subunidades son concordantes y presentan una flora fósil en común. De Giusto et al. (1980) indican que el Miembro inferior, de hasta unos 70 metros de espesor, está integrado por conglomerados mal seleccionados, areniscas cuarzosas, y fangolitas carbonosas fosilíferas, mientras que el miembro superior, de hasta 170 metros de espesor, presenta un muy distinguishable bandeo de capas de colores blanquecino y pardo rojizo con formas de erosión en tubos de órgano. La Formación Baqueró está integrada por una secuencia típicamente continental, si bien ambos miembros representan condiciones ambientales distintas. El Miembro inferior corresponde a depósitos característicos de ambiente fluvial, en partes lagunar, en el que alternan períodos de alta a baja energía. El Miembro superior, en cambio, sugiere la sedimentación directa de lluvias de cenizas mediante un aporte casi continuo de material piroclástico fino, indicador de una extensa actividad volcánica en comarcas alejadas. Dicho elementos, se depositaban ya en un ambiente mucho más uniforme y casi sin desniveles.

Cretácico inferior a superior

En la zona norte del Macizo del Deseado, con una distribución general ONO-ESE, afloran sedimentitas cretácicas continentales del **Grupo del Chubut** (Lesta, 1969), de gran desarrollo en el subsuelo en la cuenca del Golfo de San Jorge y de gran importancia económica por ser las rocas productoras de petróleo de dicha cuenca. Este conjunto sedimentario ha recibido distintas denominaciones, Areniscas Abigarradas o Chubutiano (Ameghino, 1898), Estratos con Dinosaurios (Keidel, 1920 en Feruglio, 1949) y/o Chubutense (Feruglio, 1949). Su conformación en el Macizo del Deseado ha sufrido algunas modificaciones a lo largo de los años ya que, sobre la base de las similitudes litológicas y la ausencia de materiales paleontológicos, se habían incluido en él unidades que resultaron ser más antiguas como las Formaciones Bajo Grande y Baqueró (por ejemplo Di Persia, 1956, 1957, 1958, Lesta y Ferello, 1972). En el ámbito del Macizo del Deseado, está integrado por las Formaciones Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios, denominaciones que corresponden a Teruggi y Rossetto (1963) y que en conjunto totalizan unos 450 m de espesor constituyendo una secuencia típicamente continental con un fuerte aporte de material piroclástico.

Terciario-Cuaternario

La Formación Sarmiento (Feruglio, 1949) o **Grupo Sarmiento** (Simpson, 1941) esta compuesta por horizontes de tobas que tuvieron su origen en efusiones que ocurrieron durante un extenso intervalo que va del Eoceno al Mioceno. Sus depósitos de gran espesor y regionalmente extendidos, constituyen las mayores acumulaciones piroclásticas del país.

Durante el Cenozoico se producen dos ingresiones marinas desde el Atlántico, ambas de gran desarrollo en el ámbito de la cuenca del Golfo de San Jorge. La primera, de edad Daniana, está representada en el ámbito del Macizo del Deseado por escasos afloramientos de facies proximal de areniscas coquinoideas y areniscas verdosas conocida como **Formación Salamanca** (Lesta y Ferello, 1972). La segunda ingresión se desarrolla durante el Mioceno inferior y corresponde a los depósitos que Feruglio (1949) denomina Patagoniense y que subdivide en los pisos Juliense, Leonense y Superpatagoniense. Mas tarde Bertels (1970) se refiere a estos sedimentos como Patagoniano y lo subdivide en **Formación San Julián** y **Formación Monte León**.

Los depósitos continentales del Terciario superior de la **Formación Santa Cruz** (Ameghino, 1898), son el producto de los eyectos del volcanismo explosivo cordillerano y se depositaron desde la parte sur de la cuenca del Golfo San Jorge hasta el estrecho de Magallanes.

El Cenozoico del Macizo del Deseado se caracteriza por la presencia de numerosas **efusiones de rocas basálticas** de carácter olivínico, que Panza y Franchi (2002) agrupan en siete ciclos:

- Ciclo basáltico Cretácico superior – Paleoceno inferior: Basalto Las Mercedes (Panza, 1982).

- Ciclo basáltico Paleoceno: Basalto La Levadura (Panza, 1998).

- Ciclo Basáltico Eoceno: Basalto Cerro del Doce (Panza, 1982) equivalente al Basalto Chapalala (De Giusto et al., 1980) y a las Formaciones San Agustín (de Barrio, 1984) y Cerro Sombrero (de Barrio, 1985).

- Ciclo basáltico Oligoceno inferior alto a superior: Basalto Alma Gaucha (Panza, 1982) y Basalto El Matrero (Cobos y Panza, 2001).

- Ciclo basáltico Mioceno inferior a medio: Basalto Gregores (Marín, 1982), Basalto El Pedrero (Panza, 1988), Basalto de la Laguna Sin Fondo (Cobos y Panza, 2001), Basalto Cóndor Ciff (Cobos y Panza, 2001), Formación Madre e Hija (Sacomani, 1984) y la Adakita Cerro Pampa (Ramos, 1982).

- Ciclo basáltico del Mioceno superior al Pleistoceno, dividido en Ciclo basáltico Mioceno superior: Basalto Strobel (Ramos, 1978) para el área de Gobernador Gregores y Ciclo basáltico Mioceno superior – Plioceno inferior con el Basalto Cerro Tejedor (Sacomani, 1984), Basalto Cerro Mojón (Panza, 1998) y Basalto La Siberia (Cobos y Panza, 2001).-

- Ciclo basáltico Plioceno superior – Pleistoceno inferior: Basalto La Angelita (Panza, 1984), Basaltos La Angostura, Barranca Alta y Cerro Bandera (Marín, 1982) y Basalto Laguna del Guadal (de Barrio, 1984).

La Formación Las Mercedes (Panza, 1982) marca el inicio de un largo magmatismo basáltico que continuará durante gran parte del Cenozoico como consecuencia de la persistencia de ambientes distensivos post-orogénicos (de Barrio et al., 1999). Los **extensos mantos basálticos** del terciario y cuaternario son producto de la migración de sudoeste a noreste de una ventana astenosférica generada por la subducción del punto triple entre las placas Sudamericana, Pacífica y Nazca (Ramos y Kay, 1992).

La columna se completa con los denominados “Rodados Patagónicos”, constituidos por las **Formaciones Mata Grande** (Panza y de Barrio, 1987; 1989) y **La Avenida** (Marín, 1982), que corresponden a un delgado manto de gravas arenosas de edad Plioceno superior – Pleistoceno inferior que cubre en discordancia a las unidades antes mencionadas.

Finalmente, depósitos aluviales, coluviales, de bajos y costeros se distribuyen irregularmente en toda la provincia geológica. Estos flujos basálticos y rocas sedimentarias marinas y continentales cenozoicas cubren las rocas más antiguas y revelan el típico paisaje patagónico de plateau por debajo del nivel de la costa atlántica.

MARCO TECTÓNICO DEL MACIZO DEL DESEADO

En este apartado se presenta una síntesis de la evolución tectónica del Macizo del Deseado. Esta provincia geológica tiene rasgos peculiares que llevaron a su constitución actual. Se resumen aquí las características para cada ciclo y las diferentes alternativas planteadas.

Ciclos Pampeano (Neoproterozoico a Cámbrico inferior) y Famatiano (Ordovícico a Devónico medio)

La evolución tectónica del Macizo del Deseado se habría iniciado en el Ciclo Pampeano. Las diferentes interpretaciones que tratan de explicar la evolución tectónica del basamento en el Macizo del Deseado son de difícil conciliación, Ramos (2002) sintetiza las dos alternativas planteadas:

Basamento como parte de Gondwana: el basamento del Macizo del Deseado fue originado por acreción sedimentaria Neopaleozoica, por lo cual siempre formó parte de Gondwana. El núcleo Precámbrico antiguo (posiblemente en el Macizo de Somuncurá) por erosión y acreción lateral fue creciendo hacia el sudoeste. La subducción sobre el margen Pacífico (ubicada al este de la actual), se evidencia con el magmatismo del Paleozoico inferior (Magmatismo Famatiniano). En este sentido, Rapela y Pankhurst (2002), señalan que el margen occidental de Sudamérica cambia de pasivo a activo en el Cámbrico inferior, produciéndose la acreción del terreno Pampeano en el Cámbrico medio y dando lugar a la formación de macizos migmatíticos. Según estos mismos autores, en el Paleozoico inferior, hay una nueva convergencia de placas (evento Famatiniano) que produce al norte la acreción del terreno Precordillera, en el Ordovícico medio a superior.

Basamento como un macizo autóctono: el Macizo del Deseado habría sido un terreno autóctono (terreno Deseado) respecto del resto de la Patagonia. Las características descritas por Giacosa et al (2002) para el basamento sugieren una subducción hacia el sudoeste donde el terreno Deseado correspondería al margen activo y cuyo arco magmático estaría representado por los granitoides y tonalitas de edad famatiniana (ordovícica a silúrica). La intensa deformación penetrativa que caracteriza a las rocas eopaleozoicas se habría producido con posterioridad, durante la colisión y correspondería en sentido amplio a la orogenia Chálica.

Ciclo Gondwánico (Pérmico a Triásico)

La evolución tectónica de este ciclo presenta varios escenarios alternativos que pueden interpretarse a partir de los siguientes elementos tectónicos (Ramos, 2002), que desde el margen pacífico hasta el atlántico son:

-Prisma de acreción Devónico superior a Carbonífero en territorio argentino, representado por la Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha. Siendo más joven, hasta triásico y cretácico inclusive en sectores del margen pacífico (Hervé et al., 2000).

-Plataforma Precámbrica a Paleozoica inferior formada por el basamento del Macizo del Deseado, cuya extensión en el subsuelo marcaría el límite occidental sobre el que se desarrolló el prisma de acreción.

-Arco Magmático Gondwánico desarrollado en el Macizo de Somuncurá, del Deseado y la región central de Argentina (Forsythe, 1982 y Uliana et al., 1985).

-Cuencas de rift, continental, de intraarco (Jalín, 1987; Bellosi y Jalín, 1989), denominada Cuenca La Golondrina que se desarrollan en la pared colgante de la sutura (suture hanging-wall) eopaleozoica.

En función de estos elementos se plantean tres interpretaciones geotectónicas (Ramos, 2002):

-Hipótesis de Forsythe: La subducción en el margen Pacífico produce un amplio arco magmático preJurásico, que abarca Patagonia, región pampeana y precordillerana (Forsythe, 1982). El modelo reunía básicamente a todo el magmatismo prejurásico como magmatismo de arco pero estudios posteriores han demostrado que numerosos granitoides permotriásicos de esta región no tienen afinidades de arco (Caminos, 1988, Pankhurst et al. 1993a). La interpretación de un arco magmático triásico en el Macizo del Deseado (Rapela y Pankhurst, 1996) asume la presencia de un arco distal asociado a la subducción pacífica en esta región, criterio compartido por numerosos autores (Godeas, 1992; Márquez et al., 1993).

-Hipótesis de Lock-Dalziel: Se produce subducción subhorizontal en el margen Pacífico de Gondwana que genera la deformación pérmica del Sistema de Ventana. Paralelamente, un punto caliente es el responsable del plutonismo Paleozoico superior de la región de Somuncurá (Dalziel et al., 2000). Esa anomalía térmica representada por las vulcanitas del Karoo del Jurásico inferior sería responsable del punto triple que llevó a la ruptura del Gondwana Occidental (Storey et al. 1992) y ese período anormalmente térmico explicaría el amplio desarrollo en el Jurásico de la provincia magmática Chon Aike según Kay et al. (1989).

-Hipótesis de Ramos-Palma: El terreno compuesto de Patagonia (Continente Austral), formado por los macizos del Deseado y Somuncurá, habría colisionado en el Pérmico inferior con Gondwana produciendo la deformación del sistema de Ventana y un arco magmático Paleozoico superior en el margen norte del Macizo Norpatagónico. Se produce distensión y magmatismo Pérmico-Triásico en el norte de Patagonia y en el sur procesos de rifting que dan lugar a la formación de la Cuenca La Golondrina (Ramos, 1984; 1986; 1996 y Palma, 1989). En forma concomitante a estos procesos, el margen Pacífico de Patagonia puede haber estado sometido a subducción, con el desarrollo de un arco magmático Mesozoico distal (Rapela y Pankhurst, 1996) del Macizo del Deseado (Formación La Leona). Sin embargo, Ramos (2002)

plantea que este magmatismo puede deberse a fusión de corteza en régimen extensional de retroarco.

Ciclo Patagónico (Triásico superior al Cretácico superior)

Es en este período donde se registra la mayor actividad magmática en la región, caracterizado por el comienzo de la subducción y convergencia en el margen pacífico de la Patagonia Austral. Según Ramos (1988), el proceso de subducción del margen sudoccidental de Gondwana tuvo lugar durante el Mesozoico y Cenozoico, con dos regímenes tectónicos diferentes:

El primer régimen de subducción se desarrolla desde el Triásico (230 Ma) al Cretácico temprano (135 Ma) con una velocidad de convergencia entre placas lenta a muy lenta, generando un importante régimen extensional en el arco (donde se generaron grandes volúmenes de volcanitas del Complejo El Quemado), en el sector de intraplaca (donde se produjo el importante volcanismo jurásico del Macizo del Deseado) dando lugar al inicio de la apertura del Océano Atlántico. Este evento magmático jurásico del Macizo del Deseado surgió en respuesta de un muy importante ambiente extensivo de retroarco producto del efecto combinado de una velocidad de subducción lenta a muy lenta en el margen pacífico de Gondwana y la presencia de una anomalía térmica vinculada a la pluma Karoo-Antártica-Tasmania, que puso en evidencia el inicio del desmembramiento de Gondwana.

Muchos autores indican una migración del rift jurásico y su respectivo vulcanismo hacia el SO (Alric et al., 1996; Feraud et al., 1999; Pankhurst et al., 2000, Kay et al., 1989). Sin embargo, Guido (2002), indica la presencia de un bloque relativamente elevado en el este del Macizo del Deseado, junto con evidencias de edades jóvenes, que permitió explicar que la concentración de mayores edades en el sector oriental se debe a un efecto combinado del alto estructural expuesto con la importante denudación sufrida.

Se produce en el Macizo del Deseado una serie de grandes hemigrábenes basculados hacia el este, que en detalle tienen una compleja estructura formada por fallas transversales que segmentan las estructuras mayores. Las efusiones riolíticas rellenan esos hemigrábenes (Uliana y Biddle, 1987), dando lugar hacia el techo a intercalaciones clásticas de típicas facies de sinrift, con las que culmina el episodio extensional jurásico. Existen evidencias del comportamiento de estas estructuras en profundidad gracias a estudios geofísicos (Uliana et al., 1985; Figueiredo et al., 1996; Homovc et al., 1996), que reflejan que los grabens y hemigrabens poseen rumbo NO a NNO y que la extensión estuvo acompañada de plegamiento abierto de gran escala por fallamiento normal a lo largo de los flancos de los grabens. Además resulta evidente de las interpretaciones sísmicas que las fallas son subverticales en superficie, con una tendencia a hacerse lístricas en profundidad y han generado cuencas separadas (pero relacionadas) por altos de rocas pre-jurásicas o edificios volcánicos jurásicos.

Para Figueiredo et al. (1996) y Homovic et al. (1996), el Cretácico se caracterizó por una relativa estabilidad. Sin embargo, Panza et al. (1995), destacan que los movimientos de la Fase Araucánica o Catánlica desplazan fuertemente a la secuencia volcánico-sedimentaria jurásica, produciendo una estructura extensional de bloques hundidos y elevados y delimitando restringidas subcuencas donde se depositarán las rocas de las Formaciones Bajo Grande y Baqueró en el ámbito del Macizo del Deseado.

El segundo régimen de subducción se produce cuando se inicia la separación entre África y Sudamérica, y se caracteriza por un incremento de la deriva continental y consecuente aumento del proceso subductivo. El régimen se torna francamente compresivo durante el Cretácico superior (100 Ma), se produce el cierre de la cuenca marginal, el emplazamiento tectónico del Batolito Patagónico y los primeros registros de levantamiento de la cordillera andina. Desde el Terciario inferior y con un pico de deformación en el Mioceno superior, se desarrolla en el ámbito de la Cordillera Patagónica una faja plegada y corrida (Ramos, 1989) con corrimientos y sobrecorrimientos (producidos por rebote de la deformación en el bloque rígido del Macizo del Deseado) de rumbo principal N-S.

Ciclo Andico (Cretácico superior alto a Reciente)

En el Macizo del Deseado, a pesar de los movimientos de este ciclo, las secuencias presentan una disposición subhorizontal, por lo tanto ha sido estable durante la mayor parte del Fanerozoico tal como fue señalado por Panza et al. (1995). Es característico para este ciclo, el emplazamiento de basaltos de meseta que se asocian a la colisión de diferentes segmentos de la dorsal de Chile, ya que existe una vinculación temporal y espacial de estas mesetas con el desarrollo de las ventanas astenosféricas formadas entre la placa de Nazca y la Antártica. Estos basaltos se caracterizan por su afinidad con los basaltos de intraplaca oceánicos y presentan diferentes grados de fusión.

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA LOCAL

GEOLOGÍA DEL AREA LA JOSEFINA

Introducción

En el área La Josefina afloran sólo algunas de las unidades que componen la estratigrafía de la provincia geológica Macizo del Deseado, destacándose que el área estudiada comprende la localidad tipo de las metamorfitas de la Formación La Modesta y que al igual que en todo el Macizo del Deseado, las rocas volcanigénicas jurásicas están muy bien representadas ocupando el 50% de los afloramientos. Finalmente se presentan extensas coladas de basaltos terciarios, fundamentalmente de la Formación La Angelita, asomos más reducidos de la Formación Cerro del Doce y depósitos cuaternarios.

En el marco de esta Tesis Doctoral, se efectuaron estudios y mapeos de detalle que abordaron principalmente a la Formación La Modesta y todas las unidades volcánicas del Jurásico medio a superior, las que fueron incluidas dentro de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike. Asimismo permitieron una caracterización sintética de las unidades pos-jurásicas y un análisis e interpretación estructural del área.

Antecedentes geológicos

El área está comprendida en la porción suroriental de la hoja geológica 4769-III “Destacamento La María” del programa nacional de las cartas geológicas de la República Argentina a escala 1:250.000.

Los antecedentes bibliográficos sobre la geología del área La Josefina son escasos, referencias aisladas se encuentran en las obras de Roll (1938) y Feruglio (1949-1950). Di Persia (1962) efectuó un estudio de carácter estratigráfico a escala 1:100.000 al sur del río Deseado, como parte de los trabajos de geología de superficie de la empresa petrolera estatal Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF). Este autor describe el basamento metamórfico aflorante, denominándolo “Esquistos de La Modesta”, al que le asignó una tentativa edad precámbrica. Varios autores como Suero (1960), Ugarte (1966), Stipanovic et al. (1968) y Lesta y Ferello (1969) presentan algunas caracterizaciones de estas rocas en sus trabajos. Pezzi (1970) propuso el nombre de Formación La Modesta, y concluyó que está integrada por filitas cuarzo-muscovíticas y metacuarcitas y le asignó una probable edad pre-devónica, correlacionándola además, con la Formación Río Lácteo. Finalmente, Panza y Cobos (1999) indican que las rocas de la Formación La Modesta son de bajo grado metamórfico y pertenecen a la facies de esquistos verdes, subfacies cuarzo - albita - muscovita - clorita.

Deben citarse estudios regionales de Di Persia (1956, 1958, 1959) y de Di Giusto (1956, 1958) y entre los trabajos programados por YPF, se destacan los estudios de Turic (1969) y Pezzi (1970). Viera y Márquez (1975) de la Secretaría de Minería de la Nación, realizan un

relevamiento geológico de la zona e informan sobre la presencia de vetas portadoras de galena argentífera.

Todos los trabajos antes citados presentan descripciones de las unidades geológicas del área La Josefina a escala regional, mencionan solamente la presencia de unidades tales como Formación La Modesta y Formación Chon Aike pero no entran en detalles acerca de ellas. Los trabajos más modernos están relacionados a investigaciones realizadas por el INREMI principalmente vinculadas a las manifestaciones epitermales (Del Blanco et al., 1994; Echeveste et al., 1995; Fernández et al., 1996; entre otros).

3-1. FORMACIÓN LA MODESTA

Introducción

El estudio detallado de las metamorfitas de la Formación La Modesta en su localidad tipo (campos de las estancias La Josefina y La Modesta) surgió como consecuencia del hallazgo de abundantes laminillas de oro en fragmentos de metamorfitas incluidos en una brecha hidrotermal situada unos pocos kilómetros al este de sus afloramientos (Moreira et al. 2001).

El mapeo geológico (1:5000) permitió constatar la presencia y extensión de los diversos tipos litológicos identificados previamente (Di Persia 1962; Pezzi 1970 y otros autores) y reconocer nuevas litologías, descritas por primera vez para la Formación La Modesta. Los estudios llevados a cabo en el presente trabajo posibilitaron además establecer el grado metamórfico alcanzado, los rasgos deformacionales y reinterpretar su ubicación temporal. Asimismo se propone una correlación de esta Formación con otras unidades sedimentarias de bajo grado metamórfico de regiones aledañas al Macizo del Deseado separándola de las rocas del Complejo Río Deseado y finalmente se presenta la evolución geológica pre-mesozoica de la zona (Moreira et al., 2005).

Rasgos Geológicos

La Formación La Modesta se dispone en dos pequeños afloramientos separados entre sí por una colada de basalto cuaternario que cubre las zonas bajas. Esta unidad conforma lomadas suaves que sobrepasan una decena de metros por arriba del nivel de los basaltos terciarios, y además, están en gran parte cubiertas por regolito de la misma roca (Fig. 3-1). El asomo occidental se sitúa en los campos de la estancia La Modesta conformando una faja N-S



de aproximadamente 2 km de largo y 500 m de ancho promedio. El afloramiento oriental es una faja NO-SE de 4 km que se encuentra aproximadamente a 3 km al oeste del casco de la estancia La Josefina (Figura 3-2).

Fig. 3-1. Vista de los asomos de las metamorfitas de la Formación La Modesta.

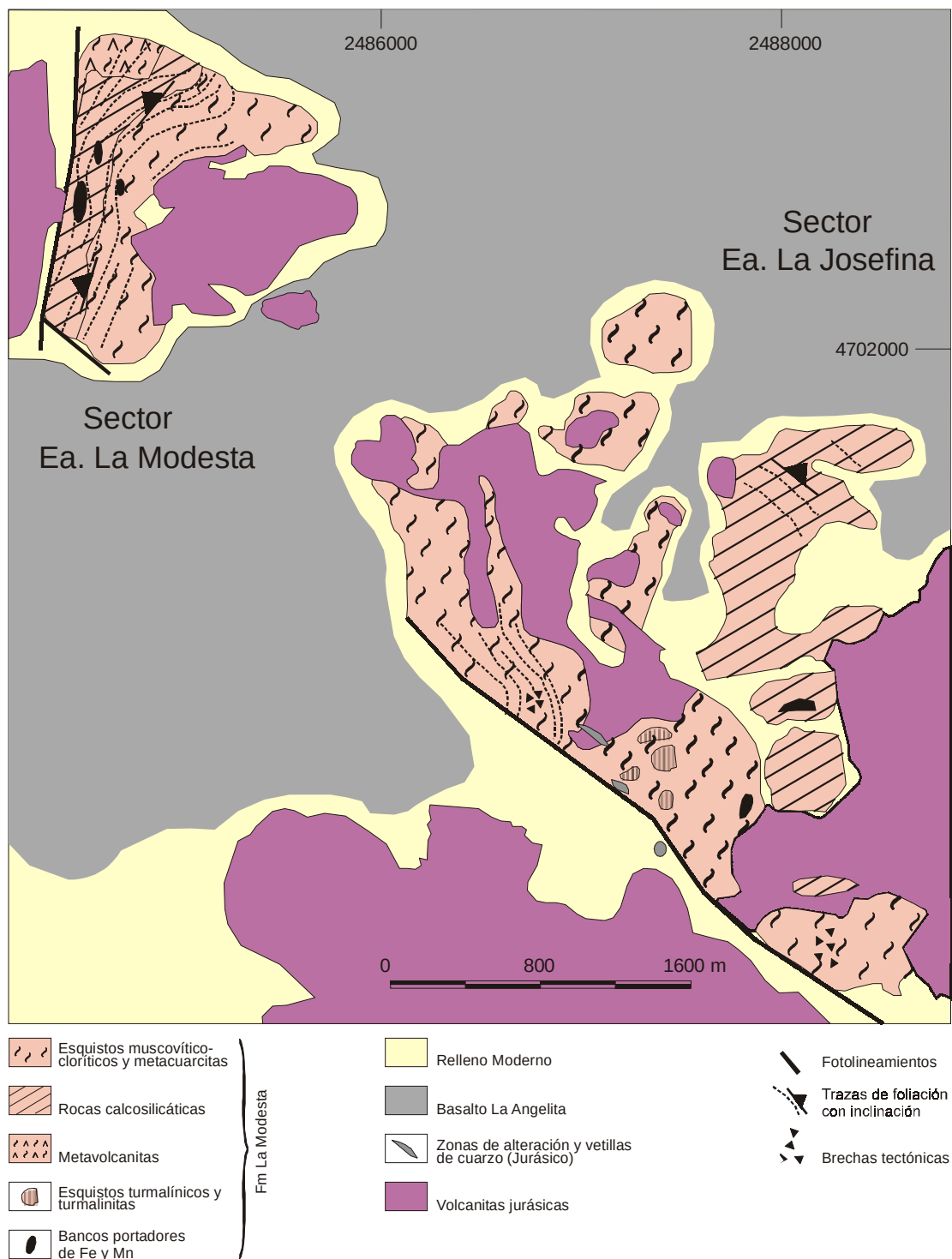


Figura 3-2. Mapa geológico de la Formación La Modesta en la zona de las estancias La Josefina y La Modesta (Moreira et al., 2005).

Litologías

La Formación La Modesta está constituida por esquistos muscovíticos y muscovítico-cloríticos, esquistos cuarzo-cloríticos, metacuarcitas, rocas calcosilicáticas y en menor proporción por metavolcanitas mesosilícicas, rocas esquistosas ricas en turmalina y bancos de óxidos de Fe y Mn.

Esquistos muscovíticos y muscovítico-cloríticos: son las rocas de mayor extensión areal. En el área de la estancia La Modesta ocupan la porción oriental y en la estancia La Josefina, predominan en el sector norte aunque también aparecen de forma subordinada en las porciones sur y central. En muestra de mano son grises a gris verdosas dependiendo de la participación de muscovita y/o clorita, respectivamente. En rocas del sector austral de la estancia La Josefina, se han encontrado trazas fósiles del icnogénero *Planolites isp* en mal estado de conservación.

Microscópicamente están compuestas por dominios de cuarzo y plagioclasa con escasos individuos de carbonatos, turmalina y zoicita, conformando un mosaico con textura granoblástica suturada a interlobada, e incluso poligonal. Otros dominios son predominantemente de composición clorítica (variedad pennina) y/o muscovítica, acompañados de zoicita, cuarzo, plagioclasa, minerales opacos y pregrafito/grafito ($\pm$ apatita $\pm$ turmalina), con textura granolepidoblástica a lepidoblástica (Fig. 3-3). Las delgadas láminas de grafito y pregrafito están ordenadas en trenes continuos y paralelos a la esquistosidad.

Los esquistos conservan sectores con granos detríticos de cuarzo y feldespatos (plagioclasas y microclino de hasta 400 micrones) y ocasionalmente muscovita (escamas de 200 micrones) (Fig. 3-4 y 3-5). El cuarzo posee extinción ondulosa, incipientes láminas de deformación y, en ocasiones, microfracturas. La plagioclasa también tiene algunas microfracturas, y las maclas están esfumadas o deformadas con leves combamientos y acuñaientos hacia los bordes.

En sectores muy restringidos, se observaron esquistos rosados con abundante plagioclasa y microclino detríticos e importante participación de apatita y turmalina. Estos esquistos se asocian a las rocas ricas en turmalina que se describirán más adelante. Como mineral detrítico también se halló circón en individuos subredondeados de 20 a 175 micrones y probable monacita redondeada a subrectangular de 25 a 150 micrones. Otros minerales accesorios son individuos de pirita autigénica que se encuentran reemplazados por limonitas y cristales “carcomidos” de hematita primaria. Estos esquistos poseen una gran cantidad de venas lenticulares u ojos deformados de cuarzo de segregación metamórfica.

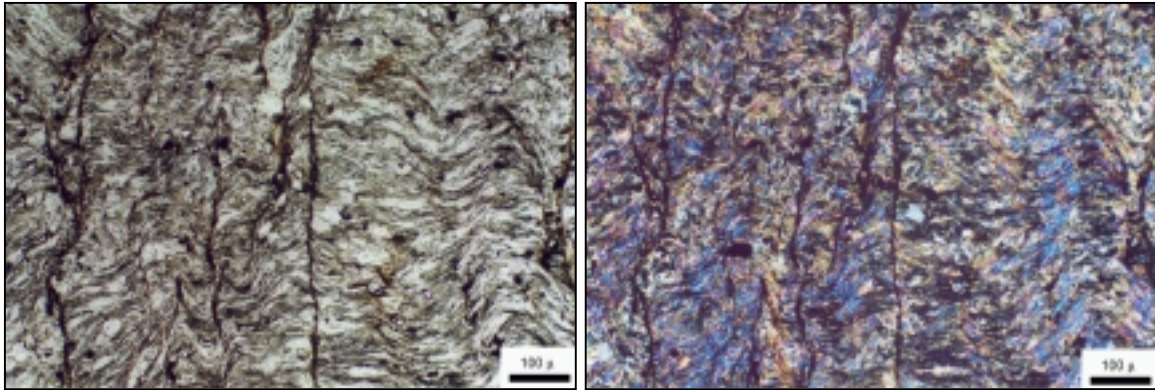


Fig. 3-3. Microfotografías de esquistó muscovítico-clorítico con estructuras planares S_0 - S_1 microplegadas y superficies de disolución S_2 , sin nicles (izq.) y con nicles cruzados (der.).

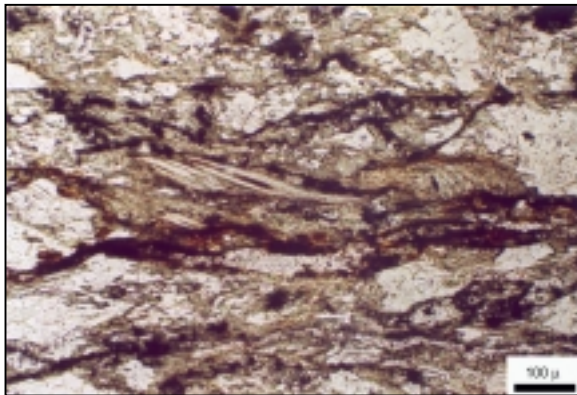


Fig. 3-4. Microfotografía que muestra muscovita relíctica en esquistó cuarzo-muscovítico.

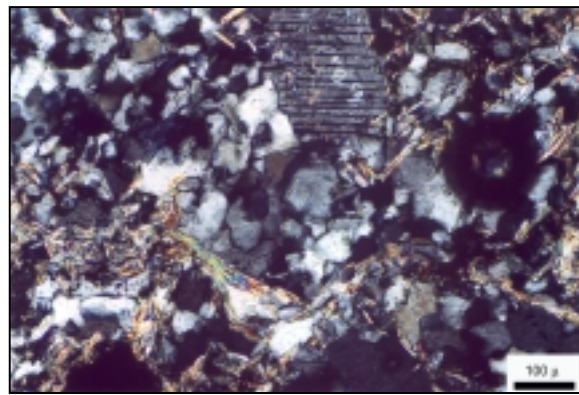


Fig. 3-5. Microfotografía de plagioclasa relíctica en esquistó cuarzo-muscovítico.

Las asociaciones metamórficas halladas en estas rocas son:

- cuarzo + plagioclase + turmalina + zoicita ± carbonatos
- clorita (pennina) + zoicita + cuarzo ± plagioclase ± muscovita ± pregrafito/grafito ± apatita ± turmalina
- muscovita + zoicita + cuarzo ± plagioclase ± clorita ± pregrafito/grafito ± apatita ± turmalina

Metacuarcitas: están presentes principalmente en las porciones sur y centro del área de la Ea La Josefina y forman niveles de algunos centímetros de espesor intercalados en los esquistos. Además se han encontrado esporádicas intercalaciones de metacuarcitas entre las rocas calcosilicáticas del área de la ea La Modesta. Están formadas por abundante cuarzo (hasta 70%) y cantidades menores de plagioclase (hasta 20%) y clorita (0-10%) intercrecidos en un mosaico de textura granoblástica suturada a poligonal.

La asociación metamórfica determinada en esta roca está conformada por cuarzo + plagioclasa $\pm$ clorita.

Rocas calcosilicáticas: afloran en la ladera oeste de las lomadas del área de la estancia La Modesta y en los asomos nororientales de la estancia La Josefina. Macroscópicamente son verdes, de grano fino a medio y de textura esquistosa o bandeada, esta última definida por una alternancia de bandas claras y oscuras de pocos centímetros de espesor.

Al microscopio, las bandas claras están compuestas por carbonatos, principalmente calcita y siderita?, con un tamaño de ~ 100 micrones y, en menor proporción, por cuarzo y plagioclasa de menor tamaño. Estas bandas blanquecinas conforman dominios de textura granoblástica poligonal y hacia el contacto con las bandas oscuras tienen además zoicita, pistacita y clorita. Las bandas oscuras son verdosas y están formadas por escamas de clorita de hasta 40 micrones, de chamosita, agregados masivos de individuos de pistacita y grafito, de 25 micrones, y cantidades variables de cuarzo, plagioclasa, muscovita, clorita (pennina), zoicita y rutilo que definen una textura interesquistosa. (Fig. 3-6 y 3-7).

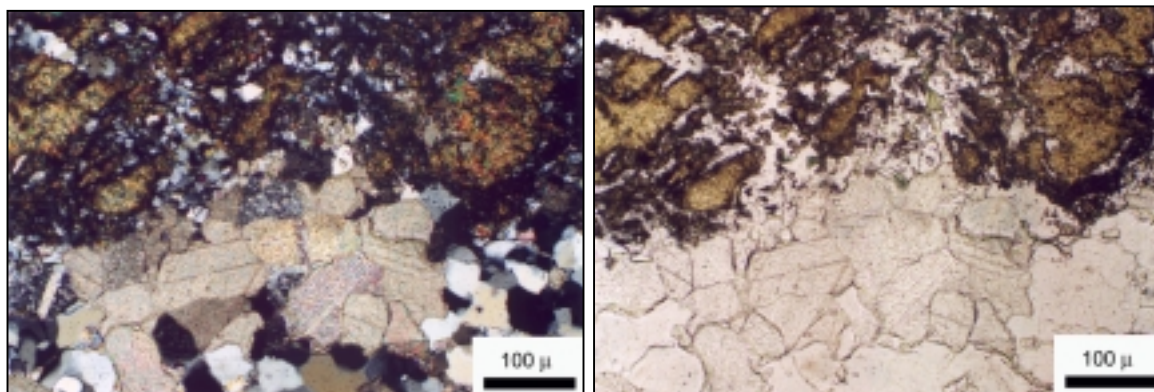


Fig. 3-6. Microfotografías que muestran la textura bandeada de las rocas calcosilicáticas, sin nicoles (izq.) y con nicoles cruzados (der.).

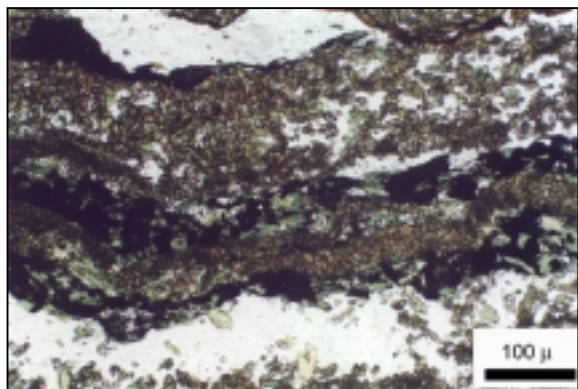


Fig. 3-7. Microfotografía que refleja bandas de clorita, epidoto y minerales opacos intercaladas con bandas de minerales claros en las rocas calcosilicáticas.

Se reconocieron venas irregulares de cuarzo, junto a escasas venillas de calcita y cuarzo que probablemente respondan a un proceso de segregación metamórfica.

En las rocas calcosilicáticas, los minerales opacos son abundantes y están representados por pirita autigénica, totalmente reemplazada por limonitas y con orlas de presión. La magnetita, hematita e ilmenita llegan además a constituir importantes concentraciones, como se verá más adelante.

Las asociaciones metamórficas halladas en estas rocas son:

-calcita + siderita + cuarzo + plagioclasa $\pm$ zoicita $\pm$ pistacita $\pm$ clorita

-clorita + pistacita + grafito $\pm$ cuarzo $\pm$ plagioclasa $\pm$ muscovita $\pm$ zoicita $\pm$ rutilo

Metavolcanitas: se trata de reducidos afloramientos que afloran en una superficie de alrededor de 8 has en el extremo noroeste de la estancia La Modesta. Son rocas de color verde a castaño oscuro y con una esquistosidad menos marcada que la de los esquistos clorítico-muscovíticos. Al microscopio, aún se conservan sectores relícticos de la pasta de una volcanita con textura pilotáxica (Fig. 3-8), constituida por un fieltro desordenado de tablillas subhedrales de plagioclasa, y reemplazadas por argilominerales y carbonatos. Estas plagioclasas relícticas en algunos sectores presentan maclas deformadas.

Las texturas deformativas que obliteraron parcialmente el arreglo pilotáxico son granoblásticas suturadas (en parte poligonal) constituida por cuarzo y albita entre los que se disponen escamas y haces fibrosos de prehnita (Fig. 3-9) y clorita, además de granos de zoicita y trenes continuos de minerales opacos que definen la planaridad metamórfica de la roca.

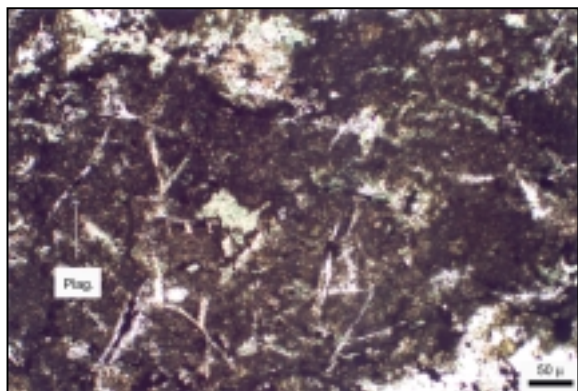


Fig. 3-8. Textura pilotáxica relíctica en metavolcanita mesosilícica.

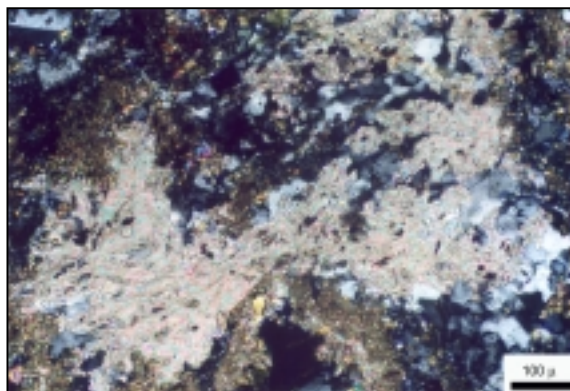


Fig. 3-9. Haces de fibras y primas largos de prehnita, con típica estructura flabeliforme.

Estas rocas tienen abundantes minerales opacos en granos menores a 200 micrones que se presentan orientados y que podrían representar relictos de la fluidalidad de la metavolcanita. Se determinó la presencia de hematita e ilmenita, esta última con pequeños granos de calcopirita. Atravesando a los planos de esquistosidad se identificaron numerosas venillas de cuarzo, pistacita y clorita (pennina).

La asociación metamórfica de las metavolcanitas es cuarzo + albita + prehnita + clorita $\pm$ epidoto (zoicita) $\pm$ hematita $\pm$ ilmenita.

Esquistos turmalínicos: en el sector central del área de la estancia La Josefina, en una superficie del aproximadamente 2 has, intercalados entre esquistos muscovítico-cloríticos, se destacan saltuarios afloramientos de una roca de tonalidades grises a negras con brillo sedoso, en general de grano fino. Presentan una delgada laminación definida por la alternancia de láminas claras predominantemente cuarzosas y oscuras con alta participación de turmalina.

Esta laminación primaria tiene espesores menores a 1 mm y los individuos que la integran son de grano fino, aunque se han identificado ligeros cambios en el tamaño de grano entre los diferentes niveles. La laminación es subconcordante con la esquistosidad de las metamorfitas.

Al microscopio las láminas están constituidas por cuarzo y plagioclasa con textura granoblástica, que alternan con dominios conformados por individuos de turmalina de 50 a 300 micrones (con una abundancia máxima de 40% en algunas muestras), acompañados por escasa clorita y accesorios como apatita, rutilo, titanita, grafito y minerales opacos. Además hay granos detríticos de cuarzo, plagioclasa, feldespato y granos subredondeados de circón con tamaños de 40-100 micrones.

La turmalina se presenta en individuos prismáticos a fibrosos, incoloros a verde con tonos azulados y ocasionalmente con tonalidades castañas. Algunos cristales están zonados, con núcleos oscuros por impurezas no determinadas, de color verde y anillos que se aclaran gradualmente desde castaño hasta verde (Fig. 3-10 y 3-11). Los prismas aparecen orientados según los planos que definen la laminación acentuando la esquistosidad (Fig. 3-12). En secciones menos bandeadas se pueden observar, además de su *parting* basal, abundantes soles de cristales prismáticos con muchas inclusiones de cuarzo (Fig. 3-13).

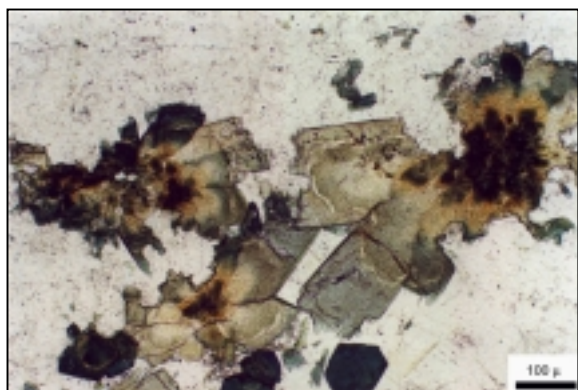
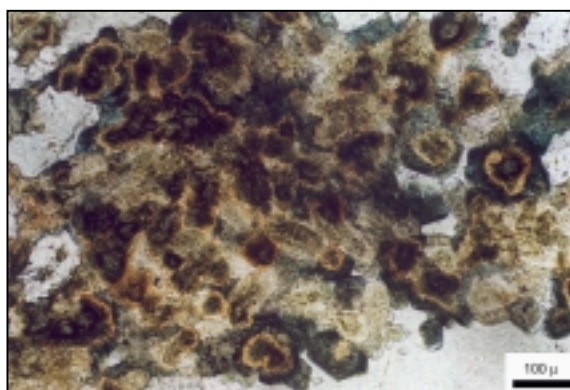


Fig. 3-10. Fotomicrografía que muestra cristales de turmalinas zonados.



3-11. Fotomicrografía de cristales zonados de turmalinas.

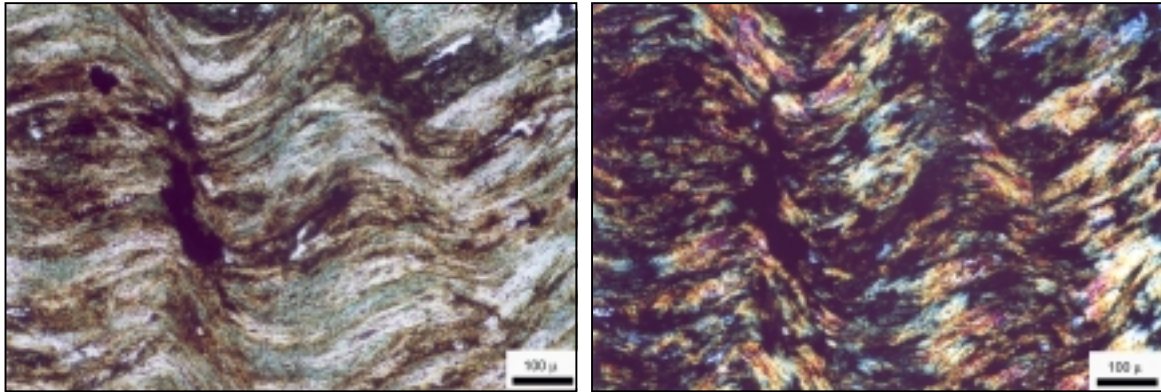


Fig. 3-12. Fotomicrografías de turmalinita donde se observan los prismas de turmalina orientados según S_0 - S_1 microplegados (F_2 : trazas axiales), sin nicoles (izq.) y con nicoles cruzados (der.).

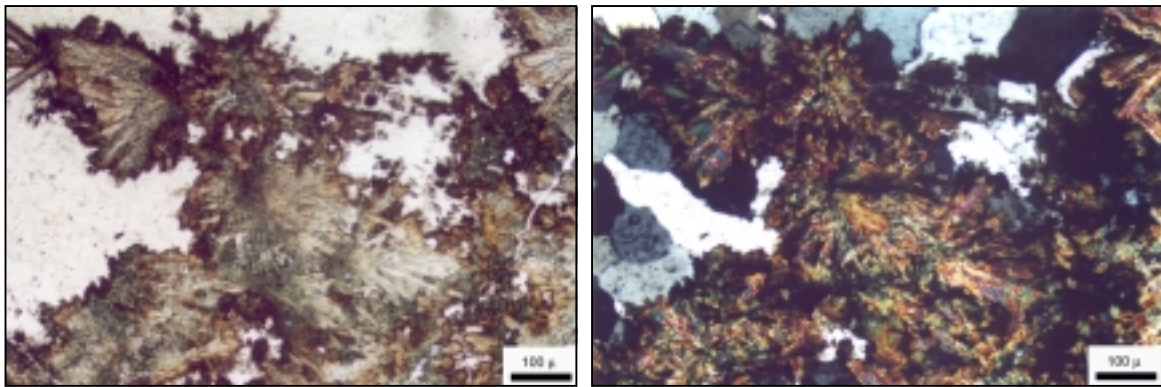
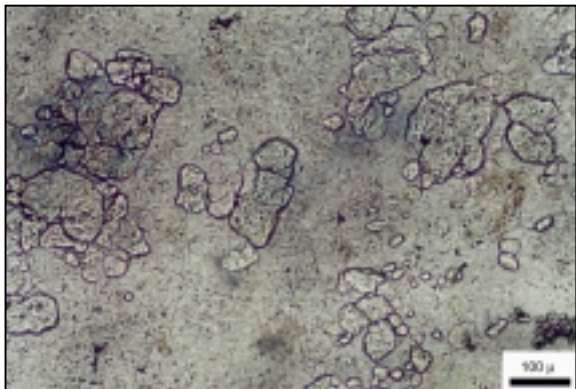


Fig. 3-13. Haces fibro-radiados de turmalina en turmalinita, sin nicoles (izq.) y con nicoles cruzados (der.).

La apatita, por sectores abundante, forma agregados granulares de individuos subrectangulares y hexagonales de entre 50 y 500 micrones (Fig. 3-14). El grafito o pregrafito, se dispone en láminas orientadas de aproximadamente 25 micrones, paralelas o subparalelas a la esquistosidad, al igual que en los esquistos descriptos previamente. La pirita también está



orientada según los planos de esquistosidad y totalmente reemplazados por limonitas. Probablemente se trate de agregados de pirita diagenética que en ocasiones cortan los posibles planos de estratificación.

Fig. 3-14. Fotomicrografía de agregado granular de apatita en turmalinita.

Acompañan a la pirita, pequeños individuos de magnetita, hematita, ilmenita, pirrotina y calcopirita. Las características señaladas para los agregados de pirita fueron propuestas por Bone (1988) como un rasgo que sustenta el origen primario de una turmalinita.

Microscópicamente se determinaron vainas, lentes y/o venas de cuarzo deformado de grano grueso junto a cristales euhedrales de turmalina de unos 25 micrones de diámetro.

Las asociaciones metamórficas determinadas para estas rocas son:

-cuarzo + plagioclasa

-turmalina $\pm$ clorita $\pm$ apatita $\pm$ rutilo $\pm$ titanita $\pm$ pregrafito / grafito $\pm$ cuarzo

Bancos de óxidos de Fe y Mn: son cuerpos gris oscuros y masivos que se asocian a las rocas calcosilicáticas, tanto en el área de la estancia La Modesta como en la estancia La Josefina, aunque en la primera están mejor representados. Son afloramientos de dimensiones reducidas (hasta 20 m de largo x 2 m de ancho), de forma alargada (posiblemente lenticulares) dispuestos concordantemente con la esquistosidad y que por su mayor resistencia a la erosión sobresalen entre las lomadas de esquistos (Fig. 3-15). Las observaciones microscópicas permitieron identificar un predominio de óxidos de Fe y Mn dispuestos en niveles o capas orientadas subparalelamente, de aproximadamente 0,5 mm de espesor (Fig. 3-16). Los minerales principales son magnetita, hematita y óxidos de manganeso e ilmenita como mineral accesorio. Además se observan cantidades variables de pirita, pirrotina, calcopirita y láminas de grafito y pregrafito.



Fig. 3-15. Vista de los afloramientos de los cuerpos ricos en óxidos de Fe y Mn.

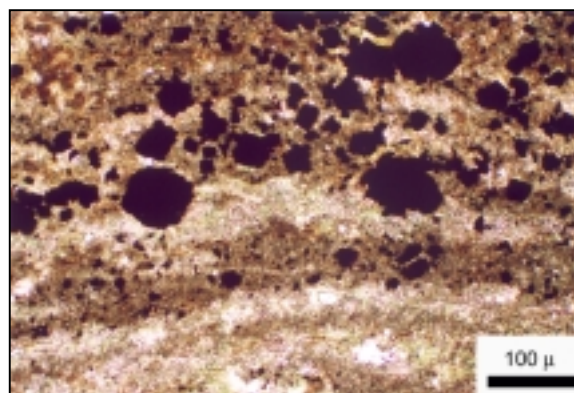


Fig. 3-16. individuos de magnetita dispuestos según S_0 - S_1 en rocas portadoras de minerales de Fe y Mn.

La magnetita es de color gris con tintes violáceas a marrón (variedad rica en Ti). Se presenta en individuos euhedrales y subhedrales con formas "pseudorómbicas" que varían entre 25 y 2500 micrones. Muestra diferentes grados de martitización, que comienza desde los bordes o del clivaje octaédrico, en forma de tablillas o parches de hematita asociada a cristales de rutilo y leucoxeno de aproximadamente 50-100 micrones. La hematita forma individuos euhedrales a subhedrales de hasta 1000 micrones asociados a ilmenita y está alterada parcial

o totalmente a limonitas. También se encontraron pequeñas escamas de hematita primaria de no más de 15 micrones, que siguen los mismos trenes continuos que el grafito aunque no junto a él. Los minerales de manganeso están intercrecidos con la magnetita y de acuerdo con las características ópticas corresponde a manganita. La ilmenita se presenta en individuos de aproximadamente 150 micrones, donde en ocasiones se observan sus típicas maclas lamelares. También forma cristales tabulares de 500 micrones con inclusiones muy pequeñas de calcopirita y/o posibles desmezclas de magnetita de 100 micrones.

La pirita en individuos 40 a 1000 micrones, tiene desmezclas de pirrotina y normalmente está reemplazada por limonitas aunque con algunos relictos de este mineral. El grafito, en ocasiones abundante, forma trenes continuos de finas escamas orientadas que acompañan y remarcan la orientación de los minerales de estos cuerpos (Fig. 3-17).

Los óxidos y sulfuros están acompañados por escasas proporciones de minerales transparentes que se encuentran circunscriptos a determinados niveles. Predomina cuarzo y plagioclasa con textura granoblástica poligonal y en menor proporción dumortierita, apatita y rutilo junto a escasa pistacita y clorita tipo pennina. En determinados sectores la apatita se presenta en agregados granulares.

Se ha observado que algunos minerales opacos están rotos y otros presentan orlas de presión con recristalización de cuarzo (Fig. 3-18). Además los cristales prismáticos de pistacita presentan deformaciones producidas por *micro-boudinage*.

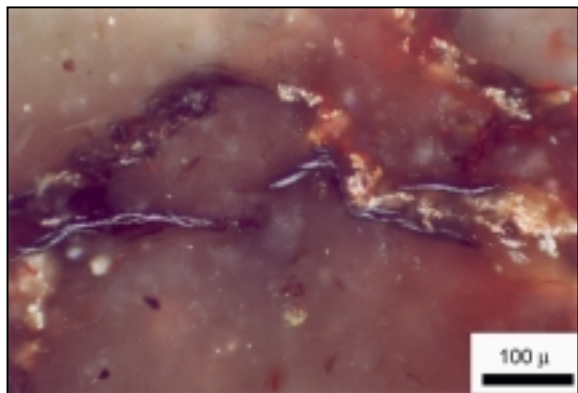


Fig. 3-17. Trenes de finas escamas orientadas de grafito.

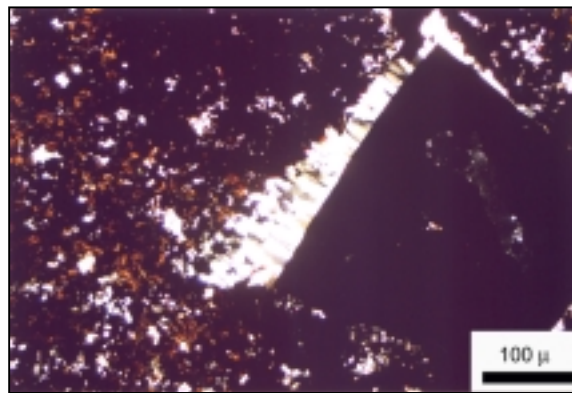


Fig. 3-18. Minerales opacos con orlas de presión con recristalización de cuarzo.

Las asociaciones metamórficas determinadas en estas rocas son:

- magnetita (Ti) + hematita + óxidos de Mn (manganita?) + ilmenita ± pregrafito / grafito ± calcopirita ± pirita
- cuarzo + plagioclasa + dumortierita + apatita + rutilo ± pistacita ± clorita

Geoquímica

Metodología

Con el objeto de contribuir a la caracterización de esta unidad formacional se realizaron análisis geoquímicos de 13 muestras de distintas litologías que conforman la Formación La Modesta (Cuadro 3-1).

Estos análisis fueron efectuados por FRX en la Universidad de Padua (Italia) y en Actlabs (Canadá) y se determinaron los contenidos de los componentes mayoritarios, minoritarios y trazas.

Las muestras analizadas se han procesado en el CETMIC (Centro de Tratamiento de Minerales y Cerámicos) de Gonnet. Las enviadas a Italia fueron comprimidas en pastillas y analizadas con un espectrómetro XRF Phillips PW 1404, siguiendo el procedimiento propuesto por Phillips (X40 Software Operation Manual) para la corrección del efecto matriz. Los resultados son seguros con un error entre 2 y 3 % para elementos mayores y entre 7 y 10% para elementos traza. El LOI fue realizado por calentamiento a 1100°C por 12 horas y corregido por la oxidación de Fe^{+2} ; el Fe^{+2} fue determinado por titulación. Las muestras que se han enviado al Laboratorio Actlabs de Canadá fueron analizadas por ICP (Induced Coupled Plasma) con fusión en metaborato/tetraborato de Li.

Análisis de los resultados

Por su carácter magmático, la muestra de metavolcanita fue volcada en el diagrama clasificatorio TAS (Le Maitre, 1989) y en diagramas discriminantes de ambientes tectónicos (Meschede, 1986; Mullen, 1963; Pearce y Cann, 1973). Conforme a estas construcciones estas rocas metavolcánicas corresponden a un traquibasalto (Figura 3-19 A) y se ubican en el campo de los basaltos tipo MORB (Figuras 3-19 B, C y D).

Tanto las muestras de los bancos con óxidos de Fe y Mn, como las correspondientes a los esquistos calcosilicáticos y la metavolcanita, como es de esperar, son las más ricas en estos elementos y los valores en SiO_2 son los más bajos, mientras que los de Al_2O_3 son los más altos. De estas tres litologías, los esquistos calcosilicáticos y la metavolcanita están muy enriquecidos en Na_2O respecto a K_2O (relaciones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 30$) y también son las que presentan mayores contenidos en TiO_2 y en $\text{CaO} + \text{MgO}$. En cambio, los bancos ferromangáníferos tienen los tenores más bajos en estos elementos (especialmente la muestra 1889) y a su vez presentan concentraciones notablemente bajas en Na_2O y K_2O . Las relaciones $(\text{FeO}_2/\text{FeO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ de estas muestras son notablemente más bajas, aunque se presume que estas relaciones deben haberse invertido, quizás durante el metamorfismo, por oxidación de la magnetita.

litología	esquisto muscovítico-clorítico							meta qz	rocas calco-silicáticas		bancos de Fe y Mn		meta volcánica
	1877	1878	1881	1880	1876	1883	1884		1885	1888	1889	1890	2721
SiO ₂ *	72.85	68.44	67.97	74.43	78.80	69.34	81.68	86.80	45.66	42.66	60.47	45.39	48.23
TiO ₂ *	0.75	0.70	0.66	0.51	0.47	0.72	0.20	0.19	2.00	2.62	0.06	0.52	2.38
Al ₂ O ₃ *	13.51	12.76	13.49	10.65	8.14	12.54	5.56	5.83	13.65	16.84	3.49	8.65	16.11
FeO*	3.41	3.95	4.00	4.04	3.49	3.76	1.76	2.25	5.55	10.63	0.54	6.12	4.63
Fe ₂ O ₃ *	2.57	0.92	0.65	0.81	1.26	1.32	2.25	0.04	5.72	4.25	29.47	23.74	8.97
MnO*	0.03	0.09	0.07	0.10	0.06	0.08	0.12	0.03	0.20	0.31	0.20	4.74	0.22
MgO*	2.49	2.38	2.03	1.65	1.13	2.21	0.61	0.58	4.35	4.50	0.18	1.89	4.62
CaO*	0.60	1.95	1.85	0.58	0.83	1.29	2.19	0.23	10.21	8.05	0.23	1.11	4.25
Na ₂ O*	1.00	3.06	3.88	2.03	1.37	2.76	0.99	2.34	3.27	2.32	0.07	0.11	5.36
K ₂ O*	0.13	1.91	1.79	1.55	0.99	2.17	0.76	0.09	0.07	0.07	0.06	0.14	0.20
P ₂ O ₅ *	0.18	0.15	0.16	0.11	0.17	0.16	0.15	0.11	0.22	0.30	0.22	0.42	0.25
L.O.I.*	1.94	2.99	2.81	2.94	2.78	3.01	3.24	0.89	8.53	6.79	4.89	6.68	4.14
Tot	99.45	99.28	99.35	99.40	99.48	99.36	99.51	99.38	99.44	99.35	99.87	99.52	99.36
Sc*	21	19	19	19	16	21	16	19	17	24	17	22	59
V*	116	110	102	84	55	115	39	24	329	453	100	298	391
Cr*	332	160	137	141	118	148	181	212	158	259	123	82	218
Co*	7	16	11	14	11	13	6	6	36	57	11	32	48
Ni*	34	40	36	33	28	36	19	14	55	93	89	329	80
Cu*	25	7	11	22	15	16	37	12	57	54	275	484	129
Zn*	66	53	71	78	46	49	54	30	89	136	65	157	115
Ga*	16	7	11	0	1	4	5	0	0	12	0	0	19
Rb*	4	70	75	72	43	84	36	5	6	5	3	1	12
Sr*	81	133	92	90	59	105	42	50	203	521	37	289	203
Y*	23	27	24	26	21	29	13	10	35	55	11	55	51
Zr*	164	176	166	133	168	184	44	42	136	166	29	154	193
Nb*	14	10	10	10	9	12	6	6	7	6	4	13	7
Ba*	84	548	678	302	201	656	243	24	34	85	34	75	96
La*	26	18	46	16	17	39	13	13	3	6	8	50	0
Ce*	29	63	57	36	16	55	16	11	30	34	0	103	33
Nd*	30	28	23	22	8	24	5	11	19	18	16	54	13
Pb*	10	30	28	10	0	37	0	0	93	53	14	11	7
Th*	16	14	15	14	12	14	8	9	0	0	0	14	2
U*	0	2	3	3	1	3	1	0	0	0	0	0	0
Mo**	2	<1	<1	1	1	<1	1	2	<1	<1	<1	<1	n.a.
Ag**	0.6	<.3	<.3	<.3	<.3	<.3	0.3	<.3	<.3	<.3	<.3	0.9	n.a.
As**	59	3	<2	7	26	28	24	11	<2	12	253	45	n.a.
Au**	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	n.a.
Cd**	<.2	0.2	0.2	<.2	<.2	0.2	0.2	<.2	0.3	0.7	1.1	2.4	n.a.
Sb**	6	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	n.a.
Bj**	3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	n.a.
B**	279	3	<3	3	<3	8	8	15	<3	<3	10	<3	n.a.
W**	8	2	4	3	3	<2	11	12	2	<2	3	<2	n.a.
Hg**	60	15	<10	25	<10	10	20	10	15	10	125	120	n.a.

Cuadro 3-1. Resultados de los análisis químicos de elementos mayores expresados en por ciento en peso y trazas en ppm (realizados *en la Universidad de Padua y **en Actlabs laboratories), n.a.: no analizado.

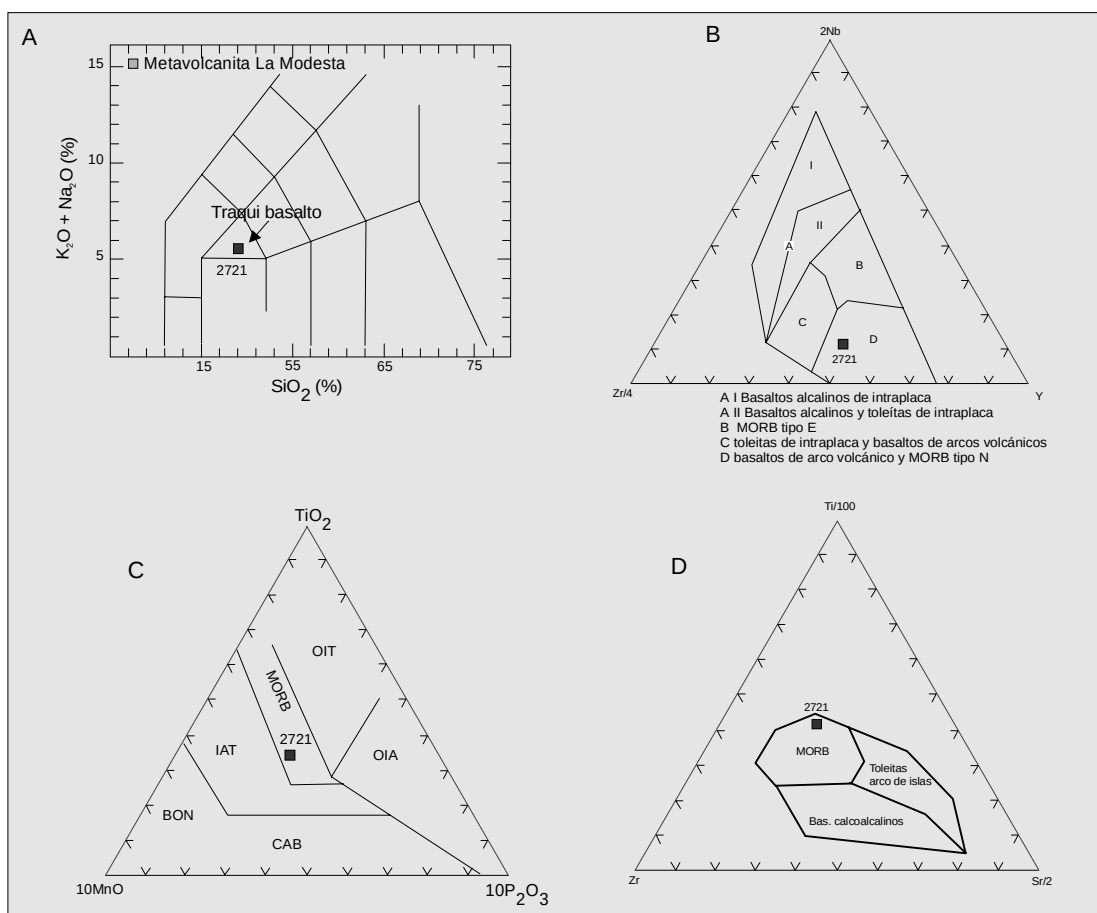
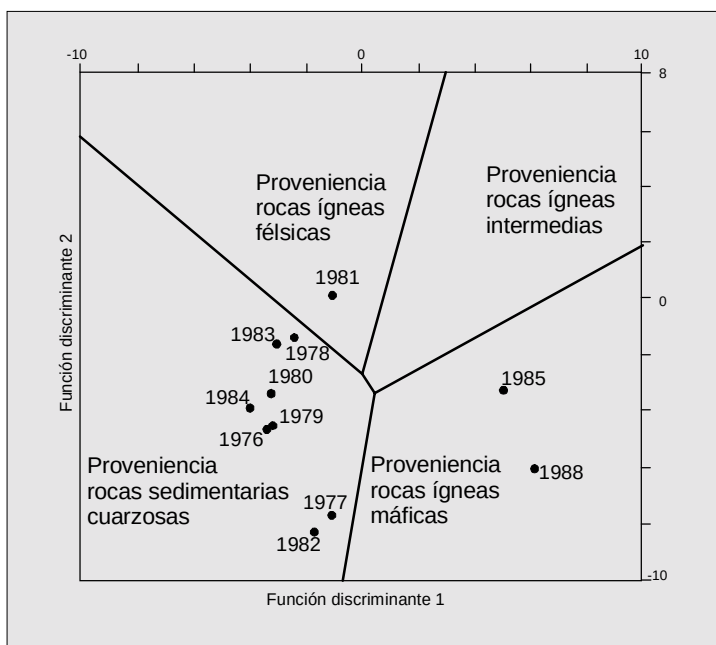


Figura 3-19. Diagramas TAS y petrogenéticos con la ubicación de la muestra 2721 (metavolcanita de la Formación La Modesta).

Los esquistos muscovítico-cloríticos presentan composiciones bastante variables y sólo pueden señalarse aquellos más arenosos por sus contenidos altos en SiO_2 . Así mismo, los contenidos de MgO , deben estar relacionados a la presencia de cloritas (proclorita?).

Las muestras correspondientes a rocas calcosilicáticas, metavolcanita y bancos de Fe y Mn tienen tenores elevados en el grupo de elementos $Co + Ni + V + Cu$. Los contenidos en Cr son altos, en general para todas las muestras, si se los compara con el promedio de la corteza superior de 35 ppm (Taylor y McLennan 1985) y probablemente se debe a la clorita cromífera observada al microscopio.

Entre las dos muestras de concentraciones ferríferas hay una diferencia en los contenidos de $La + Ce + Nd$ (Tierras Raras Livianas), ya que la muestra 1980 tiene los mayores valores en esos elementos mientras que la muestra 1889 presenta los menores valores. Además, el muy bajo contenido de Ce (no detectado) de esta última, parece corresponderse con los tenores en este elemento en el agua de mar o bien de los cherts precipitados por procesos biogénicos (Rangin et al. 1981). Los datos geoquímicos han sido volcados en un gráfico indicador (Figura 3-20) de procedencia de materiales sedimentarios (Roser y Korsch 1988). Su distribución indica que los esquistos muscovítico-cloríticos y las metacuarcitas



derivan de sedimentos provenientes de áreas con rocas sedimentarias cuarzosas con una tendencia hacia las rocas ígneas félsicas, mientras que los calcosilicáticos caen en el campo de proveniencia de rocas ígneas máficas porque tendrían una componente piroclástica asociada a las rocas basálticas de la misma cuenca.

Figura 3-20. Diagrama discriminante de proveniencia de suites sedimentarias (Roser y Korsch, 1988).

Geoquímica isotópica (Pb-Pb)

Metodología

Con la finalidad de aportar a la interpretación de la petrogénesis de las rocas de la Formación La Modesta, se llevaron a cabo análisis isotópicos de Pb en el Laboratorio de Pará-Iso, Instituto de Geociencias, Universidad Federal de Pará (Belén, Brasil).

Se realizaron cuatro análisis, uno en roca total en una muestra de la metavolcanita y tres en turmalina de la turmalinita (Cuadro 3-2). Las turmalinas se separaron de las muestras molidas y tamizadas y fueron pre-concentradas con el separador magnético Frantz y finalmente seleccionadas bajo lupa binocular. Para la separación química se usaron ácidos bi-distilado y agua cuatri-distilada. Las turmalinas fueron disueltas con HF (48 %) y HBr (9 N). El Pb fue extraído y purificado mediante técnicas de intercambio iónico, usando resinas HBr-ClH convencionales. Las muestras fueron montadas con un gel silicio en ácido fosfórico diluido sobre filamentos simples de renio. La composición isotópica fue determinada en un espectrómetro de masa VG con una colectora multicanal multiestática.

Roca	Nro	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
metavolcanita	2721	18.593	15.648	38.371
turmalina	01	18.635	15.621	38.597
turmalina	02	18.697	15.676	38.502
turmalina	03	18.83	15.746	38.857

Cuadro 3-2. Resultados de los análisis isotópicos de Pb de rocas de la Formación La Modesta.

Análisis de los resultados

Los resultados de isótopos de Pb de la Formación La Modesta fueron plotados en los diagramas de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de Zarhman y Doe (1981) (Fig. 3-21).

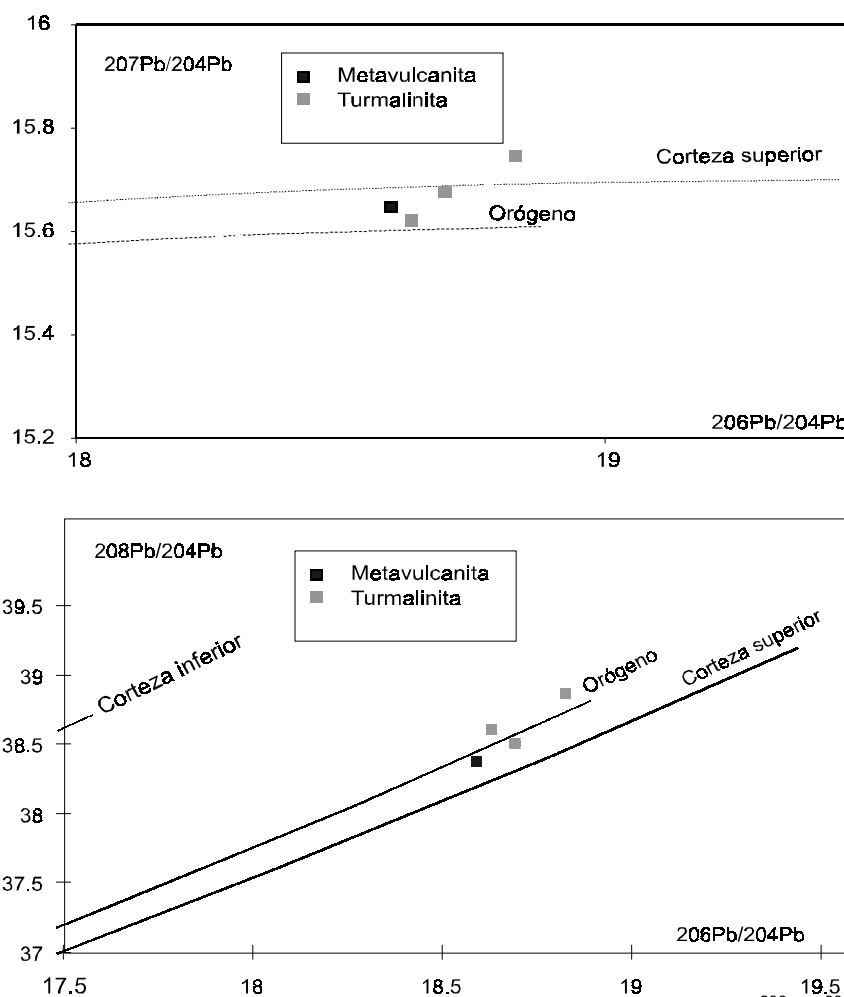


Fig. 3-21. Ploteo de muestras de la Formación La Modesta en los diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de Zarhman y Doe (1981).

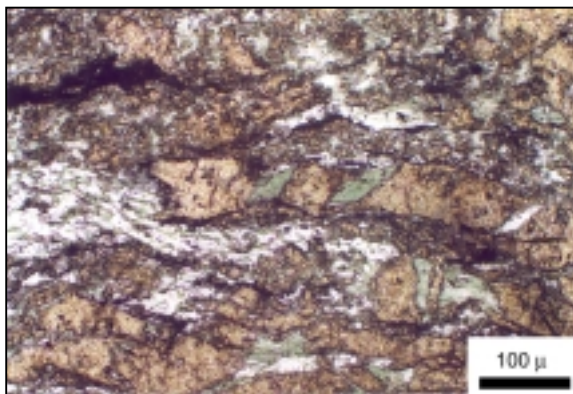
Los resultados revelan para la metavulcanita de la Formación La Modesta valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 18.593$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 15.648$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 38.371$ y para la turmalinita, relaciones promedio de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 18.72$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 15.681$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}= 38.652$. Los datos obtenidos en estos dos materiales son similares, esto indica que los protolitos volcánicos y exhalativos de las rocas de la Formación La Modesta están genéticamente relacionados y provendrían de la misma fuente.

La composición isotópica de Pb, acompaña claramente a la curva del orógeno. Esto indica que la fuente de estas rocas seguramente proviene de un reciclamiento de material del manto, la corteza inferior y la corteza superior. La tendencia que presentan estas muestras hacia la curva de la corteza superior permite interpretar que el Pb se va tornando más radiogénico (posiblemente hacia las rocas turmalínicas) con mayor influencia de material de la corteza superior.

Los datos geoquímicos indican que las metavolcanitas tienen afinidad con los basaltos de tipo MORB, por lo que puede interpretarse que las relaciones isotópicas originales de estas rocas no se han preservado, y que posiblemente ha existido una contaminación con aporte de material de la corteza superior y por ello los valores isotópicos son mucho más altos que los que responden a un roca tipo MORB.

Estructura

La Formación La Modesta aún conserva la estratificación primaria del protolito sedimentario, preservada como un bandeamiento composicional S_0 definido por la intercalación de bancos de pelitas (esquistos), margas y semipelitas (rocas calcosilicáticas), psamitas (metacuarcitas), pelitas ricas en boro (turmalinita) y sedimentitas ferro-manganíferas (bancos de óxidos de Fe y Mn). El bandeamiento S_0 es subconcordante con una esquistosidad S_1 definida por la orientación de escamas de muscovita, clorita, grafito e individuos de turmalina y por granos estirados de epidoto (Fig. 3-22) y trenes de minerales opacos. Pliegues apretados F_1 de escala centimétrica están relacionados con la esquistosidad S_1 y son más notorios en los sectores del basamento donde las pelitas tienen abundantes intercalaciones arenosas.



Pliegues apretados F_1 de escala centimétrica están relacionados con la esquistosidad S_1 y son más notorios en los sectores del basamento donde las pelitas tienen abundantes intercalaciones arenosas.

Fig. 3-22. Microfotografía de cristal de epidoto con boudinage con crecimiento de clorita.

En la estancia La Modesta (Figura 3-1) la esquistosidad S_1 de esquistos muscovíticos y rocas calcosilicáticas tiene rumbo NNE - SSO a NE - SO e inclinación de 34° a 65° hacia el NO, con pocos valores $> 75^\circ$. Por otra parte, en el área de la estancia La Josefina, los esquistos calcosilicáticos del sector oriental registran una esquistosidad orientada al NO con inclinaciones menores a 15° al NE.

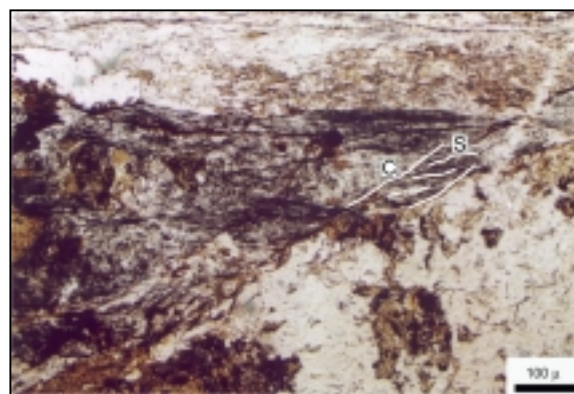
La interpretación integrada de la estructura de los afloramientos en los dos sectores sugiere dos posibilidades: 1) un pliegue antiforme F_1 de mayor escala, con una traza de la superficie axial de rumbo NNE – SSO. De acuerdo con la reconstrucción de los flancos, el eje del antiforme podría buzcar hacia el norte. Asimismo, la repetición de rocas calcosilicáticas y los niveles de Fe-Mn asociados en los sectores oeste y este, con un sector central con predominio de esquistos muscovítico-cloríticos, también sugiere la presencia de un pliegue antiforme. 2) una sucesión de pliegues antiformes y sinformes apretados donde la orientación subconcordante entre las planaridades S_0 y S_1 en los flancos sugiere que S_1 corresponde a una esquistosidad de plano axial.

Por otra parte, el exámen microscópico muestra que la esquistosidad S_1 está crenulada por micropliegues F_2 vinculados con superficies S_2 no penetrativas y lateralmente también se asocian a una fábrica S-C de bandas de cizalla (Fig. 3-23 A y 3-23 B) . En las bandas, la superficies "S" corresponden a las planaridades S_0 y S_1 , y las superficies "C" a un clivaje S_2 ($=C_2$) penetrativo, paralelo a anastomosado y continuo.

Las inclinaciones de alto ángulo hasta subverticales de algunos planos de esquistosidad del basamento, identificados en el contacto con diques andesíticos del complejo de domos lávicos jurásicos, se interpretan como modificaciones de la actitud de las metamorfitas por el proceso que provocó las fracturas por donde se habrían emplazado estos cuerpos. Además con este volcanismo se asocian estructuras con relleno hidrotermal que afectan a la Formación



Fig. 3-23 A. Esquistosidad S_1 crenulada por micropliegues F_2 en esquistos muscovítico-clorítico.



La Modesta

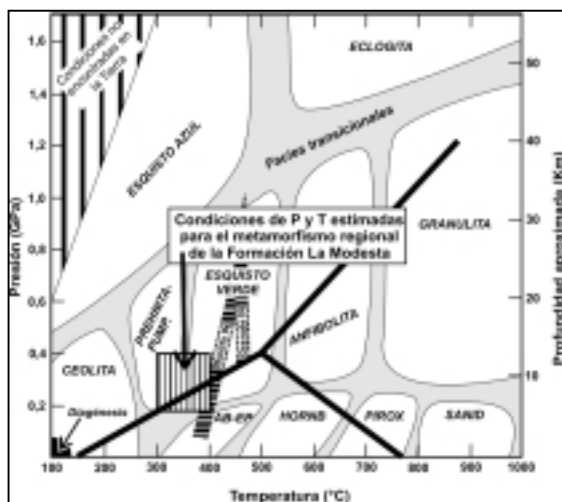
Fig. 3-23 B. Fotomicrografía de esquito muscovítico-clorítico con estructuras planares S y C.

Metamorfismo

Las paragénesis minerales determinadas en la secuencia de esquistos, metacuarcitas y rocas calcosilicáticas corresponden a un metamorfismo regional de muy bajo a bajo grado sobre rocas pelíticas, psamíticas, margosas o semipelíticas y posiblemente tobas andesíticas. Sin embargo, no son asociaciones de minerales diagnósticas porque abarcan un rango muy

amplio de condiciones de presión y temperatura, desde facies de prehnita - pumpellita hasta esquistos verdes. No ocurre lo mismo con la paragénesis de las metavolcanitas que tienen minerales diagnósticos útiles para definir el grado metamórfico alcanzado. En este sentido, la ausencia de ceolitas y la presencia de prehnita + epidoto zoicítico junto con clorita + cuarzo + albita son indicadores de un metamorfismo regional en facie de prehnita - pumpellita (Frey 1987; Liou et al. 1987). Según Liou (1971) la reacción que involucra la desaparición de las ceolitas (minerales índices de la facie homónima) para formar prehnita ocurre aproximadamente a 0,3 GPa, con un límite superior poco preciso pero que probablemente no superaría los 0,4 GPa, en un rango de temperatura comprendido entre 300° y 400° C dependiendo de la composición química del protolito volcánico. Según Deer et al. (1993) el límite superior de estabilidad de la prehnita se encuentra alrededor de los 400°C, a una presión ($P_{\text{total}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$) comprendida entre 0,2 y 0,4 GPa. La paragénesis prehnita + zoicita sugiere que se habría alcanzado un límite termal de ~ 400° C, transicional hacia la porción más baja de la facies de esquistos verdes (Spear, 1993), pero que no fue superado para completar la reacción de desaparición de la prehnita y formar zoicita + grosularia + cuarzo, paragénesis típica de condiciones de facies de esquistos verdes. La ausencia de este granate y de actinolita sugiere condiciones de temperatura transicionales hacia facies de esquistos verdes sin penetrar enteramente en ese campo.

De acuerdo con los rangos de temperatura y presión expuestos anteriormente y sobre la base de la paragénesis de las metavolcanitas, se interpreta que el metamorfismo regional de la Formación La Modesta habría alcanzado condiciones de facies de prehnita - pumpellita en



transición a facies de esquistos verdes (Figura 3-24). La ausencia de pumpellita en estas rocas indica que la composición química del protolito no fue apropiada para formar este mineral, o quizá no se alcanzaron las condiciones de equilibrio con una fase vapor rica en CO₂ (Spear 1993; Deer et al. 1993).

Figura 3-24. Diagrama de facies metamórficas de Yardley et al. (1987) donde se indica el grado metamórfico alcanzado por la Formación La Modesta (Moreira et al., 2005).

Edad

La relación estratigráfica de las rocas de la Formación La Modesta con las volcanitas jurásicas que la cubren permite establecer que son previas a esta edad. Homocv et al. (1996) basados en estudios sísmicos, interpretan una secuencia sedimentaria equivalente a las

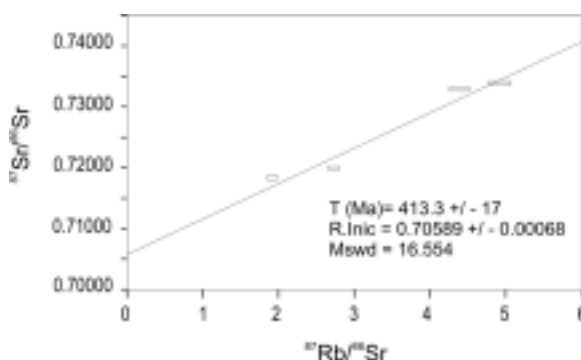
unidades permo-triásicas que apoya sobre un basamento al que correlacionan con la Formación La Modesta. Por lo que su edad sería pre-Pérmica.

El hallazgo del icnogénero *Planolites* isp. en la Formación La Modesta es importante porque se trata de la primera mención de trazas fósiles y además alienta la búsqueda de otros icnogéneros de importancia bioestratigráfica. Sin embargo, el icnogénero *Planolites* isp. no es buen indicador de edad, ya que tiene un amplio rango temporal comprendido entre el Precámbrico y la actualidad (Häntzschel 1975; Crimes 1987; 1992).

Para estudios geocronológicos por el método Rb - Sr se prepararon y acondicionaron 5 muestras de esquistos muscovíticos provenientes de la estancia La Josefina. Las determinaciones analíticas de Rb y de Sr sobre roca total se realizaron en los laboratorios del Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo - Universidad de San Pablo, Brasil) por los métodos de fluorescencia de rayos X y dilución isotópica. Sobre cuatro muestras (la muestra GEO 24 se descartó por sus bajos contenidos de Rb y Sr – Cuadro 3-3) se obtuvo una errorcrona de 413 ± 17 Ma (Modelo Williamson 1968), con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0.705895 y MSWD 16,6 (Figura 3-25). La edad corresponde al Silúrico tardío (tabla cronoestratigráfica de Remane 2000) y, si se considera su intervalo de error, queda comprendida entre la base del Silúrico medio y el Devónico temprano terminal.

Muestra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	Error	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error
GEO 20	177,4	105,60	4,875	0,1370	0,73387	0,00023
GEO 21	81,1	86,9	2,704	0,0760	0,71976	0,00006
GEO 26	85,1	129,8	1,899	0,0540	0,71808	0,00012
GEO 27	97,2	64,8	4,352	0,1230	0,73276	0,00008
GEO 24	24,43	60,5	11,697	0,0102	0,71910	0,00087

Cuadro 3-3. Resultados de análisis de geocronología Rb/Sr.



La interpretación del dato de 413 ± 17 Ma de la Formación La Modesta representa: 1) la edad de metamorfismo; 2) la edad máxima para la sedimentación del protolito; 3) la edad de mezcla entre la sedimentación y el metamorfismo.

Figura 3-25. Gráfico de la errorcrona.

1) Si el dato representa la edad del metamorfismo, se debe asumir una blastesis completa del protolito de los esquistos muscovíticos en condiciones de facies de esquistos verdes baja. Sin embargo, el análisis mineralógico y textural de estas rocas indica que la recrystalización no fue total y que aún se conservan micas y feldespatos detríticos heredados del protolito. La recrystalización incompleta del protolito impide interpretar el dato de 413 Ma como la edad de metamorfismo de bajo grado.

2) La participación de componentes heredados del protolito en los datos isotópicos de Rb y Sr de los esquistos muscovíticos, sugiere que el dato de 413 Ma puede interpretarse como la edad de los materiales de la fuente de aporte del protolito. En este sentido, correspondería a una edad máxima para la sedimentación de la Formación La Modesta, cuyo protolito no habría recibido aporte de sedimentos más antiguos a ~ 413 Ma.

3) Como consecuencia de las dos anteriores interpretaciones, el dato de 413 Ma podría reflejar una mezcla de los sistemas isotópicos de las micas y feldespatos heredados del protolito y de los minerales neoformados durante el metamorfismo. Esta alternativa sugiere que la edad de sedimentación de la Formación La Modesta podría ser más antigua que 413 Ma.

Esta última alternativa es la que sugieren los estudios petrográficos, ya que indican que se presentan tanto minerales heredados como neoformados.

Cabe aclarar que existen dos edades K/Ar sobre roca total de 210 Ma y 205 ± 10 Ma, que han sido determinadas por De Giusto et al (1980) en la estancia La Modesta y por de Barrio (1984) en estancia El Tranquilo, respectivamente; ambas son descartadas por sus autores, al interpretarlas como modificadas por rejuvenecimientos posteriores.

Interpretación y evolución geológica

Correlaciones

La litología y el grado metamórfico de las rocas de las estancias El Tranquilo y La Bajada son semejantes a las de las metamorfitas del área tipo de La Modesta, siendo Pezzi (1970) el primero que mencionó la similitud entre ambas rocas.

La litología, el grado metamórfico y la estructuración paleozoica determinada para la Formación La Modesta son semejantes a los rasgos sintetizados por Giacosa y Márquez (2002) para las metamorfitas de la Formación Río Lácteo y en parte algunas litologías de la Formación Bahía La Lancha. Esta correlación fue sugerida previamente por diversos autores (Feruglio 1949, Suero 1962 y Pezzi 1970). Las Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha registran edades Devónico superior a Carbonífero inferior (Shell C.A.P.S.A. 1965) aunque tal como puntualizó Riccardi (1971), esta edad sería válida para la sedimentación de una parte de las unidades y no para todo el conjunto, ya que las muestras obtenidas para el cálculo de edad pertenecen a un nivel no identificado. Por lo tanto podría haber edades más antiguas que las

indicadas, esta posibilidad también es señalada por Giacosa y Márquez (2002) al compararlas con rocas de territorio chileno.

Por otra parte, en las Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha, Riccardi y Rolleri (1980) mencionan rocas basálticas que forman *melanges* junto a rocas turbidíticas. Por otra parte, Matsuda (1981) describió en territorio chileno a 50 km hacia el oeste del valle del río Lácteo, a metasedimentitas que alojan filones básicos deformados cuyas edades K/Ar indican que durante el Carbonífero superior el complejo metamórfico continuó deformándose dúctilmente, habiendo finalizado el proceso en el Pérmico inferior. Los traquibasaltos metamorizados de la Formación La Modesta podrían correlacionarse con estas rocas volcánicas.

Giacosa y Márquez (2002) correlacionan a las Formaciones Bahía La Lancha y Río Lácteo con las Formaciones Potranca y Cochrane en Chile, para las que Munizaga et al (1973) obtuvieron edades comprendidas entre 270-342 Ma. Asimismo estos autores postulan que serían equivalentes al Complejo Metamórfico Andino Oriental descrito por Sepúlveda y Hervé (2000), quienes dataron circones de este Complejo resultando una edad máxima de sedimentación en el límite Devónico-Carbonífero (354 ± 10 Ma). Las rocas de la Formación La Modesta por lo tanto podrían haberse generado en una cuenca equivalente, aunque algo más antigua, a la de estas unidades.

Por otra parte las Formaciones Bahía La Lancha y Río Lácteo son equivalentes según varios autores (Feruglio 1949, Stipanovic et al. 1968, Riccardi y Rolleri 1980 y Cucchi y Askenasy 1982) a las metasedimentitas de las Formaciones Esquel, Valle Chico y “Esquistos de Arroyo Pescado”. Rolleri (1969) postula una edad pre-carbónifera para los estratos plegados de la base de los “Esquistos de Arroyo Pescado”. Carrizo y Azcuy (2000) consideran a la Formación Esquel de edad Devónica y a la Formación Valle Chico como la base del Carbónico.

Giacosa y Márquez (2002) relacionan las metamorfitas de bajo grado identificadas como “Metamorfitas Lapataia” (Borrello 1969) con las Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha. Caminos (1980) postula que algunos de los terrenos cartografiados con esta denominación, incluirían rocas más jóvenes (Mesozoico superior).

Por otra parte, las características litológicas de las metasedimentitas de la Formación Cushamen así como el rango de edades, la presencia de metavolcanitas intruídas en la secuencia sedimentaria (López de Lucchi et al. 2002) y las turmalinitas (Cerrodo y López de Lucchi 1999), sugieren que esta unidad también podría correlacionarse con la Formación La Modesta. Aunque su grado metamórfico sea más elevado y participen rocas tales como leucogranitos y ortoderivados graníticos (Márquez et al. 2002).

Giacosa et al (2002) mencionan las incertidumbres que existen con la inclusión de La Formación La Modesta dentro del Complejo Río Deseado y señalan diversos períodos de actividad ígnea desde el Ordovícico hasta el Silúrico-Devónico, indicando la exhumación de este Complejo en el pre-Devónico superior.

Sobre la base de todos estos antecedentes y la información resultante de esta contribución se propone que la Formación La Modesta debería separarse del Complejo Río Deseado, ya que tanto la edad como el ambiente tectónico en el que se han desarrollado ambas unidades son claramente diferentes. Guido (2002) interpreta que las rocas del Complejo Río Deseado son el producto de una evolución neoproterozoica que va desde una etapa de formación de corteza oceánica hasta el desarrollo de un arco magmático de islas, que a los 540 Ma sufre un metamorfismo que alcanza un alto grado producto de la dinámica de este arco, seguido del desarrollo del arco magmático Famatiniano.

Origen de la Formación La Modesta

Los protolitos de las rocas de la Formación La Modesta integran una secuencia marino sedimentaria depositada en sectores costeros. Cuencas menores, cerradas, de ambientes serenos y condiciones anóxicas, quedan evidenciadas por la presencia de la materia orgánica. Las metavolcanitas básicas intercaladas en la secuencia sedimentaria indican procesos volcánicos relacionados al desarrollo de esta cuenca. La señal geoquímica de las rocas calcosilicáticas muestra afinidad con rocas volcánicas de naturaleza básica, lo que indicaría la posible presencia de material piroclástico de esta composición en la cuenca (Figura 3-26).

Intercalada entre la secuencia sedimentaria se identificó una litología especial de rocas ricas en turmalina. Estas rocas conforman una unidad litológica de tipo “stratabound”, concordante con su roca de caja y que contiene más de 20% en volumen de turmalina para las que Slack et al. (1984) usó la denominación de turmalinita. Conforme a este autor, turmalinitas como las halladas en la Formación La Modesta pueden haberse originado a partir de

exhalaciones submarinas ricas en boro en secuencias detríticas, o en ambientes evaporíticos. Las señaladas en primer término se asocian a formaciones ferríferas, coticales, depósitos de sulfuros masivos y en algunos casos están claramente relacionadas a procesos volcánicos. Asimismo, la presencia de material carbonoso o grafito en muchas de estas turmalinitas sugieren la depositación bajo condiciones reductoras.

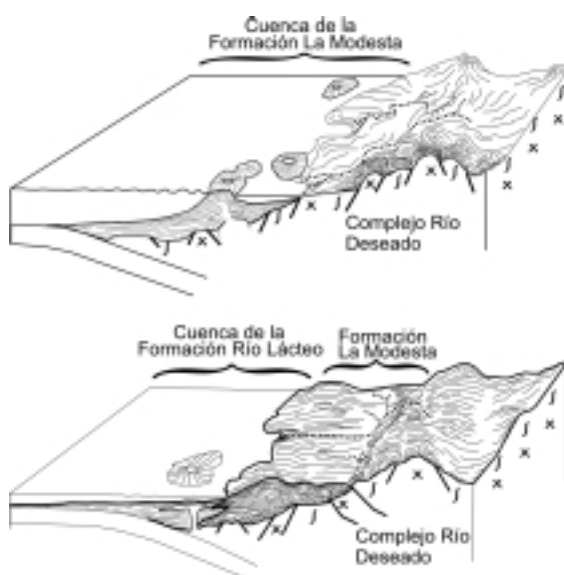


Figura 3-26. Esquema evolutivo de oeste a este de la Formación La Modesta (Moreira et al., 2005).

La asociación de las turmalinitas de La Modesta con concentraciones ferríferas, muestran similitud con las que Slack et al. (1984) definen para ambientes sedimentario-exhalativos; además la presencia de planos de estratificación en la turmalinita de La Modesta es similar a lo descrito por esos autores en turmalinitas proterozoicas del Golden Dyke Dome y del Distrito Broken Hill en Australia y, junto a la pirita diagenética que corta dichos planos, son una evidencia de que estos minerales se han formado durante la diagénesis de sedimentos arcillosos ricos en boro, antes del metamorfismo.

Tal como menciona Appel (1988) para las turmalinitas estratiformes de Groenlandia, las concentraciones anormales de Fe y Mn de la Formación La Modesta dispuestas concordantemente en los esquistos calcosilicáticos podrían corresponder a las mismas exhalaciones que formaron la turmalinita. Por otra parte esos fluidos exhalativos también aportarían a los elementos necesarios para la formación de apatita y sulfuros.

Marco Tectónico

Establecer el marco tectónico paleozoico de la Patagonia Austral no constituye una tarea sencilla, por un lado debido a la desconexión y escasez de afloramientos y, por otro, debido a que la información disponible, especialmente geocronológica, es también reducida. Por el alcance de este trabajo, sólo se efectúa una propuesta que pretende poner en un contexto geotectónico a la Formación La Modesta, sobre la base de lo señalado regionalmente por otros autores y apoyada básicamente en sus características litológicas, las dataciones obtenidas en este trabajo y el esquema de correlaciones sugerido.

En su síntesis acerca de la evolución tectónica de la región, Ramos (2002) presenta las diversas alternativas planteadas, tanto para el llamado “Basamento de la región Patagónica” como para el Ciclo Gondwánico, que corresponden a los ciclos esenciales de la propuesta aquí presentada. Otro aspecto importante fue señalado por Giacosa et al. (2002) quienes plantean que con posterioridad al Silúrico temprano-Devónico temprano ocurre la exhumación del Complejo Río Deseado que conforma una región positiva que provee sedimentos a la cuenca gondwánica ubicada a occidente.

Hervé et al. (1981) y Forsythe (1982) propusieron el desarrollo de una cuenca protopacífica donde se depositaron unidades correlacionables con la estudiada en este trabajo. Posteriormente Hervé (1988) señala que esta cuenca grada de un ambiente oceánico con turbiditas de aporte continental (Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha) sobre el borde este, a rocas básico-serpentiníticas asociadas a yacimientos de sulfuros masivos al oeste (en territorio chileno) e interpreta que dichas rocas se relacionan a un fondo o a una dorsal oceánica. Conforme a Giacosa y Márquez (2002) y Ramos (2002), al occidente de esta cuenca, hay una subducción de bajo ángulo con inclinación al este cuyo arco magmático, representado por los granitoides neopaleozoicos hasta Triásico-Jurásico, habría estado situado lejos de la trinchera y separado geográficamente de las sedimentitas. Ramos (2002) postuló que este

magmatismo gondwánico, a fines del Paleozoico tiene características extensionales y da lugar al arco magmático distal propuesto por Rapela y Pankhurst (1996) en el Macizo del Deseado. Sin embargo Kay et al. (1989) proponen otra alternativa para este magmatismo, que asignan al Triásico, e indican que su origen se relaciona con la fusión de corteza en un régimen extensional. Proponen que esa corteza es generada a partir de arcos magmáticos más antiguos y que es por eso que el magmatismo tiene características geoquímicas de arco.

Conforme a Pezzi (1970), la Formación La Modesta está limitada al este por un ambiente granítico prepérmico. Este autor propone que la cuenca se desarrolló hacia el oeste y noroeste quedando incluidas la Formación La Modesta en su área tipo y en El Tranquilo y, las Formaciones Río Lácteo y Bahía La Lancha. Además indica que hacia el sur, aunque no hay un límite conocido, se han registrado hallazgos de estas metasedimentitas en perforaciones al este del lago San Martín (pozos Piedra Clavada 1 y Mata Amarilla 1). Litologías similares podrían extenderse hasta los esquistos de Lapataia en Tierra del Fuego (Giacosa y Márquez 2002). En este trabajo se sugiere que también pueden incluirse las Formaciones Potranca, Cochrane y el Complejo Metamórfico Andino Oriental situadas al oeste, en Chile, y hacia el noroeste, en parte concordando con Giacosa y Márquez (2002) a las Formaciones Esquel, Valle Chico (con dudas), los “Esquistos de Arroyo Pescado” y Cushamen (Figura 3-27).

Sobre la base de lo expuesto se interpreta que las rocas que constituyen el protolito de la Formación La Modesta se depositaron en una cuenca de antearco de tipo protopacífica como la mencionada, que comenzó a desarrollarse a medida que se fue exhumando el Complejo Río Deseado situado al este, su principal fuente de aporte. La región evolucionó a un

sistema de cuencas abiertas hacia el Pacífico desde el Silúrico-Devónico, edad máxima de sedimentación asignada a la Formación La Modesta en este trabajo, hasta rocas más jóvenes hacia el margen pacífico, que según Hervé et al. (2000) llegan hasta el Triásico y Cretácico. Estos prismas sedimentarios se depositaron al este sobre corteza continental, pero progresivamente hacia el oeste lo hicieron sobre términos cuasioceánicos y oceánicos (Giacosa y Márquez 2002).

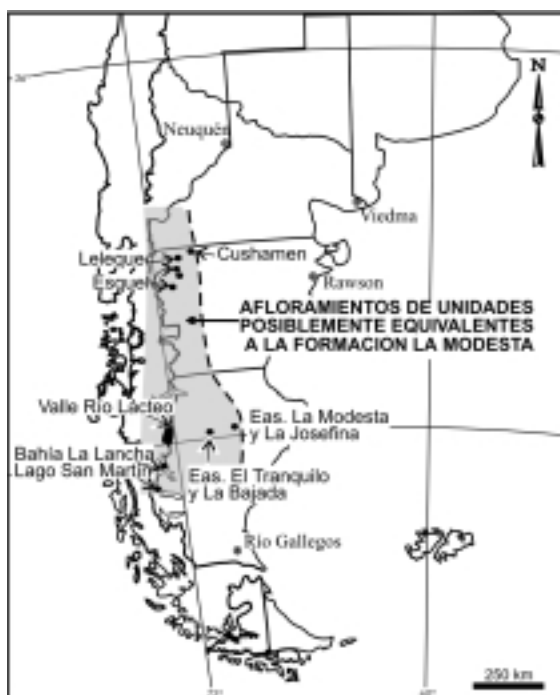


Figura 3-27. Propuesta de correlación de la Formación La Modesta con las unidades paleozoicas de Argentina y Chile (Moreira et al., 2005).

Estas cuencas se fueron acrecionando al borde sudoeste de Gondwana, posiblemente hasta el Pérmico temprano (Hervé 1988). Este proceso involucró metamorfismo y una intensa deformación progresiva dúctil, con intensidad creciente de este a oeste. Se interpreta que estos fueron los procesos que en los protolitos de la Formación La Modesta, dieron lugar a la deformación y al metamorfismo de muy bajo a bajo grado que va de facies de prehnita-pumpellita a esquistos verdes bajo y, que pasa hacia el oeste (en territorio chileno) a facies de esquistos verdes y anfibolitas.

3-2. VOLCANISMO JURÁSICO

Introducción

El volcanismo jurásico es, sin dudas, uno de los eventos geológicos más importantes del Macizo del Deseado. Dada su importancia y su relación con la génesis de los depósitos hidrotermales del área estudiada, en esta investigación se ha enfatizado especialmente su estudio.

En esta sección, se exponen inicialmente los criterios utilizados para clasificar los procesos y finalmente se presenta una caracterización detallada de las volcanitas. Los estudios realizados permitieron incorporar abundante información acerca de los procesos volcánicos acaecidos en el área La Josefina, lo cual redundó en incrementar los conocimientos acerca de la evolución del evento en el sector central del Macizo del Deseado.

Criterios de clasificación, mapeo y nomenclatura estratigráfica empleada

En los trabajos regionales clásicos del Macizo del Deseado las rocas producto del volcanismo Jurásico medio a superior se han reunido y han sido mapeadas como tres formaciones, Bajo Pobre, Chon Aike y La Matilde. Estos nombres formacionales se emplean generalmente en los carteos regionales a escala 1:200.000 y 1:250.000 realizados principalmente por el Servicio Geológico de la Secretaría de Minería.

En trabajos de mapeo de mayor detalle, como es el caso de esta investigación, cada una de estas formaciones suele estar integrada por un conjunto numeroso de unidades volcánicas (en el sentido de Fisher y Schmincke, 1984). Estos autores indican que la estratigrafía de las rocas volcánico-piroclásticas es muy problemática y que el análisis estratigráfico de estas rocas debe hacer hincapié en tres pilares fundamentales: el mapeo y subdivisión de la secuencia volcánica en Miembros, Formaciones y Grupos. Asimismo proponen que para un análisis más detallado se deben estudiar los cambios faciales lateral y verticalmente dentro de una misma unidad volcánica ya que estos cambios están especialmente controlados por la distancia entre el lugar de depositación y el centro eruptivo y aportan valiosa información acerca del tipo de erupción, el origen, transporte y ambiente de depositación de los diferentes tipos de rocas.

Asimismo, según Cas y Wright (1982), los terrenos volcánicos presentan una amplia variabilidad en sus depósitos. Por ello el concepto de facies ("cuerpo de roca con caracteres únicos que lo distinguen de los demás y que se vinculan con un conjunto único de condiciones de formación") es la forma más adecuada para documentar e interpretar las características de las unidades de rocas de un complejo volcano-sedimentario, a diferentes escalas de trabajo (en función del grado de detalle del estudio), la información disponible y el nivel de conocimiento.

Sobre la base de los criterios antes mencionados, las rocas volcánicas piroclásticas jurásicas del área La Josefina se han incluido dentro de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike. Siguiendo la propuesta de Fernández et al (1996), las rocas correspondientes a esta última formación se han separado en Miembros (unidad litoestratigráfica de orden inmediatamente inferior a la Formación) y cada uno de estos miembros ha sido detalladamente estudiado con la finalidad de separarlo en facies y subfacies.

Se han reunido en un Miembro a aquel conjunto de unidades que se interpreta provienen de un mismo aparato volcánico y que se han originado a partir de una misma erupción que puede incluir varios pulsos y fases eruptivas (Fisher y Schmincke, 1984). La nomenclatura que se ha elegido para estos Miembros corresponde a una toponimia de índole local, característicos de la zona como por ejemplo nombre de estancia, cerro, mogote, etc.

Para los estudios de facies realizados, se aplicaron los criterios dados para este tipo de rocas por Cas y Wright (1982) y McPhie et al. (1993) que incluyen facies magmática (subfacies lávica y subvolcánica) y facies volcaniclástica (subfacies piroclástica de flujo, caída, surge y volcaniclásticos resedimentados), que se sintetizan en la figura 3-28 y cuyas características principales se describen a continuación:

La facies magmática incluye toda roca coherente, no fragmentaria, formada por enfriamiento y solidificación del magma. Dentro de esta facies magmática se han reconocido rocas lávicas extrusivas (subfacies lávica), formadas por coladas o cuerpos dómicos que se formaron en la superficie o muy próximo a ésta y rocas hipabisales (subfacies subvolcánica), rocas que no extruyeron en superficie, que se han consolidado a profundidades someras y que están representadas por diques, filones capas y pórfiros. Generalmente los flujos lávicos y las intrusiones subvolcánicas están formados además por facies autoclásticas de fragmentación no explosiva.

La facies volcaniclástica, incluye todos los depósitos volcánicos fragmentarios, indistintamente de su origen. Por lo tanto agrupa a las rocas piroclásticas (depósitos producidos por erupciones explosivas), las rocas volcaniclásticas resedimentadas (depósitos contemporáneos con la erupción formados por resedimentación rápida de partículas) y las rocas sedimentarias volcanogénicas (también llamadas rocas secundarias o tufitas que han sido redepositadas mucho tiempo después de la erupción).

Las rocas de las subfacies piroclásticas están compuestas por piroclastos, dentro de los cuales se pueden diferenciar fragmentos juveniles del magma (pómez y trizas vítreas), cristaloclastos (cristales generalmente fragmentados de cuarzo, feldespatos y mafitos) y fragmentos líticos de variada composición. Las rocas piroclásticas se han subdividido genéticamente en tres subfacies en función del modo de transporte y depositación de los materiales: la subfacies piroclástica de flujo, de surge y de caída. Las subfacies volcaniclásticas resedimentadas y sedimentarias volcanogénicas se han reunido bajo la denominación de rocas volcaniclásticas retrabajadas.

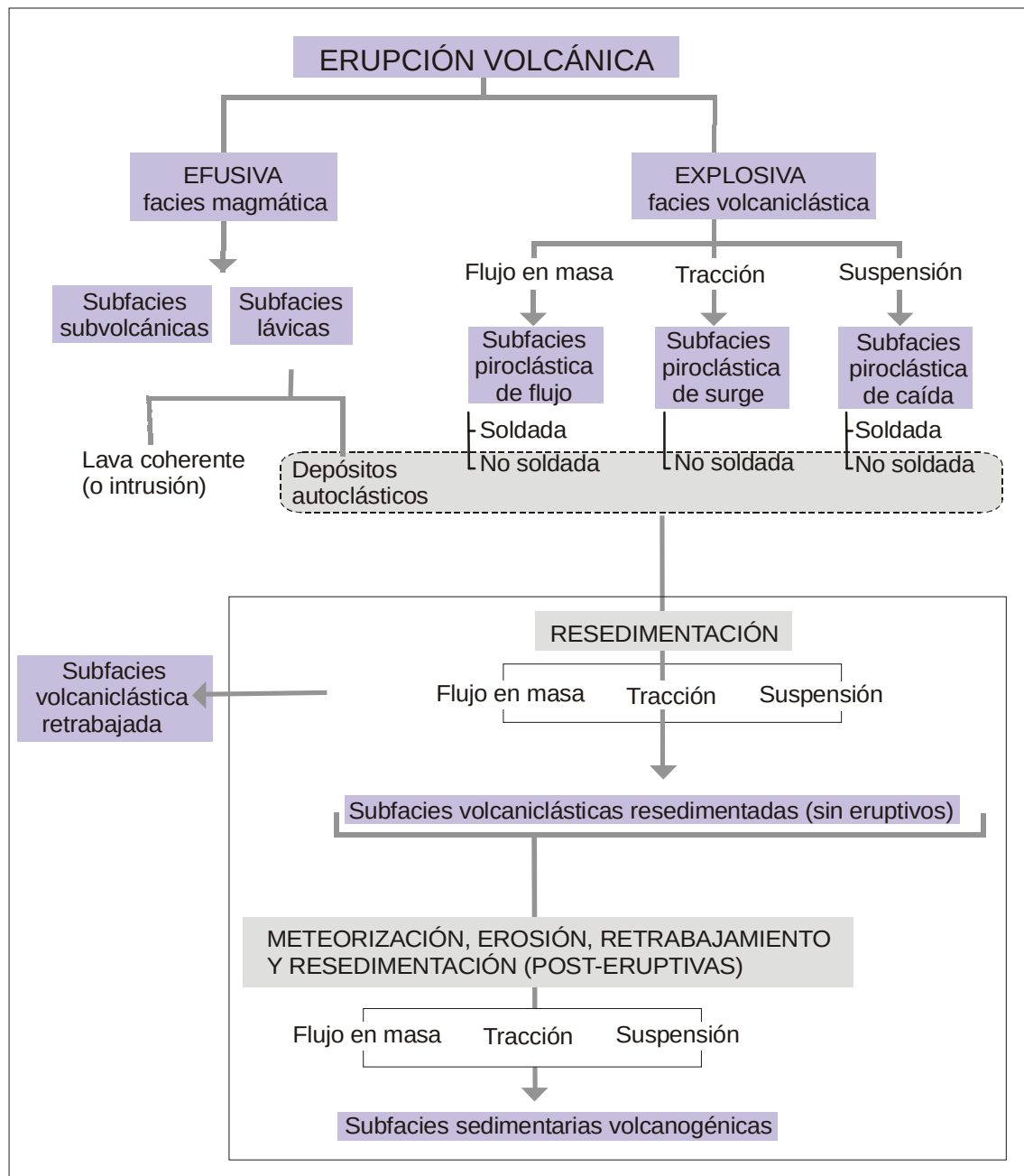


Fig. 3-28. Clasificación genética de los depósitos volcánicos (Modificado de Mc Phie et al., 1993).

Los depósitos de las subfacies piroclástica de flujo son el producto de dispersiones altamente concentradas de gas-partícula, calientes, muy móviles, originadas por erupciones volcánicas. Las partículas son piroclastos formados por desintegración explosiva de magma y roca de caja. Estos depósitos se pueden originar por el colapso vertical de columnas eruptivas, por colapso gravitacional de flujos lávicos y/o domos o por flujo directamente del cráter del volcán. Hay tres tipos de flujos piroclásticos: los de bloques y cenizas, depósitos de escoria y ceniza y depósitos de flujo pumíceos o ignimbritas.

Los depósitos de la subfacies piroclástica de oleadas ("surge") se originan a partir de flujos diluidos, en los que las partículas van inmersos en gas turbulento. Se pueden encontrar tres: "*base surge*", "*ground surge*" y "*ash-cloud surge*". El primer tipo se asocia a erupciones freatomagmáticas y se caracteriza por ser un depósito frío y húmedo, por lo tanto presenta estructuras de deformación plástica, abundantes lapillis acrecionales e importantes calcos de carga producto de la colisión de clastos balísticos. Los otros dos tipos se asocian a depósitos de flujo piroclástico y por tanto son calientes y secos, evidenciado por la posible presencia de pequeños tubos de escapes de gases y madera carbonizada. Los "*ground surges*" se presentan en la base de los depósitos piroclásticos de flujo y los "*ash-cloud surges*" pueden estar por encima, estratificado o como facies laterales de estos depósitos.

Los depósitos de la subfacies piroclástica de caída se forman por la erupción de material fragmentado a través de un conducto por una explosión volcánica y eyectado a la atmósfera por medio de una columna eruptiva. Las partículas caen "una a una" por efecto de la gravedad, los piroclastos grandes y densos siguen trayectorias balísticas y caen cerca del origen sin estar influenciados por el viento. Los piroclastos pequeños y livianos forman columnas y plumas eruptivas y son transportados a grandes distancias del centro eruptivo, dependiendo de la velocidad de caída, extensión lateral de la pluma y velocidad del viento.

Las rocas de la subfacies volcanoclástica resedimentada como su nombre lo indica son aquellas formadas por resedimentación rápida de partículas piroclásticas o autoclásticas contemporáneas con la erupción. El problema que se presenta en estos depósitos es que por lo general son depósitos masivos muy similares a ignimbritas no soldadas o a tobas de caída. Las rocas de la subfacies sedimentaria volcanogénica (tufitas) son el producto del retrabajamiento de materiales volcánicos por procesos exógenos. Por lo tanto están compuestas por piroclastos, volcaniclastos o fragmentos de rocas volcánicas que han sido retransportados y redepositados por procesos epiclásticos. Estos últimos depósitos se vinculan directamente con procesos sedimentarios de caída de rocas, deslizamientos y avalanchas. Cuando el agente es agua, se vinculan con fenómenos de tracción (que generan estructuras sedimentarias traccionales: estratificación planar, ondulita, dunas, antidunas, estratificación entrecruzada), suspensión, flujo laminar, flujo de barro, flujo de detritos, lahares y slumps. Cuando el agente es aire, se produce tracción, suspensión y avalanchas. Las rocas de estas subfacies han sido agrupadas como subfacies volcanoclásticas retrabajadas ya que al tratarse de rocas volcánicas antiguas, con relaciones estratigráficas muy complejas y afectadas por procesos de alteración hidrotermal, erosión y meteorización, resulto muy difícil poder distinguir a que subfacies pertenecen. En general estas rocas retrabajadas se diferencian porque presentan una mayor tendencia al redondeamiento de sus componentes, una mayor variedad composicional (incluyendo alta proporción de cristales provenientes de rocas erodadas por ejemplo), una tendencia a presentar estructuras sedimentarias traccionales y mejor selección, aunque todo depende del agente de transporte y deposición actuante.

Rasgos geológicos

Los asomos de rocas volcánicas jurásicas en el área La Josefina cubren aproximadamente 200 km² de la superficie total mapeada ([Mapa regional 1:50000](#)). Las unidades presentes en el área La Josefina se engloban dentro de las Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre que son parcialmente sincrónicas.

Fueron agrupadas dentro de la Formación Bajo Pobre, toda las subfacies lávicas y subvolcánicas de composición andesítica a dacítica. Los afloramientos correspondientes a estas unidades se ubican en la porción centro-norte del área La Josefina, son pequeños y saltuarios y forman lomadas suaves en sectores deprimidos del paisaje.

Las subfacies piroclásticas dacíticas y riolíticas y las subfacies lávicas fenoríolíticas integran la Formación Chon Aike, que fue dividida en 9 miembros, los 4 miembros propuestos por Fernández et al (1996) -Miembros Piedra Labrada, Cerro Jorge Paz, La Josefina y María Esther-, se han conservado en este trabajo aunque estudios de detalle realizados han permitido reasignar algunas de sus unidades a nuevos miembros. Se han determinado 4 Miembros nuevos que son los Miembros Mogote Hormigas, Cerro de la Cueva, Escalera y Ventana. Además se encontraron unidades asignables a la Ignimbrita Valenciana definida por Echeveste et al (1999) para sectores aledaños al área La Josefina, que aquí se incluirán dentro del Miembro Valenciana. De todas, la facies volcanoclástica es la de mayor representación dentro de la Formación Chon Aike, alcanzando más del 80 % (160 km²) de los afloramientos. Los depósitos de la facies magmática ocupan un área de aproximadamente 40 km².

Las volcanitas de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike en el área La Josefina apoyan discordantemente sobre las rocas metamórficas de la Formación La Modesta de edad pre-devónica y se encuentran por debajo de las rocas basálticas terciarias.

En el área La Josefina a pesar de que la tectónica de bloques, la erosión diferencial y las efusiones basálticas terciarias y cuaternarias hacen dificultosa la interpretación de las estructuras volcánicas, el mapeo geológico detallado permitió interpretar rasgos que sugieren la presencia de centros de efusión del material representados por varios cuerpos dómicos que ya habían sido agrupados en los Miembros La Josefina y María Esther dentro de la Formación Chon Aike por Fernández et al. (1996) y que representan dos importantes Complejos de Domos que, como se verá más adelante, uno de ellos está espacial y temporalmente asociado con las rocas volcánicas de la Formación Bajo Pobre. En las provincias volcánicas antiguas la ubicación de estos centros volcánicos lávicos permite comprender el control estructural del volcanismo y también posibilita ubicar los núcleos térmicos y los sistemas de convección hidrotermal, por ello es necesario mapear e identificar a cada una de estas facies volcánica, tal como se intentó realizar en el presente trabajo.

Si bien las relaciones temporales entre estas unidades volcánicas jurásicas no siempre se han podido definir (hay unidades que ocupan posición estratigráfica equivalente que están

alejadas entre si y en otros casos la pobre expresión topográfica de los asomos impiden ver sus relaciones con unidades adyacentes), el ordenamiento en la descripción sigue, en la medida de lo posible, una línea evolutiva desde las unidades más viejas a las más jóvenes.

3-2-1. FORMACIÓN CHON AIKE

MIEMBRO PIEDRA LABRADA

El nombre de Miembro Piedra Labrada se debe a que las rocas de este miembro conforman el 100 % del cerro homónimo y afloran en los alrededores del casco de la estancia Piedra Labrada. Regionalmente las unidades de este miembro conforman los asomos predominantes del sector occidental del área La Josefina y se caracterizan porque todas son muy ricas en cristaloclastos (20% promedio) de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita.

El Miembro Piedra Labrada engloba a las unidades jurásicas más antigua del área estudiada y está conformado por mantos de rocas volcaniclásticas (subfacies piroclásticas de flujo y de surge) de diferentes características (Fig. 3-29), que se encuentran intercalados entre sí y el espesor estimado oscila alrededor de 100-150 metros.

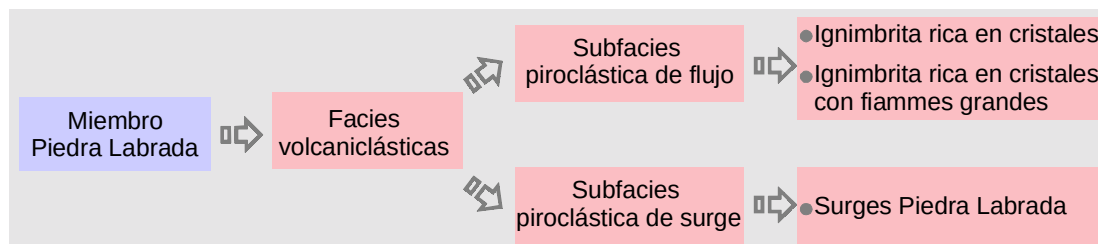


Fig. 3-29. Esquema de las diferentes unidades que integran el Miembro Piedra Labrada en el área La Josefina.

Facies volcaniclásticas

Subfacies de flujo piroclástico

Ignimbrita rica en cristales

En los niveles inferiores de este Miembro, predominan mantos de una *ignimbrita gris lajosa* que aflora principalmente en los alrededores del casco de la Estancia Piedra Labrada, constituyendo el faldeo del cerro homónimo (Fig. 3-30 A). Se trata de una roca gris a gris rosada, friable, rica en cristales de pequeño tamaño, predominan los de cuarzo (300 μ m hasta 2 mm) y los de feldespato principalmente plagioclasa. La biotita es también frecuente, de menor tamaño y muestra cierta orientación (Fig. 3-30 B). Los fragmentos pumíceos son blanquecinos, de 1-2 cm y se observan aplastados, contienen en su interior esferulitas y cristales de biotita. Los litoclastos son escasos y de colores oscuros (0.5-5 cm). La pasta vítrea recrystalizada en general presenta textura felsítica con numerosas esferulitas y registran relictos de textura fluidal evidenciada por la presencia de fantasmas de trizas vítreas aplastadas.

Estas rocas se caracterizan porque los pómez aplastados las separan fácilmente en lajas de 3-4 cm. Por lo general la lajosidad observada en las distintas unidades se presenta subhorizontal o se encuentra levemente inclinando al NO. Gradualmente los mantos superiores se van tornando más masivos (Fig. 3-31 A) conformando importantes paredones de hasta 6-7 metros de alto donde se observan claramente las intercalaciones entre los niveles lajosos (de aproximadamente 1 metro) y los niveles masivos (de 1,5 metros). Esta intercalación puede observarse muy bien en la ladera del Cerro Piedra Labrada.



Fig. 3-30 A. Ignimbrita gris poco soldada lajosa.

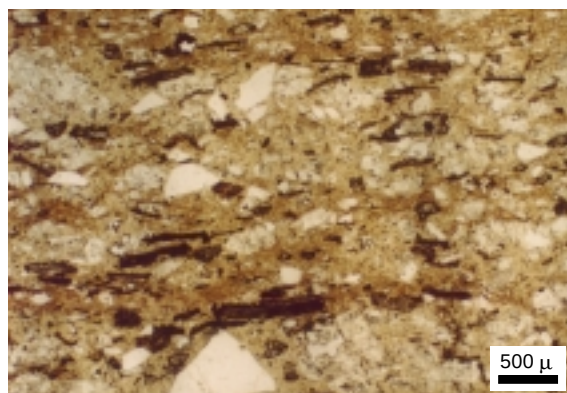


Fig. 3-30 B. Fotomicrografía de ignimbrita lajosa.

Los niveles masivos son de ignimbrita muy soldada de coloración morada a rojiza aunque los que presentan alteración se tornan blanquecinos. Tiene abundantes cristales de buen tamaño (Fig. 3-31 B) de 3-4 mm (en ocasiones con textura cristal-sostén) y están representados por individuos equidimensionales de cuarzo translúcido y frecuentemente ahumado (de 0.5 mm hasta 5 mm) y con engolfamiento de la pasta. La biotita (2-3 mm) se presenta en escamas y en paquetes pseudohexagonales, en ocasiones fresca de color negro brillante, pero es frecuente observarla parcialmente alterada, desferizada, de color castaño y tonos dorados y verdosos. La plagioclasa (1-3 mm) muchas veces está zonada y ocasionalmente alterada a argilominerales y/o calcita. La sanidina aparece como cristales tabulares de 1-2 mm. Los vitroclastos están representados por abundantes fragmentos pumíceos pequeños, menores a 1 centímetro, cuya coloración varía desde verdosa a blanquecina y por fiammes que varían desde muy escasos a abundantes, de hasta 2 cm de diámetro y 0.5 cm de espesor que tienen cristales en su interior. Los líticos, en general escasos, suelen ser de otras ignimbritas no identificables tienen un tamaño promedio de 0.5 cm (hasta 3 cm) son angulosos, están alterados y presentan colores blanquecinos a verdosos. La matriz es afanítica (muy soldada) de tonalidad castaña clara a parda y fluidal representada por trizas vítreas frecuentemente desvitrificadas a esferulitas y axiolitas con textura eutaxítica con cristaloclastos orientados según esa textura.



Fig. 3-31 A. Niveles de ignimbrita masiva.

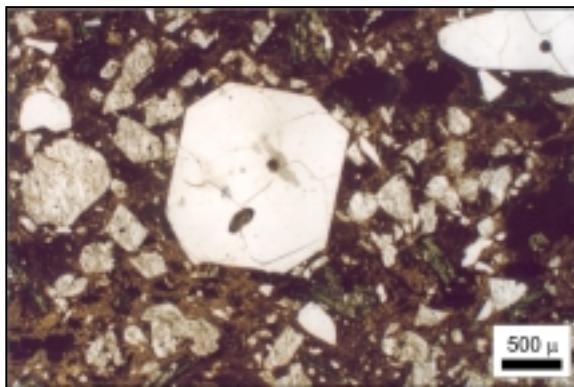


Fig. 3-31 B. Fotomicrografía de ignimbrita rica en cristales.

Hacia la base presenta un enriquecimiento en líticos (estos asomos son bastantes restringidos y se extienden al sur de los esquistos de la Formación La Modesta). Es una roca color rosado, matriz soporte, con cristaloclastos de hasta 3 mm de cuarzo, biotita y feldespatos alterados. Presenta abundantes fiammes y litoclastos orientados, estos últimos en tamaños de 5 a 10 cm, ocasionalmente de 30- 40 cm (algunos son de esquistos y otros de volcanitas).

Esta unidad conforma la roca de caja de las mineralizaciones más importantes en los sectores conocidos como Piedra Labrada, Paredones y Ea La Josefina.

Ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes

Se trata de una unidad bastante restringida arealmente; conforma una serie de afloramientos que ocupan una superficie de 3500 x 500 m, alargados en sentido NE-SO ligeramente al sur del casco de la estancia La Josefina. Si bien la distribución de esta unidad es reducida, cabe destacar que la mayoría de los bloques que conforman la brecha de talud del Miembro La Josefina pertenecen a esta litología. Su posición estratigráfica con respecto a la Ignimbrita rica en cristales de este Miembro no se ha podido establecer, ya que no se ha observado el contacto entre estas unidades. Topográficamente su posición es más baja que la anterior, pero en terrenos volcánicos esta evidencia no es indicadora del origen ya que podría tratarse de un flujo piroclástico más tardío que se encauzó en un valle formado por altos de la Ignimbrita de cristales.

Son rocas rosadas con tonos rojizos a violáceos, algo friables y presentan dos tipos de fiammes, unos grisáceos de 2-5 cm de largo que contienen en su interior cristaloclastos de cuarzo y esferulitas, cuya disposición orientada confiere a la roca un lamamiento muy definido (Fig. 3-32 A); los otros vitroclastos aplastados son blancos y más pequeños (< 0.5 cm) y registran solamente esferulitas. Además se han observados numerosos y pequeños (0.5-1 mm) cristales de cuarzo, biotita, plagioclasa y sanidina.

Al microscopio presenta una matriz afanítica masiva. La plagioclasa es tabular con alteración arcillosa en el centro y una alteración sericítica general. La biotita está desferrizada y

alterada a sericita, presentándose en escamas alargadas y muchas veces curvadas. Se observaron fragmentos líticos formados por cuarzo policristalino y algunos de cuarzo y feldespato alterado. La pasta es un agregado cuarzo feldespático muy fino (textura felsítica) con textura esferulítica y restos de trizas vítreas recrystalizadas que evidencian fluidalidad (Fig. 3-32 B).

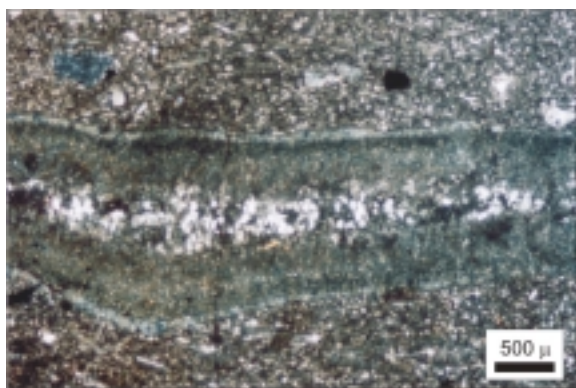


Fig. 3-32 A. Fotomicrografía de un fiamme.

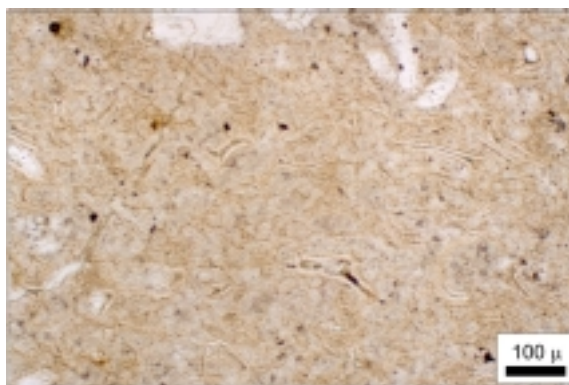


Fig. 3-32 B. Trizas vítreas de la pasta de la ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes.

Subfacies piroclástica de surge

Surges Piedra Labrada

Las rocas de estas subfacies están muy poco representadas y en ocasiones su reconocimiento no es simple. Tienen un espesor variable entre decenas de centímetros hasta máximos de 1 metro y están constituidas por un material de coloración blanquecina a grisácea clara de tamaño toba que se encuentra finamente laminado. Son subordinadas y no se pueden graficar a la escala del mapa por tener poca representatividad en el terreno.

Son depósitos de tipo “*ash cloud surge*” ya que se presentan íntimamente asociados a los depósitos de flujo piroclástico representados por la Ignimbrita rica en cristales de este Miembro. Generalmente se disponen como delgadas intercalaciones, aunque también están por encima o como depósitos laterales a estos mantos ignimbríticos. Se forman a partir de la elutriación de partículas finas por sobre un flujo piroclástico pudiendo acompañar al cuerpo principal del flujo en su recorrido o adquirir movilidad propia e independizarse.

Relaciones estratigráficas y geocronología

Relaciones estratigráficas

En la figura 3-33 se resume en una columna estratigráfica las diferentes unidades que integran el Miembro Piedra Labrada, donde se observa el perfil típico de una serie de flujos

ignimbriticos soldados y ricos en cristales que están intercalados entre si y que tienden a ser ligeramente más ricos en fragmentos líticos hacia su base y están acompañados por depósitos de surge de tipo “*ash cloud surges*”.

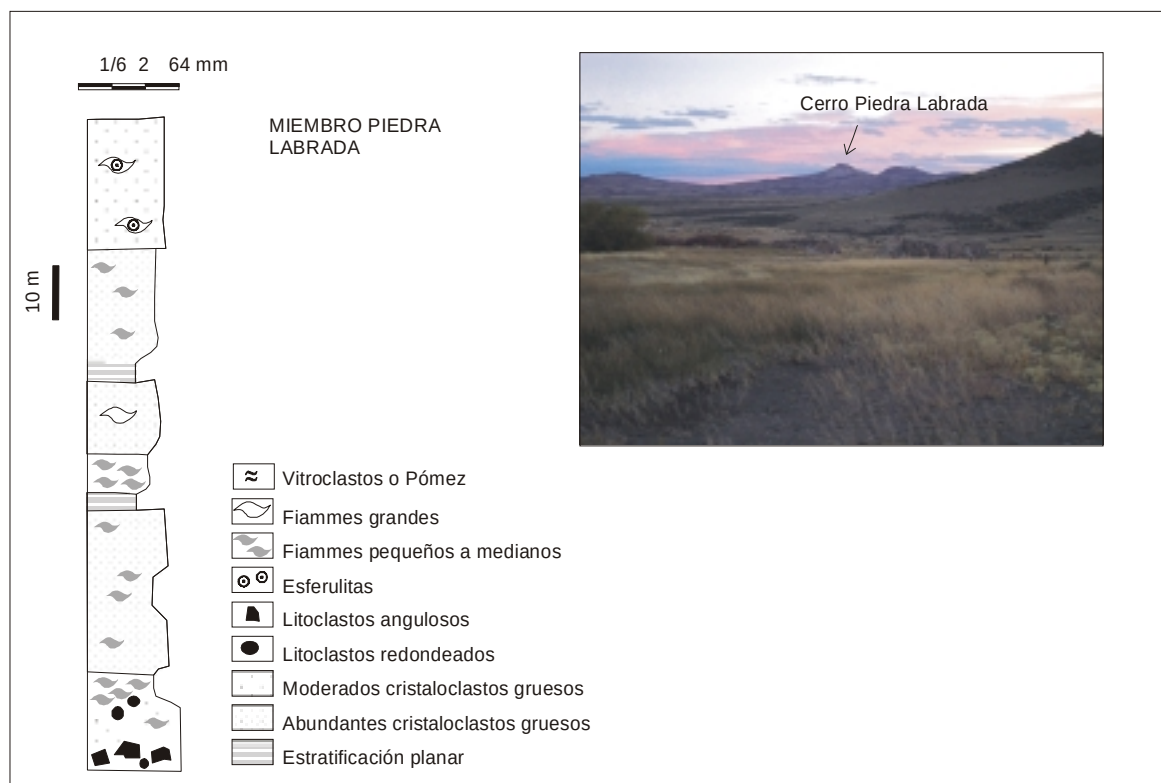


Fig. 3-33. Columna estratigráfica que resume las distintas unidades que componen el Miembro Piedra Labrada.

Dentro de la secuencia volcánica, se ha determinado que las unidades del Miembro Piedra Labrada constituyen el conjunto de posición estratigráfica inferior dentro las litologías jurásicas presentes. Esto está claramente representado en los afloramientos más septentrionales de la ignimbrita rica en cristales de este miembro, situados a unos 400 m al SO del Mogote Hormigas y queda además comprobado por la presencia de esta misma unidad de cristales en los últimos tramos de una perforación realizada sobre el mencionado mogote (DDH-Si 03, FOMICRUZ SE) donde aparece a partir de los 125 metros de profundidad. Además la posición inferior con respecto a los otros miembros se ha podido establecer sobre la base de la sucesión hallada en los testigos de los sondeos realizados en el sector conocido como “Veta Norte” (DDH-3 y DDH-5, Minamérica SA).

Geocronología

Se ha realizado una datación por el método U-Pb SHRIMP sobre una muestra de la ignimbrita rica en cristales. La muestra se ha procesado en la Universidad Federal de Rio

Grande do Sul (Brasil) donde se separaron los circones que fueron analizados en la University of Western Australia. Los datos obtenidos se presentan en el cuadro 3-4.

						Relaciones isotópicas							Edades (Ma)						
	U	Th	Th/U	²⁰⁶ Pb	f206	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			Conc
Punto	ppm	ppm		ppm	(%)														(%)
d.2-2	132	52	0.44	2.7	0.52	0.0245	±1.01	0.144	±6.47	0.0428	±6.39	156.2	±1.6	-181	±160			186	
d.2b-1	68	25	0.38	1.4	0.00	0.0241	±0.88	0.158	±7.34	0.0477	±7.29	153.3	±1.3	83	±173			-85	
d.3-1	124	48	0.40	2.6	0.21	0.0239	±0.85	0.159	±7.64	0.0482	±7.59	152.5	±1.3	110	±179			-39	
d.4-1	136	57	0.89	2.9	0.03	0.0249	±0.66	0.167	±2.57	0.0488	±2.49	158.5	±1.0	139	±58			-14	
d.4b-1	244	113	0.48	5.2	0.37	0.0246	±0.45	0.158	±3.71	0.0467	±3.68	156.4	±0.7	35	±88			-352	
d.4c-1	363	315	0.57	7.8	0.00	0.0252	±0.57	0.172	±2.86	0.0498	±2.81	160.1	±0.9	188	±65			15	
d.7-1	158	88	0.40	3.4	0.96	0.0242	±1.13	0.140	±8.26	0.0421	±8.18	154.5	±1.7	-222	±206			170	
d.8-1	117	65	0.41	29.8	0.86	0.0236	±1.05	0.140	±10.2	0.0430	±10.15	150.5	±1.6	-167	±253			190	

Cuadro 3-4. Datos isotópicos de U-Pb de circones obtenidos por SHRIMP de la ignimbrita rica en cristales del Miembro Piedra Labrada. Las relaciones isotópicas están dadas en %. Todas las relaciones de Pb tienen el componente radiogénico corregido por ²⁰⁴Pb, excepto QF 10-a.24-1, corregido por ²⁰⁸Pb. Disc. : discordancia, como 100 –100 {t[²⁰⁶Pb/²³⁸U]/t[²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb]}, f206 = (²⁰⁶Pb común) / (²⁰⁶Pb medido total) basado en ²⁰⁴Pb medido. Los errores son de 1σ. Las muestras fueron analizadas con la colaboración del Dr Leo Hartman (UFRGS).

Los datos ²⁰⁶Pb/²³⁸U obtenidos están comprendidos entre aproximadamente 156,4 y 150,5 Ma, en la figura 3-34 A se grafica como rectángulos verticales de amplitud 2 σ, la distribución de estas edades, y se puede observa que 5 de las 8 muestras se agrupan aproximadamente a un valor de 152,8 ± 2,8 Ma (93,8 % de confianza). Además mediante el diagrama concordia de la figura 3-34 B, se determinó una edad de 152,7 ± 2,3 Ma.

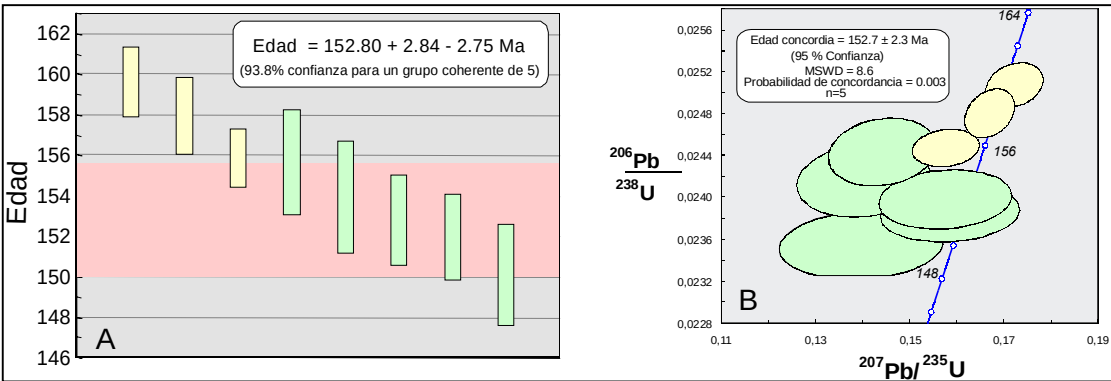


Fig. 3-34A. Distribución de las edades en circones de la ignimbrita rica en cristales. Altura de los rectángulos 2 σ. Fig. 3-34B. Diagrama concordia. Las elipses fueron dibujadas con un error de 2 σ.

Se interpreta que los cristales de circón comenzaron a cristalizar en la cámara magmática a los aproximadamente 156,4 Ma y continuaron creciendo hasta los 152,8 Ma cuando se produce la erupción explosiva de estas ignimbritas.

Por otra parte, Arribas et al (1996) sobre la base de dataciones K/Ar en individuos de biotitas de la ignimbrita rica en cristales, determinaron para estas rocas edades de $153,2 \pm 3,6$ Ma.

La edad obtenida en el presente trabajo (152 ± 2.8 Ma) coincide con los datos obtenidos previamente por el método K-Ar, pudiéndose establecer la edad inicial del volcanismo en el área estudiada.

MIEMBRO MOGOTE HORMIGAS

Otro conjunto litológico de naturaleza volcánico-explosiva es el Miembro Mogote Hormigas cuyas unidades tienen su mejor expresión al nor-noreste del área La Josefina, en las cercanías del Mogote Hormigas y en el sector conocido como “Veta Norte”.

Las litologías que componen el Miembro Mogote Hormigas se presentan como una secuencia groseramente estratificada en capas del orden de una decena de metros que muestran una gran variabilidad en la distribución y tamaño de fragmentos pumíceos y líticos. Este miembro está compuesto por depósitos piroclásticos de flujo representados por tobas lapillíticas, ignimbritas de pómez y líticos e ignimbritas de pómez y líticos brechosas que tiene una brecha co-ignimbrítica asociada. Las subfacies piroclástica de caída son tobas y las subfacies retrabajadas, brechas epiclásticas y tufitas (Fig. 3-35). Se interpreta que estas unidades litológicas rellenaron una zona topográficamente baja de orientación N-S producida por una importante actividad tectónica como consecuencia de la fuerte actividad explosiva.

Las rocas correspondientes a este Miembro se caracterizan por su baja proporción en cristales y porque poseen abundantes pómez y líticos de distribución heterogénea y variado tamaño, y las subfacies piroclásticas de flujo están medianamente soldadas.

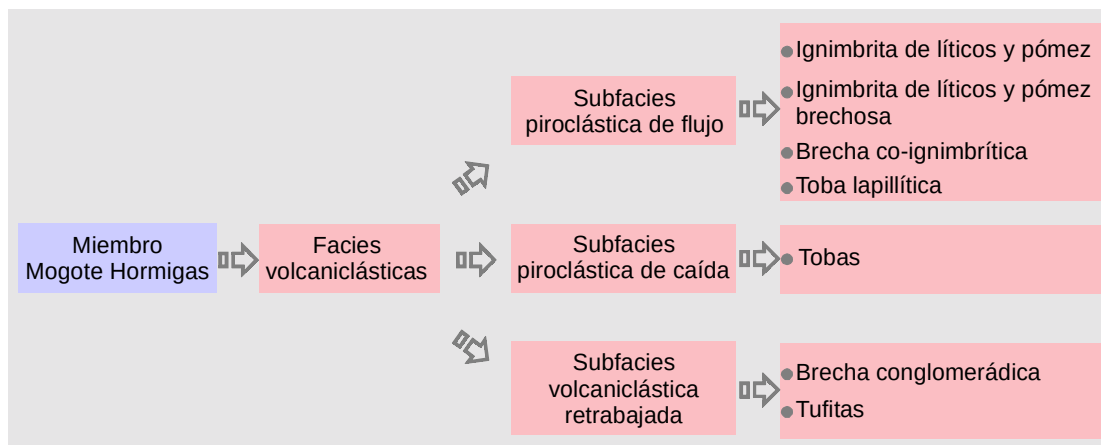


Fig. 3-35. Esquema que representa todas las unidades determinadas para el Miembro Mogote Hormigas.

Facies volcaniclásticas

Subfacies piroclástica de flujo

Ignimbrita de líticos y pómez

Es la unidad más característica del área y esta conformada por una serie de flujos piroclásticos representados por una ignimbrita con matriz abundante, de fuerte a moderado grado de soldamiento. Esta compuesta por abundantes pómez irregulares de tamaños

variables entre 1 mm y 1 cm (aunque pueden llegar a 3 cm) y fiammes que oscilan desde algunos mm hasta más de 1 cm de largo, con predominio en general de los más pequeños (Fig. 3-36 A y 3-36 B). Generalmente estos fragmentos pumíceos se presentan argilizados. Los líticos son moderadamente abundantes, aunque su participación resulta variable en los distintos afloramientos. Principalmente se presentan de entre 1 y 6 cm, tienen coloraciones variadas (verdosos, castaños, rojizos), formas subangulosas y son de variada composición (se han determinado ignimbritas ricas en cristales, ignimbritas pumíceas, tobas, volcanitas básicas, entre otros).



Fig. 3-36 A. Variedad de ignimbrita de líticos y pómez con fiammes.

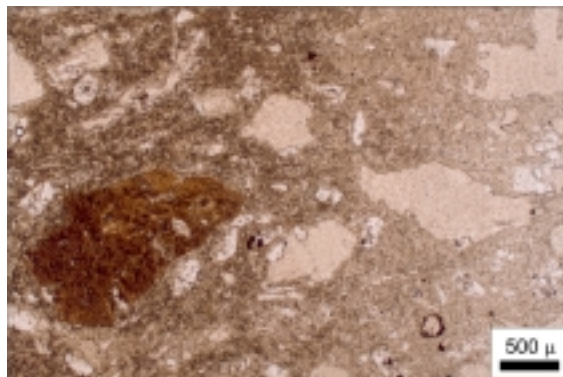


Fig. 3-36 B. Fotomicrografía de ignimbrita donde se aprecian los líticos y los fragmentos pumíceos.

Esta compuesta por pequeños y escasos cristaloclastos de cuarzo que no superan los 2 mm aunque en general son más pequeños (menores 1 mm), tablillas de plagioclasa argilizada de tamaño promedio cercano a 2 mm y esporádicos cristales de biotita y sanidina. La matriz varía de color castaño claro a morado y en sectores es grisácea, está silicificada por desvitrificación y/o parcialmente argilizada. Al microscopio la matriz de esta roca es abundante y de grano fino, con presencia de esferulitas rodeando algunos núcleos de cuarzo y normalmente está alterada a arcillas, cloritas y algo de sericita. Como minerales accesorios se han determinado circón en granos redondeados y subhedrales, además de algunos posibles minerales de titanio muy pequeños.

En el sector "Veta Norte", la mayoría de los rellenos hidrotermales hallados se alojan en esta unidad litológica.

En los niveles superiores de la ignimbrita de líticos y pómez, se intercalan niveles de una ignimbrita de color verde claro a blancuzco, en sectores grisácea, muy rica en ceniza que presenta como componentes a escasos cristaloclastos de cuarzo, sanidina y plagioclasa de hasta 2 mm, y pequeños y escasos pómez argilizados de 2-3 mm distribuidos heterogéneamente y con formas irregulares (Fig. 3-37 A y B).

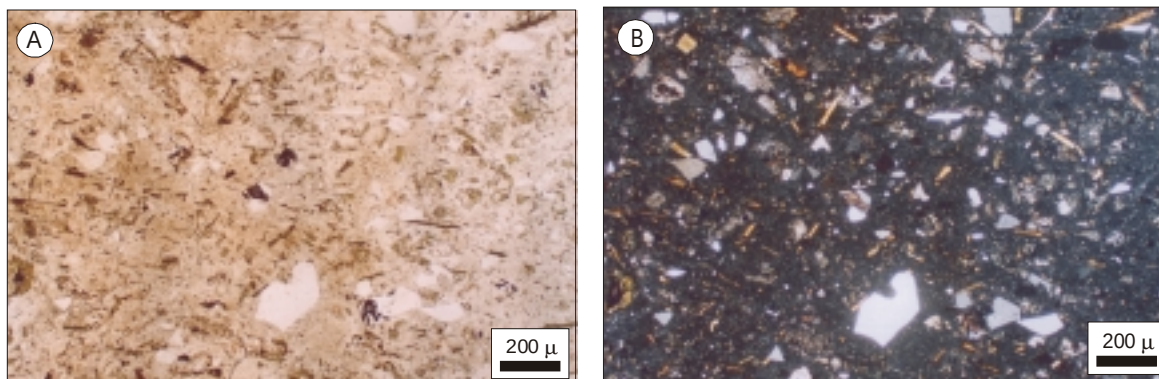


Fig. 3-37 A y B. Fotomicrografía de variedad de ignimbrita de líticos y pómez con cristales pequeños, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

Ignimbrita de pómez y líticos brechosa

Hacia los niveles inferiores de la ignimbrita de pómez y líticos se registra un pasaje gradual a una ignimbrita de líticos y pómez brechosa, denominada así porque la proporción de fragmentos aumenta considerablemente, transformándose en una ignimbrita con textura prácticamente clasto sostén.

En superficie, se localizan en los asomos septentrionales del Mogote Hormiga así como en los afloramientos topográficamente más bajos al sur de este sector. En profundidad se ha determinado a partir de varias perforaciones (DDH-Si 07, DDH-Si 03, DDH-Si 13 y DDH-Si 15, FOMICRUZ S.E. y DDH-13 y DDH-14, Minamérica S.A.), donde conforma un nivel en la zona del Mogote Hormigas, cuyo espesor varía de entre 8 a 25 metros. Hacia el sur de este sector, a partir de algunos sondeos (DDH-Si 11 y DDH-Si 09, FOMICRUZ S.E.) presenta entre 2 a 6 metros de espesor.

Por otra parte en las perforaciones realizadas en el sector “Veta Norte” (DDh-VN01 y DDh-VN02, FOMICRUZ S.E.) se han encontrado dos niveles de estas ignimbritas de 5 a 10 m de espesor intercalados en la secuencia de ignimbritas ricas en líticos y pómez. Sobre la base de los datos de las perforaciones (Minamérica S.A.), se interpreta que esta unidad tiende a desaparecer hacia el sur y además en esa dirección su granulometría decrece.

Sobre la base de las características descriptas, a estos depósitos piroclásticos de flujo gruesos se los considera como los niveles basales de los flujos que han originado las ignimbritas de líticos y pómez que caracterizan este miembro.

Brecha co-ignimbrítica

La brecha co-ignimbrítica se localiza a unos 750 metros al sur del Mogote Hormigas. Se trata de un depósito de granulometría gruesa, mal seleccionado y con textura predominantemente clasto-sostén. Es un depósito muy rico en fragmentos líticos cuyos tamaños varían entre algunos centímetros hasta 40 centímetros, en general angulosos a

subangulosos, aunque se registran también redondeados. Las composiciones de estos fragmentos son variadas (lavas fenoríolíticas porfíricas, ignimbritas ricas en cristales, fragmentos afaníticos oscuros que podrían corresponder a lavas básicas, entre otros). La matriz es soldada de color gris blanquecino frecuentemente alterada (argilizada o silicificada). Esta matriz posee pequeños líticos (hasta 5 mm) y fragmentos pumíceos blanquecinos a verdosos de forma irregular (que tienen un tamaño máximo de 5 mm) que se presentan totalmente argilizados.

Por sus características, se interpreta a este depósito como formado cerca del centro emisor y por la similitud de sus componentes se lo asocia lateralmente con el flujo piroclástico que originó la ignimbrita de pómez y líticos. Estas brechas se han originado por la incapacidad del flujo de transportar los fragmentos más grandes y pesados acumulándose cercanos a la boca eruptiva siempre en la base del cuerpo principal del depósito.

Toba lapillítica

En la porción superior de la ignimbrita de pómez y líticos se presenta un nivel de entre 1 y 2 metros de espesor de granulometría toba lapillítica levemente estratificado. Está compuesto por abundantes fragmentos pumíceos blanquecinos de 1 mm a 2 cm de formas irregulares a subredondeadas heterogéneamente distribuidos aunque en algunos niveles presentan cierta orientación. Es principalmente clasto sostén. La matriz es gris clara a rojiza violácea y compuesta por trizas vítreas moderadamente soldadas que muestran signos de desvitrificación.

La sección mejor representada de esta unidad se observa en la ladera oriental del Mogote Hormigas aunque también se lo ha localizado en la base de la Loma del Plato. Es muy difícil distinguirla en las perforaciones ya que presenta numerosas similitudes con la secuencia de tobas y tufitas y probablemente se encuentre intercalada o constituya un pasaje transicional a ellas, pero algunos metros de este paquete lapillítico aparecen por encima de la ignimbrita de pómez y líticos en las perforaciones realizadas por FOMICRUZ S.E. en la Loma del Plato (DDH-Si 12), en el Mogote Divisoria (DDH-Si 05) y en el Mogote Hormigas (DDH-Si 14).

Esta unidad representa las facies finas que se disponen hacia el techo o lateralmente a las unidades piroclásticas de flujo que caracterizan a este evento piroclástico. Conforme a Llambías (2003), estos niveles de menor granulometría interdigitados con la ignimbrita principal forman complicadas secuencias difíciles de interpretar, debido a que la porción menos densa del flujo y la convectividad ascendente de las columnas co-ignimbríticas producen depósitos secundarios, de pequeño volumen, que pueden originar flujos piroclásticos secundarios y depósitos de caída de tefras.

Subfacies piroclástica de caída

Tobas

Las tobas son una de las litologías más características dentro de este miembro y en general tienen poca expresión topográfica y suelen sólo preservarse por debajo de niveles silicificados. Se presentan dispersas en diversos sectores pero los asomos más importantes se encuentran en el Mogote Divisoria.

La roca es blanca amarillenta a verdosa y está dispuesta en bancos macizos, tabulares y delgados (en general no mayores a 1 o 2 m de espesor). Los depósitos de tobas son moderadamente a bien seleccionados. Hacia la base se intercalan con capas lapillíticas (ricas en pómez vesiculados) y en ocasiones con niveles laminares que indican etapas de menor depositación y retrabajamiento de esta unidad. Tienen cristaloclastos fragmentados muy angulosos, de entre 0.5 a 1 mm de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita orientadas. Además hay litoclastos (3-4 mm) y abundantes trizas vítreas no deformadas cuyo tamaño promedio ronda los 100 µm. Estas rocas tienen una textura clasto soportada, con escasa matriz fina.

No son claras sus relaciones con las otras unidades litológicas porque se considera que tienen un origen distinto (si bien sincrónico) con las ignimbritas que conforman este Miembro.

Subfacies volcaniclástica retrabajada

Brecha conglomerádica

La brecha conglomerádica forma un manto o nivel de 2-3 metros de espesor, cuyos asomos más representativos se encuentran en el sector oriental del área conocida como “Veta Norte”, donde tiene una orientación N-S a NNO-SSE y es de posición subhorizontal, inclinando suavemente hacia el E. Esta unidad presenta abundantes fragmentos líticos de variada coloración (blanquecinos, rojizos, rosados o grisáceos), cuyos tamaños oscilan entre 0.5 a 1.5 cm, pero suelen alcanzar hasta 15 centímetros. Tiene fundamentalmente textura clasto sostén. Sus formas varían desde redondeadas a subredondeadas o subangulosas con predominio de estas últimas aunque los fragmentos redondeados son abundantes y por lo general pertenecen a una volcanita ácida (roca rosada con fenocristales de cuarzo, feldespatos alterados y biotita en una pasta afanítica). La matriz de esta roca no es muy abundante y está constituida por pequeños individuos angulosos tamaño toba gruesa y/o fina en general de entre 1-3 mm (Fig. 3-38 y 3-39).

Hacia el sur, la granulometría de esta unidad parece aumentar, los fragmentos líticos llegan hasta 30 cm en una matriz principalmente conformada por ceniza con mayor porcentaje de silicificación por desvitrificación.

Esta unidad pasa transicionalmente hacia su parte superior a niveles tufíticos estratificados (que se tratará más adelante).

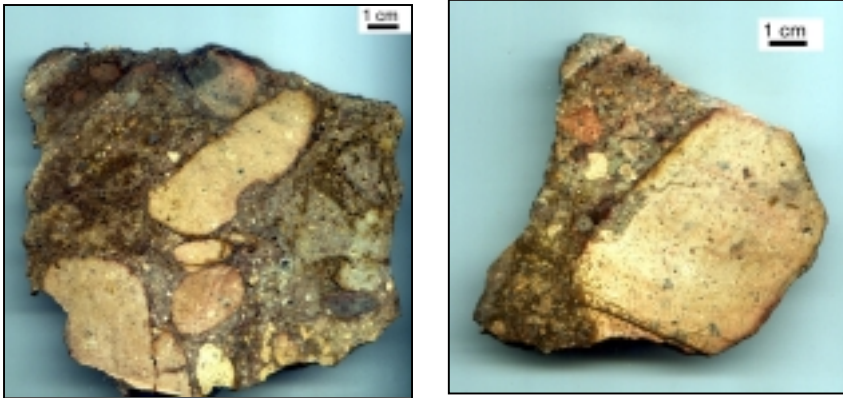


Fig. 3-38 y 3-39.
Brecha epiclástica del
sector "Veta Norte".

Tufitas

Los asomos más representativos se ubican en el Mogote Hormigas y en La Loma del Plato, donde se presentan como bancos de aproximadamente 1 metro de espesor de materiales tamaño pelítico (toba fina) finamente estratificadas. Estas lomadas se destacan porque parte de esta unidad está fuertemente silicificada, constituyendo afloramientos relativamente elevados dada su mayor resistencia a la erosión (Ver capítulo de manifestaciones hidrotermales). La secuencia estratigráfica de estos delgados niveles no se ha podido precisar debido al grado de erosión y discontinuidad que presentan los afloramientos.

Los depósitos de tufitas tienen una orientación N-S e inclinan levemente al este y las litologías que los conforman son de colores claros, grises a castaño amarillento y conforman estratos poco potentes de materiales limo arenosos muy bien seleccionados que no superan los 3-4 cm de espesor y presentan laminación paralela con superficies onduladas entre los sets de láminas. Están conformadas por abundantes trizas vítreas en general totalmente desvitrificadas y fragmentos de cristales menores a 1 mm, subredondeados a redondeados de cuarzo, sanidina, plagioclasa, biotita, fragmentos de pómez, de rocas piroclásticas y volcánicas ácidas y básicas en una matriz arenosa a limosa rica en ceniza con textura clasto sostén. Las variedades finas lateralmente pasan a variedades más gruesas con las que se presentan también intercaladas horizontalmente en las secuencias constituyendo estratos de hasta 30 cm (Fig. 3-40, 3-41, 3-42 y 3-43). Los niveles basales son ricos en material sabulíticos compuesto por abundantes pómez tamaño lapilli retrabajados que suelen pasar transicionalmente a rocas de mayor tamaño (brecha conglomerádica).



Fig. 3-40. Intercalaciones de tobas lapillíticas con niveles tufíticos.



Fig. 3-41. Afloramiento de "estratificado" del sector Noreste.

Llevar niveles carbonáticos y/o silíceos intercalados hacia sus niveles superiores, con los que suelen estar estrechamente relacionados espacialmente. Asimismo, se encuentran intercalados con depósitos de rocas piroclásticas tales como tobas de caída que forman niveles masivos, de coloración blanca grisácea, de unos 10-20 cm dentro de la secuencia de tufitas laminadas y/o estratificadas.

Estas rocas se interpretan como materiales volcánicos retrabajados (retransportados y redepositados) por procesos exógenos epiclásticos. Estos depósitos se diferencian de los del primer ciclo por presentar una mayor tendencia al redondeamiento de sus componentes, una mayor variedad composicional y una tendencia a presentar estructuras sedimentarias traccionales.



Fig. 3-42. Niveles tobáceos laminares

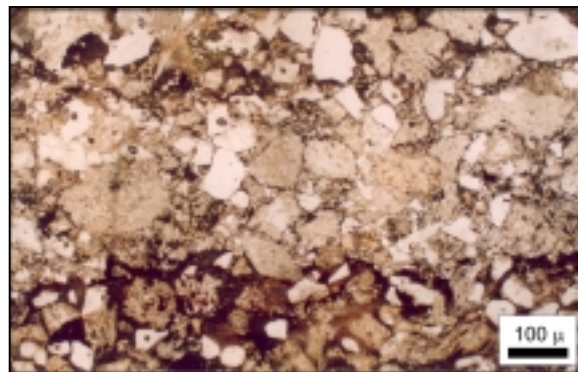


Fig. 3-43. Fotomicrografía de tufita.

A partir de una perforación (DDH Si 09, FOMICRUZ SE) se determinó a los aproximadamente 90 metros de profundidad, un banco de unos 40 metros de espesor aparente de tufitas laminadas intercaladas entre la ignimbrita de pómez y líticos. Se interpreta que durante las fases explosivas que generaron los depósitos de flujo, han tenido lugar períodos más tranquilos donde se han desarrollado cuencas lagunares con depositación de estos

niveles de tufitas. A este nivel se lo ha interpretado como un paquete de tobas y tufitas más antiguo que el aflorante y más antiguo aún que parte de la unidad de líticos y pómez.

Estos depósitos se han producido en cuencas lagunares que se habrían desarrollado en las etapas más tardías de actividad piroclástica durante un importante período de sismicidad donde se generaron estructuras tales como la “Zona de fractura del Mogote Hormigas” (ZFMH). Asimismo esta actividad póstuma dio lugar a la circulación de las aguas meteóricas que originaron las alteraciones y mineralizaciones encontradas. A partir de las secuencias que aparecen en las perforaciones es posible determinar que estos niveles están rellenando una cuenca cuyo borde oriental, asociado a la ZFMH, habría sido más abrupto y el borde occidental más tendido ya que el espesor disminuye gradualmente hacia el oeste así como su granulometría. La depositación de facies gruesas revelarían que parte del relleno de estas cuencas es sin-tectónico, ya que los movimientos sísmicos y las explosiones hidrotermales originaban remociones en masa de detritos de escala local que dieron lugar a la intercalación de depósitos más gruesos entre los laminados.

Relaciones estratigráficas

En la Figura 3-44 se presenta una columna estratigráfica que resume las distintas unidades que conforman el Miembro Mogote Hormigas donde se observa que los flujos piroclásticos pocos soldados de este miembro presentan hacia sus niveles inferiores facies “brechosas” con líticos grandes y hacia sus porciones superiores facies más finas representadas por tobas lapillíticas. Gradan lateralmente a depósitos de brechas co-ignimbríticas que representan las facies más proximales de estos flujos piroclásticos, cercanas al centro efusivo. Generalmente por encima, presentan niveles típicos de procesos de caída y retrabajamiento (tufitas y brechas epiclásticas), que a veces están íntimamente relacionados con los niveles superiores de estas unidades ignimbríticas.

A partir de observaciones realizadas en el terreno, principalmente en los sectores del Mogote Hormigas y “Veta Norte”, aunque no se pudo establecer ningún contacto, se observó que las rocas del Miembro Mogote Hormigas se presentan topográficamente por encima de las rocas del Miembro Piedra Labrada. Además, esta relación se pudo comprobar a partir de algunas perforaciones (principalmente DDH Si 03, FOMICRUZ SE) donde un paquete de más de 100 metros de ignimbritas de pómez y líticos de este miembro suprayace a la Ignimbrita rica en cristales del Miembro Piedra Labrada.

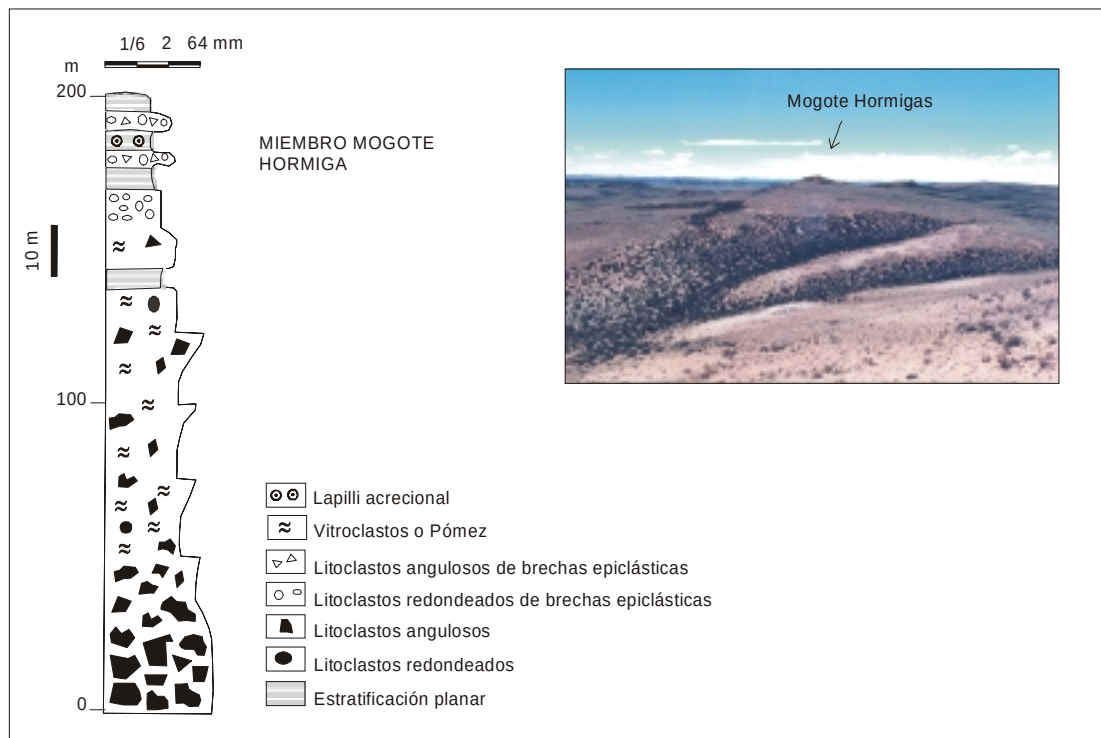


Fig. 3-44. Columna estratigráfica que resume las distintas unidades que componen el Miembro Mogote Hormigas.

La información obtenida a partir de una perforación realizada en el sector “Veta Norte” (DDH-VN 02, FOMICRUZ S.E.) indica que las rocas de este miembro se presentan por encima de un depósito de tipo bloques y cenizas, que se interpretó corresponde al Miembro La Josefina, por lo tanto se considera que el Miembro Mogote Hormigas es más joven que al menos algunos de los pulsos lávicos que conformaron este miembro.

MIEMBRO ESCALERA

El Miembro Escalera se encuentra conformando un conjunto de afloramientos y subafloramientos más o menos continuos de orientación NE-SO, restringidos a un área de 6 x 2 km al noreste del casco de la estancia La Josefina. Se presenta estratigráficamente encima de las rocas volcanoclásticas retrabajadas del Miembro Mogote Hormigas, lo cual permite separarlo claramente de las unidades ricas en cristales del Miembro Piedra Labrada. Está compuesto por facies volcanoclásticas con subfacies piroclásticas de flujo (ignimbrita rica en cristales y brecha co-ignimbrítica) y por varias subfacies piroclásticas de surge (Fig. 3-45).

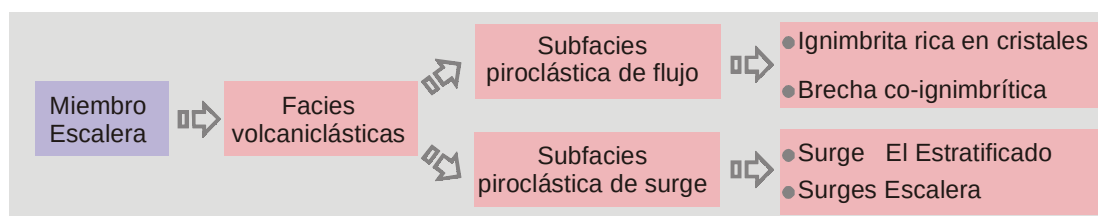


Fig. 3-45. Esquema de las distintas unidades que conforman el Miembro Escalera en el área La Josefina.

Facies volcanoclásticas

Subfacies piroclástica de flujo

Ignimbrita rica en cristales

Son rocas de coloración rojiza a morada (en ocasiones grisácea a blanquecina) de material tamaño toba, están compuestas principalmente por cristaloclastos y vitroclastos y en menor medida fragmentos líticos. Los cristaloclastos tienen por lo general tamaños cercanos a 2 mm y son predominantemente de cuarzo, además se presenta biotita (en ocasiones alterada a illita), tablillas de plagioclasa (a veces argilizada) y sanidina (Fig. 3-46 A y B). La matriz es rica en trizas vítreas con textura felsítica producto de su desvitrificación. Los vitroclastos están representados por pequeños pómez, cuyo tamaño varía entre 1 y 6 mm (3 mm promedio) dispuestos irregularmente y frecuentemente argilizados. En general son de formas irregulares aunque se han observado sectores donde están algo aplastados. Los litoclastos son escasos aunque suelen aumentar su proporción en algunos niveles, alcanzando tamaños de hasta 0.5 cm aunque excepcionalmente se han determinado algunos de hasta 5 cm. Se pudieron diferenciar al menos dos tipos de fragmentos, unos de ignimbritas rojizas y otros de coloración grisácea.

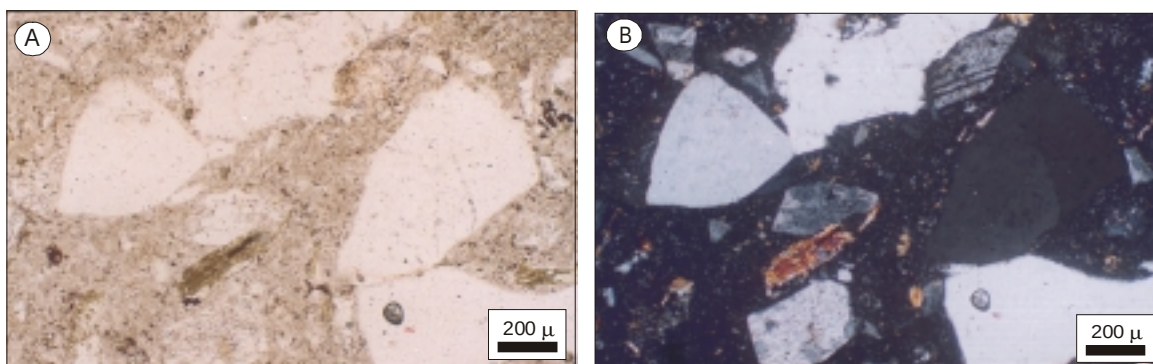
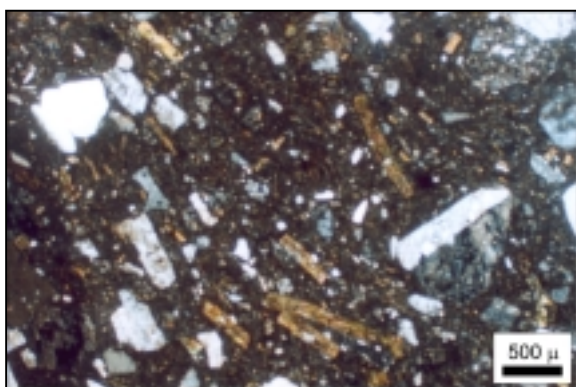


Fig. 3-46 A y B. Cristaloclastos de cuarzo, feldespato y biotita en matriz felsítica de ignimbrita de cristales (con y sin nicoles).

En los niveles basales, que presentan sus mejores asomos en la porción suroriental del sector del casco de la Ea La Josefina, se destaca la presencia de niveles anormalmente enriquecidos en escamas de biotita orientadas (Fig. 3-47). Asimismo se observa un



enriquecimiento en cuanto a la cantidad y tamaño de los cristales hacia su porción superior, evidenciado por abundantes cristaloclastos de cuarzo ahumado de 4 mm de tamaño promedio.

Fig. 3-47. Cristaloclastos de biotita y cuarzo orientados en matriz de ignimbrita de cristales.



Es común la presencia de intercalaciones de niveles “macizos” con otros “lajosos”, estos últimos se dan cuando los vitroclastos predominan, ya que le confieren a la roca esa marcada lajosidad que se destaca muy bien en los afloramientos (Fig. 3-48).

Fig. 3-48. Detalle de intercalación de niveles lajosos con macizos de la ignimbrita de cristales.

Hacia el este y estratigráficamente hacia el techo, van aumentando los espesores de los niveles ricos en pómez (desde 0,5 m hasta más de 3 m) en los afloramientos. En estos asomos más orientales, los fragmentos pumíceos se presentan con un tamaño promedio de 1 cm.

Presenta un importante sistema de diaclasas que le confiere a las lomadas una orientación con rumbo predominante NNO (N 330°) y en algunos casos N-S. Cabe destacar

que estas orientaciones son las que predominan en el sistema de venillas de cuarzo y/o baritina del área. En los afloramientos suroccidentales se ha encontrado a esta roca teñida por óxidos de hierro, especialmente, en las diaclasas y en el contacto con la caja.

Brecha co-ignimbrítica

A unos pocos metros al ONO del Cerro del Zorro, se presenta una ignimbrita brechosa rica en fragmentos líticos dispuestos caóticamente. Los fragmentos más numerosos son de los de una ignimbrita de cristales que en ocasiones se presentan subredondeados y con tamaños que van de < 1 hasta 5-6 cm; otros son de una ignimbrita pumícea (Miembro Mogote Hormigas?) con formas angulosas y que oscilan de 5 a 10 cm de diámetro. La matriz de esta roca brechosa tiene abundantes cristales de cuarzo, sanidina y plagioclasa, en distintas proporciones de una masa de material piroclástico fino.

Pasa transicionalmente a la ignimbrita rica en cristales que tiene menos cantidad de líticos y por ello se la interpreta como una facies piroclástica de flujo más gruesa, posiblemente basal o cercana al centro emisor.

Subfacies piroclástica de surge

Surge “El Estratificado”

Esta unidad aflora al sur del cerro de las Águilas y además aparece en una perforación al este de la Loma del Plato (DDH Si 12, INREMI-FOMICRUZ 2004), aproximadamente a los 40 metros de profundidad. Se trata de un depósito rico en cristaloclastos de cuarzo, feldespatos y biotita en pasta felsítica que se dispone según niveles de estratificación planar de algunos centímetros (Fig. 3-49 y 3-50). Los bancos registran 0,5 a 1 m de espesor, en superficie donde tienen una ligera inclinación hacia el norte, y alcanzan hasta 7,5 metros de espesor total en profundidad, donde está representado por un depósito muy argilizado, compuesto por abundantes cristales de cuarzo ahumado, algunos líticos pequeños y muchos fragmentos pumíceos menores a 0,5 cm.

Por presentar las mismas características que las unidades que conforman este Miembro y por su aparente disposición en la base de la ignimbrita rica en cristales, se lo interpreta como un depósito de surge basal.



Fig. 3-49. Depósito de *surge* basal debajo de la ignimbrita rica en cristales del Miembro Escalera.

Fig. 3-50. Detalle de depósito de *surge* basal donde se observa la conspicua laminación planar.



***Surge* Escalera**

Se trata de un banco alargado de escaso espesor y unos 15 metros de longitud que se dispone entre los afloramientos de la ignimbrita de cristales de este Miembro. Está conformado por una alternancia de estratos tobáceos de granulometría variable. Algunos niveles están compuestos por una roca de granulometría fina a mediana y homogénea con aspecto lajoso, que se presenta muy alterada. Está formada por abundantes cristales de cuarzo, biotita y feldespatos de 1 mm de longitud. Además, presenta algunos vitroclastos argilizados con tamaño promedio de 2 mm y escasos fragmentos líticos de hasta 0,5 cm. La matriz es gris verdosa, teñida en parte con colores rojizos. Otros niveles están constituidos por una roca castaña de granulometría más fina y aspecto masivo. Presenta individuos de color castaño (< 0,5 mm), y otros de menor tamaño, de coloración blanquecina que están totalmente argilizados cuya identidad original no se pudo determinar.

Estas rocas dispuestas entre los niveles de ignimbrita de cristales pueden corresponder a depósitos tobáceos de tipo coignimbríticos o *surge*.

Relaciones estratigráficas

En la Figura 3-51 se presenta una columna estratigráfica que resume las distintas unidades que conforman el Miembro Escalera, donde los flujos ignimbríticos presentan en su

base un depósito de tipo *basal surge* así como depósitos de *ash cloud surges* intercalados y facies proximales como brechas co-ignimbríticas.

Se puede interpretar a partir de observaciones realizadas en el terreno que, en el sector de “Veta Norte”, la ignimbrita rica en cristales del Miembro Piedra Labrada ocupa los asomos más occidentales; las unidades del Miembro Mogote Hormigas se presentan en la porción central y finalmente hacia el oriente, se localizan las unidades del Miembro Escalera. Estas últimas están levemente inclinando al este, lo que indicaría que se encuentran por encima de los otros miembros, por lo que se las considera más modernas.

Estas relaciones estratigráficas se pudieron verificar con mejor precisión sobre la base de los datos obtenidos en una perforación (DDH Si 09, INREMI-FOMICRUZ 2004) realizada en el sector del sinter. En dicha perforación se comprobó que debajo de la ignimbrita de cristales del Miembro Escalera se presenta la ignimbrita de líticos y pómez y de los niveles de tufitas laminados del Miembro Mogote Hormigas.

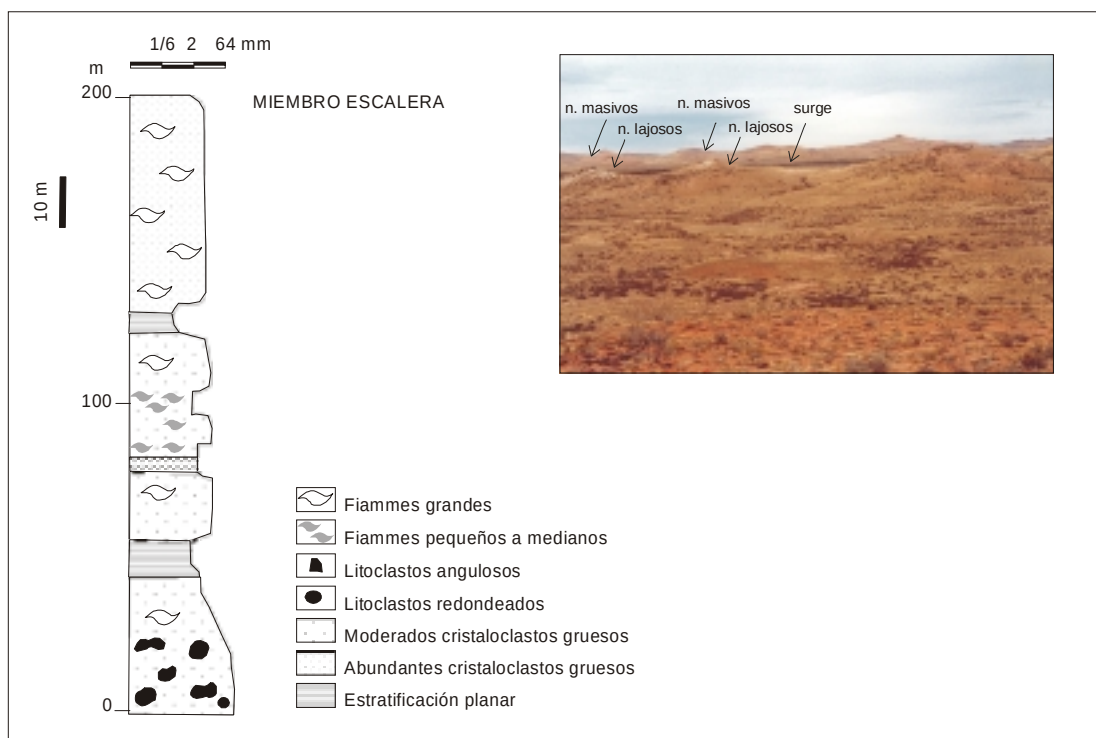


Fig. 3-51. Columna estratigráfica que resume las distintas unidades que componen el Miembro Escalera.

MIEMBRO CERRO DE LA CUEVA

Las unidades que conforman este Miembro tienen su mejor expresión en el cerro del mismo nombre (en el sector centro-norte del área de relevamiento), extendiéndose hacia el sur al cerro de las Águilas, ocupando una superficie total de 1500 x 1000 metros. Posiblemente constituyan también gran parte de las rocas alteradas hidrotermalmente presentes en el área de los cerros del Zorro y Centinela. Se reconocieron dentro de este miembro, subfacies piroclástica de flujo (Ignimbrita de pómez y líticos, y tobas lapillíticas) y subfacies retrabajadas (brecha conglomerádica y tufitas) dentro de las facies volcaniclásticas (Fig. 3-52).

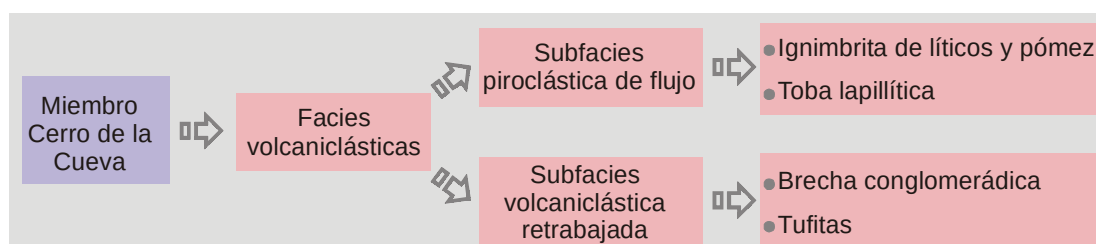


Fig. 3-52. Esquema que presenta las unidades del Miembro Cerro de la Cueva en el sector estudiado.

Facies volcaniclásticas

Subfacies piroclástica de flujo

Ignimbrita de pómez y líticos

Las ignimbritas de pómez y líticos de este miembro, son rocas que tienen tonalidades que varían entre gris violácea a rosada clara y se presentan en las elevaciones que conforman los cerros de la Cueva y de las Águilas. Esta compuesta por fragmentos pumíceos aplastados de 1 a 3 cm de largo y litoclastos de colores verdosos, grises y morados, subredondeados a angulosos con tamaños que varían de 2-5 mm hasta 1,5 cm de una roca afanítica y otros mayores de una ignimbrita de cristales de hasta aproximadamente 10 cm (ocasionalmente de mayor tamaño). En algunos niveles la cantidad de estos fragmentos líticos aumenta otorgándole a la ignimbrita un aspecto brechoso. Los cristaloclastos son escasos y pequeños, presenta plagioclasas (< 1 mm), cuarzo (< 2 mm) y escasas escamas de biotita (< 0.5 mm). Los fragmentos están esparcidos en una abundante matriz moderadamente soldada integrada por trizas vítreas, normalmente alterada.

En la parte basal de este Miembro aparece una ignimbrita altamente soldada de color gris claro que constituye un nivel de no más de 10 metros de espesor, que aflora en la parte baja del Cerro de las Águilas. Esta roca tiene abundante matriz fina en la que se distribuyen numerosos fiammes blanquecinos (1-2 cm) muy aplastados y orientados (subhorizontales) y

fragmentos pumíceos angulosos (< 4 mm). Los cristaloclastos son escasos y pequeños de feldespato, biotita y posible anfíbol, todos muy alterados.

Tobas lapillíticas

Se incluyen aquí, una serie de asomos que forman lomadas muy suaves que afloran al pie y en las laderas Oeste y Noroeste del cerro de las Águilas. Se trata de bancos de 2 o 3 metros de espesor de rocas de tonalidades gris-blanquecinas poco soldadas con estratificación grosera, compuestas predominantemente por fragmentos pumíceos tamaño lapillo y accesoriamente por trizas vítreas de 50 a 100 micrones, cristales de cuarzo y sanidina, de entre 0, 5 y 1 mm, biotita sericitizada, en general orientadas. Estas rocas se interpretan como subfacies finas laterales relacionadas a los flujos piroclásticos que depositaron las ignimbritas de pómez y líticos de este miembro.

Subfacies volcaniclástica retrabajada

Brecha conglomerádica

La brecha conglomerádica se localiza en el bajo que está al oeste del cerro de La Cueva en asomos de muy poca expresión y a unos pocos metros al sur del Mogote Divisoria donde a partir de algunas labores de exploración (trincheras y zanjas, FOMICRUZ S.E.) se determinó su posible morfología mantiforme. Está constituida por abundantes fragmentos redondeados y angulosos (por lo general de menor tamaño) de rocas volcánicas (45 a 80 % en volumen) que registran desde < 0,5 hasta 10-15 cm con un tamaño promedio de 2 cm, los más redondeados son de una ignimbrita muy rica en cristales (Fig. 3-53). Además tiene fragmentos de tobas lapillíticas y tobas de caída. Estos fragmentos están incluidos en una matriz tamaño toba escasa con textura clasto sostén. Se interpreta a este depósito como parte del relleno

sedimentario sin-volcánico que originalmente ocupó una depresión.

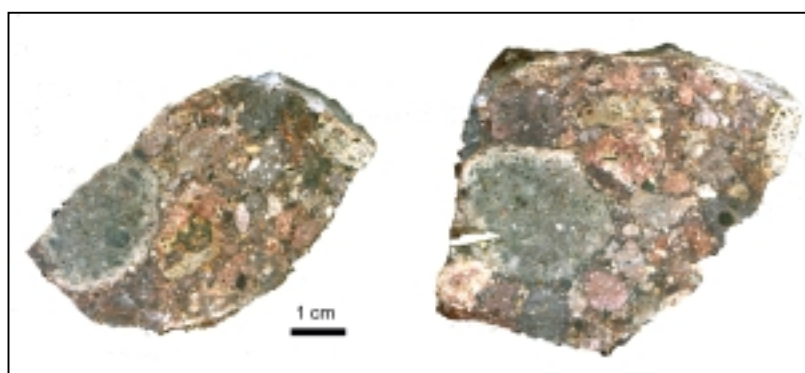


Fig. 3-53. Brecha conglomerádica que muestra fragmentos redondeados.

Tufitas

A partir de una perforación (DDH Si 12, INREMI-FOMICRUZ 2004) se determinó una secuencia de tufitas de unos 30 metros de espesor. Se trata de un material tobáceo con

laminación muy fina y microondulaciones que presenta intercalaciones de niveles gruesos y ocasionalmente otros lapillíticos con individuos pumíceos de hasta 2 mm. Además se intercalan con algunos sectores masivos de 0,5 metros de espesor que podrían corresponder a tobas de caída y con abundantes niveles silíceos. Estas tufitas son consideradas como parte del Miembro Cerro de la Cueva dado que en el sondeo se presenta por arriba de lo que se interpretó como depósito piroclástico de surge “El Estratificado” del Miembro Escalera.

Relaciones estratigráficas

En la Figura 3-54 se presenta una columna estratigráfica que resume las unidades piroclásticas de flujo (Ignimbrita de pómez y líticos, y tobas lapillíticas) y retrabajadas (brecha conglomerádica y tufitas) que integran el Miembro Cerro de la Cueva.

A partir de observaciones realizadas cerca de la base del Cerro de las Aguilas, se determinó que las unidades del Miembro Cerro de la Cueva se presentan topográficamente por encima de, al menos parte, de los asomos del depósito de surge “El Estratificado” del Miembro Escalera.

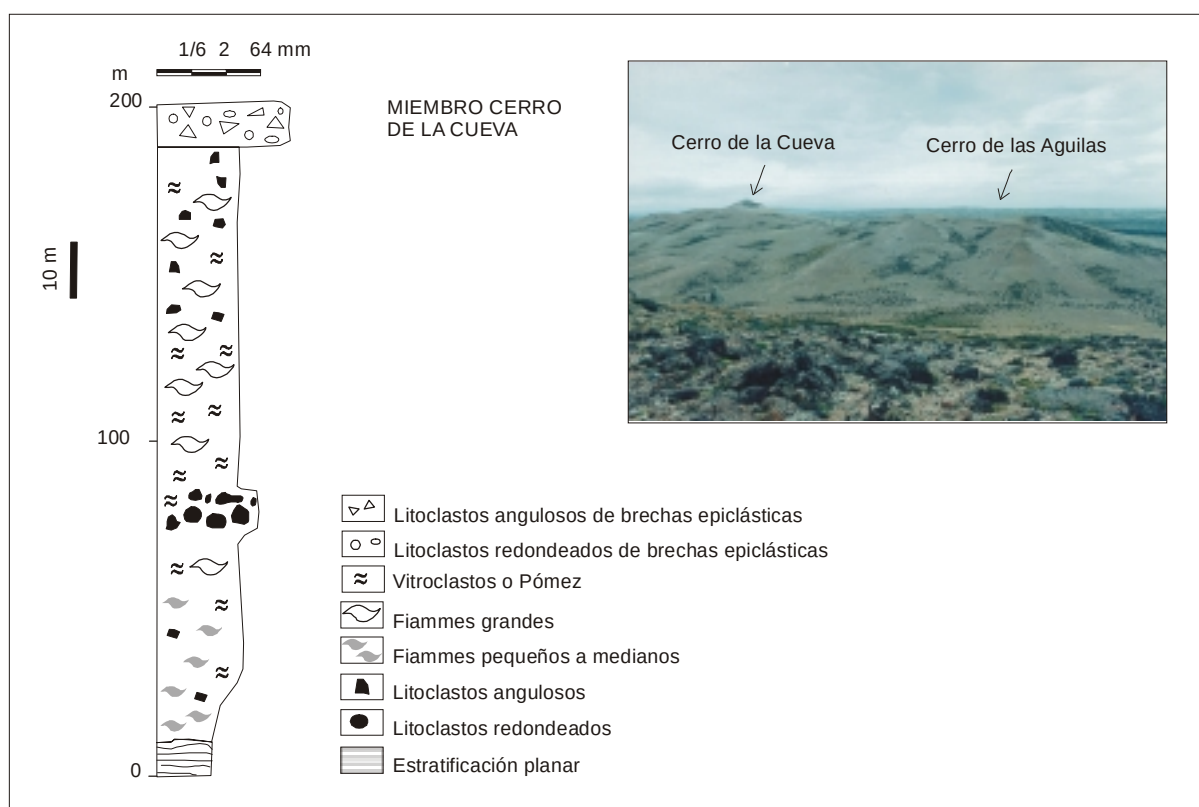


Fig. 3-54. Columna estratigráfica que resume las distintas unidades que componen el Miembro Cerro de la Cueva.

MIEMBRO CERRO JORGE PAZ

Las rocas que componen este miembro forman gran parte de los afloramientos situados en la porción más oriental del área La Josefina. Constituyen, principalmente, los niveles escalonados que conforman la elevación denominada cerro Jorge Paz, en la parte nororiental. Las unidades litológicas que se incluyen en este Miembro tienen variaciones litológicas importantes y sus unidades están representadas por facies volcaniclasticas de flujo como ignimbritas ricas en fiammes, ignimbritas con líticos grandes, ignimbritas ricas en líticos pequeños y pómez y subfacies de surge. Además de unidades volcaniclasticas retrabajadas como brechas de talud (Fig. 3-55).

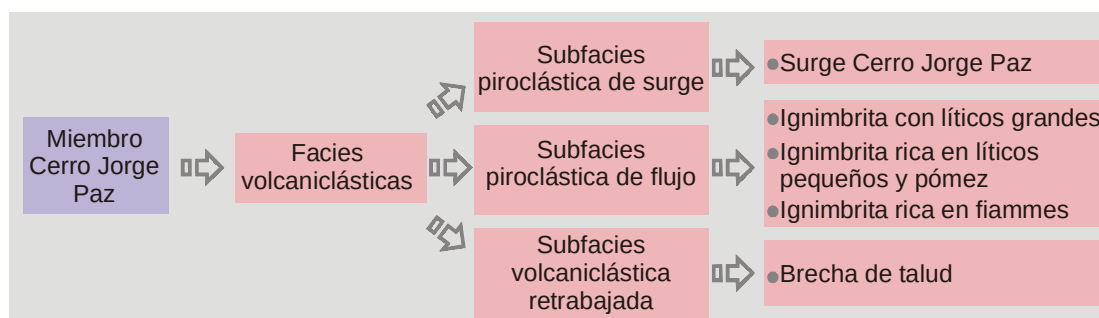


Fig. 3-55. Esquema que muestra las unidades determinadas para el Miembro Cerro Jorge Paz.

Facies volcaniclasticas

Subfacies piroclástica de surge

Surge Cerro Jorge Paz

Los asomos correspondientes a esta unidad se ubican en la base del cerro Pandolfo. Se trata de un depósito de aproximadamente 1 metro de espesor con una disposición subhorizontal o levemente inclinada hacia el NE, que está conformado por niveles en general de 1-2 cm de espesor de una roca blanquecina muy soldada con abundantes y pequeños (de 2-3 mm) pómez aplastados castaño rojizos que tienen un reborde blanquecino. Además se reconocen líticos pequeños y escasos cristales. Algunos niveles tienen aspecto macizo y otros brechoso.

Este depósito de surge se va enriqueciendo en pómez cada vez más irregulares hacia su parte superior pasando transicionalmente a la ignimbrita con líticos grandes (Fig. 3-56), por lo que se considera un depósito de surge de tipo basal, ya que conforma la base de un depósito piroclástico de flujo.

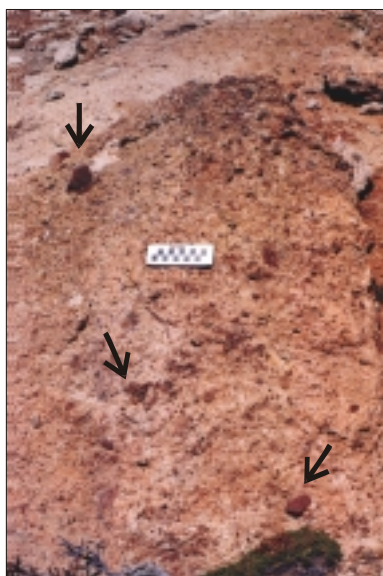


Fig. 3-56. Surge basal, atrás la ignimbrita rica en líticos pequeños y pómez del mismo miembro.

Subfacies piroclástica de flujo

Ignimbrita con líticos grandes

Las ignimbritas que componen esta unidad constituyen afloramientos redondeados. Son rocas castañas rojizas, medianamente soldada con abundantes líticos y pómez, además tienen



cristales de biotita y cuarzo (Fig. 3-57). Los líticos presentan tamaños desde menos de 1 cm hasta más de 30 cm, son redondeados, rosados o grises, ricos en cristales de cuarzo, feldespato y biotita. Otros más oscuros (grises) presentan líticos de una roca afanítica morada y fiammes. Algunos son angulosos y están representados por una ignimbrita de cristales morada bien soldada (Miembro Piedra Labrada) y otros de un material muy fino (posiblemente de lavas).

Fig. 3-57. Detalle de ignimbrita con líticos grandes. Las flechas señalan algunos de los fragmentos líticos.

Ignimbrita rica en líticos pequeños y pómez

Esta ignimbrita generalmente conforma afloramientos conspicuos y bien escarpados (Fig. 3-58). Es una roca soldada de coloración rojiza que tiene abundantes líticos pequeños. Algunos son fragmentos que van desde < 1 cm hasta aproximadamente 4 cm de una roca afanítica morada y grisácea y otros son líticos de hasta 3 cm, algo redondeados, de una roca con textura porfírica grisácea (porfido fenodacítico?). En general esta unidad tiene pequeños y poco abundantes cristales de cuarzo, biotita y feldespato, es común que estos últimos se presenten alterados. Presenta abundantes fiammes blanquecinos menores a 1 cm y otros más grandes muy aplastados de 2-3 cm de largo por 2-3 mm de largo, que contienen esferulitas. En algunos sectores tiene abundantes pómez irregulares. Ciertos afloramientos presentan una

lajosidad que inclina al N-NE y es producto de la intercalación de niveles más pumíceos con otros más soldados.

Ocasionalmente, esta ignimbrita está microbrechada o craquelada; el relleno es muy escaso y es de un material de aspecto opalino y coloración rojiza que probablemente se deba a la misma roca triturada. Se interpreta que posiblemente cuando esta roca muy soldada se depositaba o enfriaba debió haberse roto en pequeños bloques resultando una roca microbrechada. Otra posibilidad podría ser que sean brechas tectónicas ya que están asociadas a muchos lineamientos reconocidos en el Distrito.



Fig. 3-58. Afloramientos conspicuos y escarpados de ignimbrita rica en líticos pequeños y pómez.

Ignimbrita rica en fiammes

Esta roca piroclástica predomina notablemente dentro de este Miembro y forma el Cerro Jorge Paz, donde presenta un importante escalonamiento dado por diferentes niveles. El superior esta conformado por una roca parda rojiza con matriz soldada rica en trizas; posee abundantes fiammes aplastados de coloración grisácea que le otorgan una marcada lajosidad. Tiene pequeños líticos (de hasta 2 centímetros) y cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, biotita y sanidina, y algunos individuos de un agregado cuarzo-feldespático que semejan la textura gráfica de las rocas graníticas (Fig. 3-59 A y B). El nivel intermedio está constituido por una roca de matriz blanquecina con pómez alterados, pequeños líticos y abundantes cristales menores de 2 milímetros de cuarzo, biotita y escasa sanidina. El inferior está integrado por una roca con matriz soldada de coloración gris violácea que tiene pequeños fiammes, grandes cavidades de pómez lixiviados, algunos líticos y escasos cristales de cuarzo y posiblemente anfíbol alterado, en forma accesoría. Además esta unidad presenta abundantes nódulos y venas de ópalo de colores rojo y naranja, probablemente originados durante el proceso de desvitrificación. En general, la disposición de los fiammes y pómez aplastados de todos estos niveles y la lajosidad que estos generan, es subhorizontal aunque con una tendencia de inclinación hacia el norte.

En la base del Cerro Jorge Paz aparece un delgado manto (de no más de 2 metros de espesor) de una roca gris muy soldada y tenaz, dispuesto entre las ignimbritas mayoritarias que conforman este miembro. Presenta fiammes muy aplastados de escasos milímetros a 3 centímetros de diámetro y lleva cristaloclastos de cuarzo y sanidina de 2 a 4 milímetros. Las

rocas silicificadas que están en la parte inferior, al pie del cerro Jorge Paz, parecen corresponder a esta unidad.

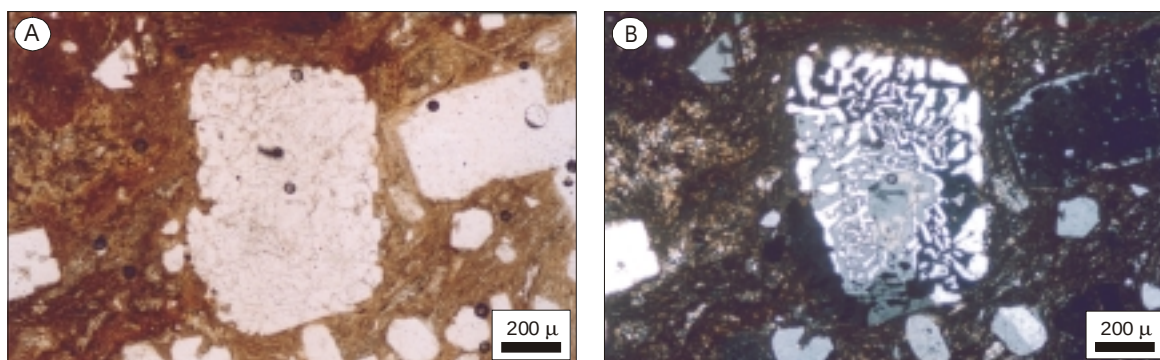


Fig. 3-59 A y B. Cristaloclastos de cuarzo en una matriz muy soldada rica en trizas vítreas, sin y con nicols cruzados, respectivamente.

Subfacies volcaniclástica re TRABAJADA

Brecha de talud

Los asomos de esta unidad se ubican en la parte media inferior de la ladera sur del cerro Jorge Paz y el afloramiento más grande es el situado más al este. Se trata de una brecha gruesa, de poca selección, compuesta por bloques cuyos tamaños oscilan desde unos centímetros hasta más de medio metro (Fig. 3-60). Los bloques son en general angulosos (aunque hay algunos redondeados) y de variada composición, aunque la mayoría son de una ignimbrita rica en fiammes, lajosa, cuya estructura planar se dispone con distintas orientaciones. Algunos de estos bloques son subredondeados. La matriz está conformada por clastos, en general, angulosos de variados tamaños. La pobre selección de esta brecha y la disposición caótica de los bloques mayores, permite interpretarla como un depósito producido por una remoción en masa relacionada a una fuerte pendiente.



Fig. 3-60. Vista de la brecha de talud en el afloramiento oriental de la base del Cerro Jorge Paz.

Al pie de la colada del basalto neógeno, hacia el sur de la brecha de talud, existe un pequeño asomo con rumbo NO de una brecha polimíctica que tiene fragmentos líticos de hasta 5 cm de diámetro y son de color gris y están algo redondeados; otros corresponden a rocas piroclásticas de tonos rosados a grisáceos claros. Estos clastos se disponen en una escasa matriz de tamaño ceniza y de color gris blanquecina que lleva algunos cristales de cuarzo. Por

su ubicación y granulometría más fina, se interpreta a esta roca como la parte distal del depósito de talud.

Relaciones estratigráficas

En la figura 3-61 se presenta una columna estratigráfica que resume las relaciones entre las distintas unidades que componen el Miembro Cerro Jorge Paz. Consiste en una secuencia de flujos ignimbríticos que se enriquece en fragmentos líticos grandes hacia la base y está asociada a un depósito de surge de tipo *basal surge*. Esta secuencia posteriormente es afectada por procesos de deslizamientos gravitacional, constituyendo depósitos retrabajados de tipo brechas de talud.

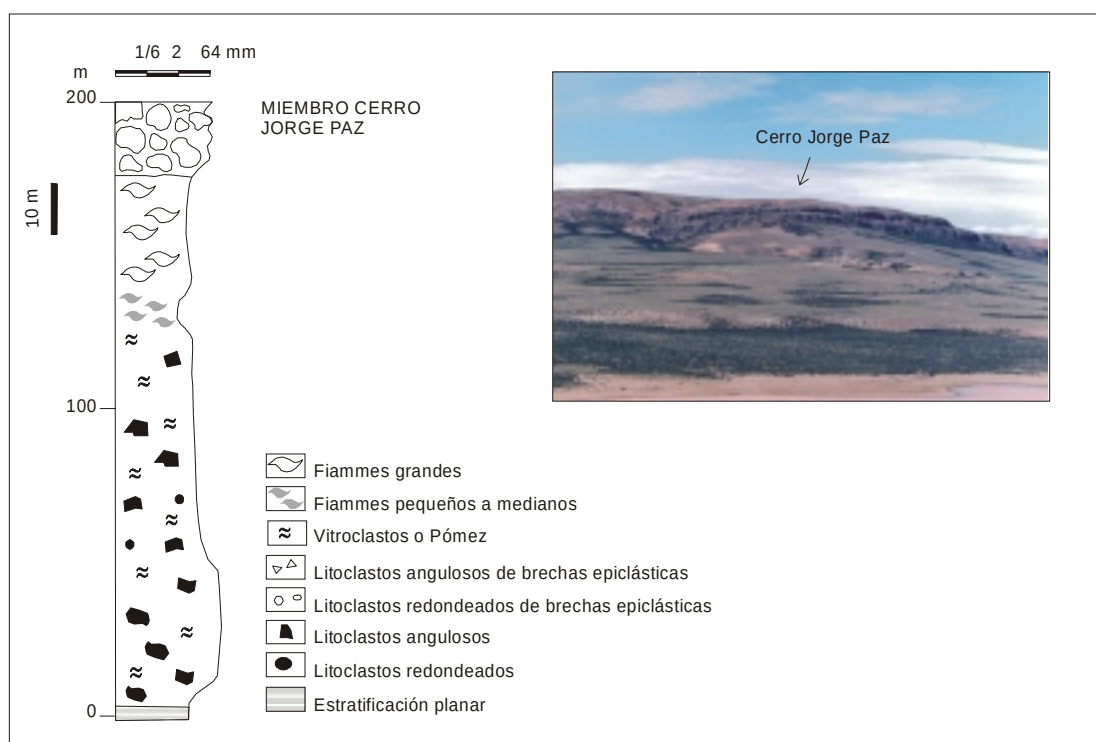


Fig. 3-61. Columna estratigráfica que resume las unidades que integran el Miembro Cerro Jorge Paz.

Es difícil establecer la relación temporal con las unidades del Miembro Cerro de la Cueva, pero en el sector más occidental del Cerro Jorge Paz, cercano a la colada de basalto neógeno, parecen engranar lateralmente.

Por otra parte, no pudieron establecerse contactos con las unidades del Miembro Piedra Labrada pero la presencia de numerosos fragmentos líticos de la ignimbrita rica en cristales de este Miembro dentro de las unidades que conforman el Miembro Cerro Jorge Paz, particularmente la unidad rica en líticos grandes, son una clara evidencia de que este último es más moderno.

Las ignimbritas de este miembro son más jóvenes que el pórfido correspondiente a la Formación Bajo Pobre y a las rocas de los Miembros La Josefina y María Esther, aunque no es posible establecer claramente su posición.

MIEMBRO LA JOSEFINA

Las rocas de este Miembro conforman complejos de domos que se localizan en el sector centro-oriental del área estudiada, al oeste del casco de la Estancia La Josefina. Los asomos más occidentales se sitúan en campos de la Estancia La Modesta.

Este sistema eruptivo, con predominio de facies lávicas, está formado por dos complejos de domos denominados “Complejo de Domos Riolítico Mayor” (CDRM) y “Complejo de Domos Riolítico Chico” (CDRCh) y un domo aislado denominado “Domo Rojo” (Fig. 3-62). Todos se disponen a lo largo de un lineamiento de orientación NO-SE de aproximadamente 7 kilómetros de largo. Presentan asociados depósitos de bloques y cenizas y rocas volcanoclásticas retrabajadas como brechas de talud (Fig. 3-63) y la mayoría de los cuerpos volcánicos que integran la Formación Bajo Pobre.

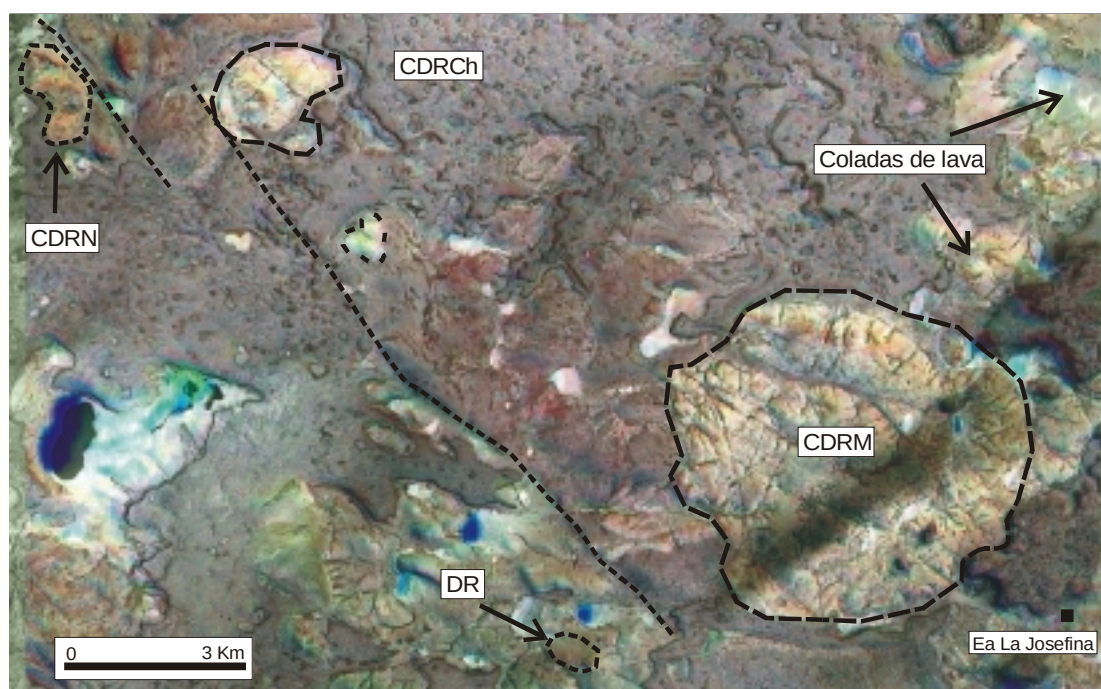


Fig. 3-62. Imagen satelital sobre la que se resalta el Complejo de Domos Riolítico Mayor (CDRM), el Complejo de Domos Riolítico Chico (CDRCh), Domo Rojo (DR) y Complejo de Domos Riolíticos Norte del Miembro María Esther (CDRN).

Tanto en la imagen satelital como en las fotos aéreas y en las observaciones de campo, se puede inferir que estos complejos están constituidos por varios cuerpos dómicos. En general se trata de asomos discontinuos donde en la mayoría de los casos los contactos con las rocas aledañas están cubiertos. Estas rocas forman lomadas bajas y redondeadas que están generalmente cubiertas por materiales regolíticos, lajas o bloques sueltos y que, ocasionalmente, forman asomos que se destacan en el paisaje. Muchas veces estas rocas presentan un aspecto liso y redondeado, producto de la descamación esferoidal.

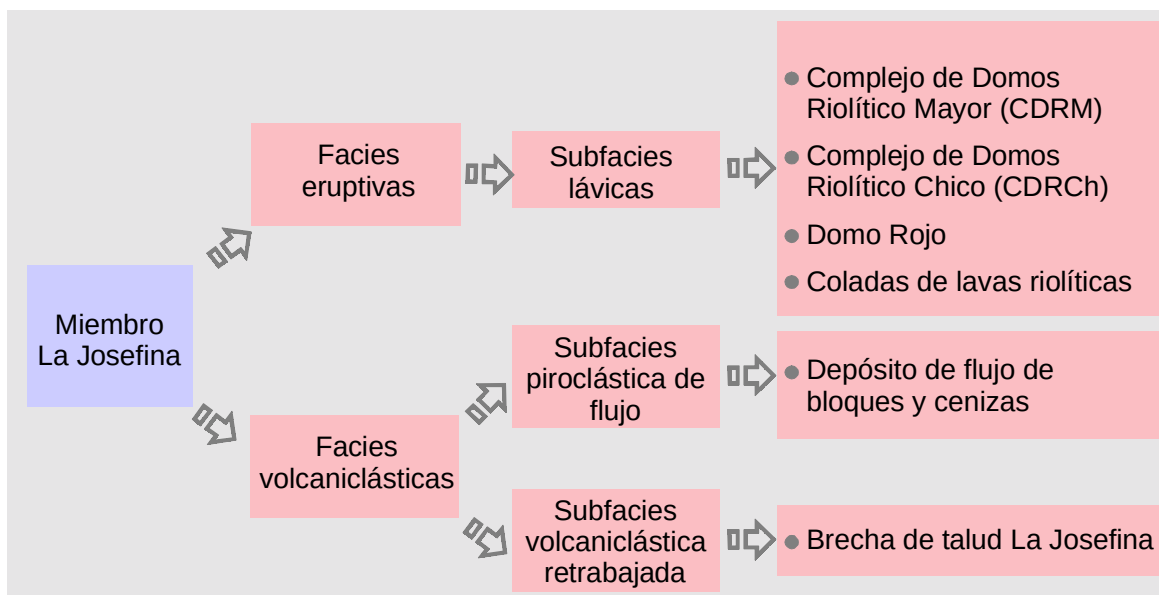


Fig. 3-63. Esquema que representa las distintas unidades del Miembro La Josefina.

Facies efusivas

Subfacies lávicas

Complejo de Domos Riolítico Mayor (CDRM)

El Complejo de Domos Riolítico Mayor se localiza al oeste del casco de la estancia La Josefina y tiene aproximadamente 6 kilómetros en sentido N-S y 3 kilómetros en sentido E-O. Está compuesto por un conjunto de cuerpos que sumados y vistos en planta presentan una forma más o menos circular en una superficie de aproximadamente 10 km² (Fig. 3-64). Está asociado a fracturas curvas interpretadas a partir del estudio de lineamientos en las fotos aéreas y en la imagen satelital. Son cuerpos muy potentes y poco extendidos.

Las rocas que lo componen son afáníticas (ocasionalmente fenoriotitas), de color gris a negro cuando están frescas y blanca a amarillenta cuando están alteradas. Estas rocas de textura afánítica tienen importantes superficies onduladas que representan plegamiento por flujo (Fig. 3-65). Estos planos son muy continuos y en sectores se curvan y contorsionan.

El estudio al microscopio, revela una textura microporfírica compuesta por escasos fenocristales (no superan el 10%) dispuestos en una pasta cuarzo feldespática anhedral (textura felsítica) de grano muy fino con sombras de desvitrificación esferulítica y pequeños cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasas orientadas que pasa en sectores a una textura tipo traquítica (Fig. 3-66). Los fenocristales son fundamentalmente tablillas de plagioclasa euhedral en ocasiones zonadas (200 micrones a 1 mm), escamas de biotita orientadas (200 micrones a 2 mm) y gránulos de minerales opacos (Fig. 3-67 A y B). Son escasos los cristales de cuarzo y sanidina, que pueden alcanzar 1 mm.

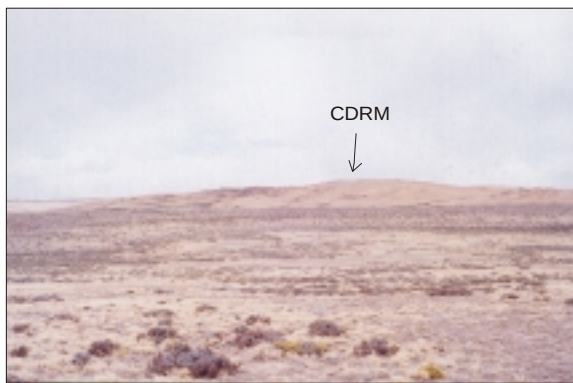


Fig. 3-64. Vista regional de las lomadas del CDRM, por delante colada de basalto cenozoico.



Fig. 3-65. Planos de fluidalidad en lavas fenoríolíticas de CDRM.

Los planos de fluidalidad sumados al importante diaclasamiento por enfriamiento, le confieren a estas rocas una respuesta muy frágil ya que se parten en pequeños trozos que forman un regolito compuesto de pequeñas lajas muy finas, en las cuales se observan

inflexiones y repliegues por acción del flujo. Esta unidad presenta una débil alteración hidrotermal de tipo propilítica, donde la biotita se transformó a clorita, a las que se asocian calcita, epidoto y argilominerales. Las plagioclasas están fuertemente alteradas a sericita y/o calcita.

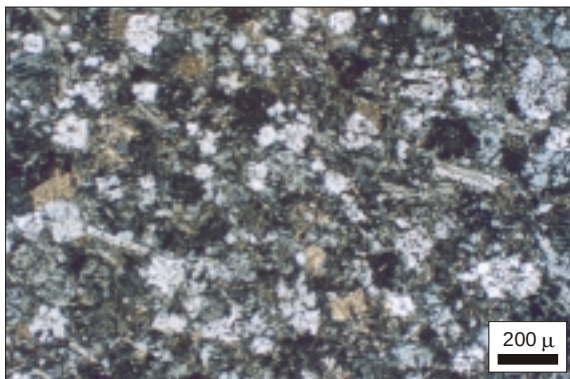


Fig. 3-66. Fotomicrografía de la pasta de las lavas del CDRM.

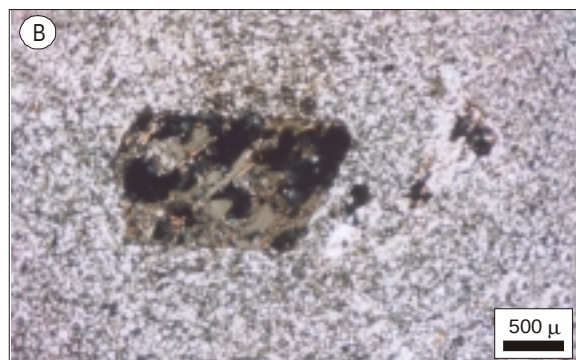
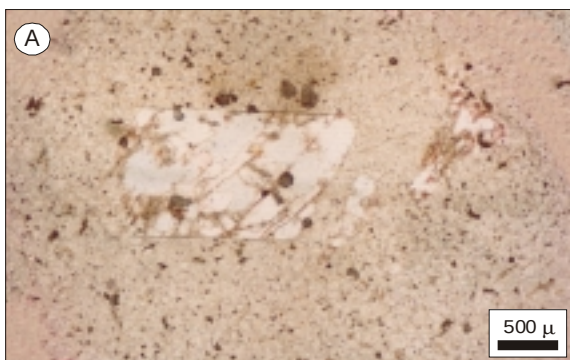


Fig. 3-67 A y B. Fotomicrografía de fenocristal de feldespato y pasta felsítica de las lavas riolíticas, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

Complejo de Domos Riolíticos Chico (CDRCh)

Este Complejo se sitúa al oeste del Complejo de Domos Riolíticos Mayor, en campos de la estancia La Modesta. Se trata de un cuerpo de forma subcircular a ovalada (de 1200 x 1000 metros) que se encuentra parcialmente cubierto por una colada de basalto neógeno (Fig. 3-68). Las rocas que lo componen son similares a las descritas en el CDRM, son afaníticas (ocasionalmente fenoriotitas), tienen bandas rosadas a grisáceas y numerosos planos que evidencian un conspicuo bandeamiento de flujo. Al microscopio se observa con textura

microfenoporfírica, donde escasos cristales de feldespato se distribuyen en una matriz felsítica cuarzo-feldespática, con algunas tablillas de plagioclasa y minerales opacos.

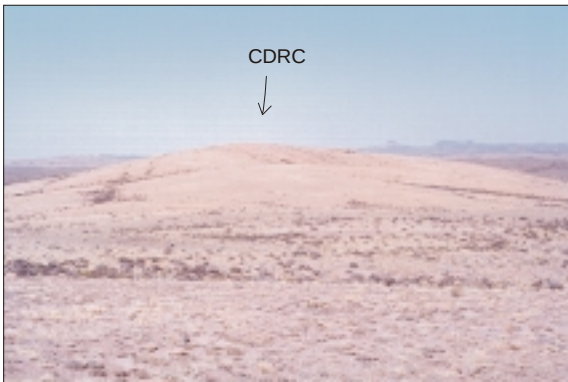


Fig. 3-68. Vista regional de las lomadas del CDRCh, por delante lomadas de esquistos de la Formación La Modesta.

Domo Rojo

Se localiza en el centro de una zona deprimida, entre asomos de ignimbritas del Miembro Piedra Labrada, ligeramente al suroeste del Complejo de Domos Riolíticos Mayor. Se trata de un cuerpo de unos 450 x 200 metros, que se manifiesta en el terreno como una lomada con la parte superior en forma de manto.

Las rocas que lo componen son fenoriotitas de color rojizo con textura afanítica y con abundantes filetes de flujo blanquecinos de 2 a 3 mm de espesor. Al microscopio tiene textura microporfírica y la matriz está compuesta o por una agregado masivo de grano muy fino (textura felsítica) o por una pasta microlítica fluidal muy alterada. Los fenocristales son escasos y pequeños (de hasta 0,5 mm) de cuarzo, plagioclasa (reemplazada por calcita, arcillas y ocasionalmente por epidoto), biotita desferrizada y tablillas de feldespatos (reemplazados por un agregado de sílice microcristalina).

Otra característica de esta unidad litológica es el autobrechamiento, representado por una roca clasto soportada con fragmentos angulosos amarillentos a rojizos que tienen filetes de flujo y cristales orientados en diferentes direcciones, están rodeados por una matriz de la misma composición.

Subfacies lávicas asociadas

Coladas de lavas riolíticas

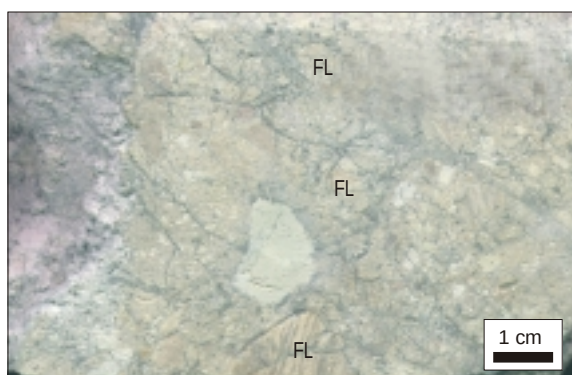
Las coladas de lavas riolíticas se ubican al norte y al este del Complejo de Domos Riolíticos Mayor (Fig. 3-62). Se distribuyen en una superficie de 3,5 x 3,5 kilómetros y forman suaves lomadas cubiertas por fragmentos sueltos de 1 a 5 centímetros de una roca de grano fino y tonalidades amarillentas. Los afloramientos son pequeños (de no más de 10 m²) observándose una roca afanítica de color gris a gris blanquecino en fractura fresca que tiene escasos y pequeños fenocristales de cuarzo y plagioclasa, y planos de fluidalidad que permiten identificarlas como lavas riolíticas.

Están asociadas a brechas monomícticas con textura clasto sostén, formadas por fragmentos de distintas formas aunque predominan los angulosos de aspecto liláceo a rosado, bandeados, que oscilan entre algunos milímetros hasta 3-4 centímetros, dispuestos en una matriz de iguales características, que permite interpretarlas como autobrechas. Estos depósitos gradan a lavas con textura coherente y en rompecabezas, los cuales se formaron por fragmentación no explosiva de la lava durante su fluencia. Por su parte, es posible que los bordes de la lava al enfriarse originaron una capa rígida que durante el flujo se fracturó y se incorporó al resto de la lava.

Subfacies piroclástica de flujo asociadas

Depósito de flujo de bloques y cenizas

Este depósito se determinó en los tramos finales de una perforación localizada en el sector “Veta Norte” (DDH VN 01, INREMI-FOMICRUZ 2004), por debajo de las rocas del Miembro Mogote Hormigas. Está compuesto por una brecha piroclástica con abundantes fragmentos de lavas fenoríolíticas propilitizadas, de formas angulosas a subangulosas, comúnmente de 1 a 3 centímetros y algunos > 4 centímetros (por tratarse un testigo de perforación no se han podido reconocer bloques más grandes) que se disponen en una matriz fina de trizas vítreas (Fig. 3-69). Además presenta fragmentos probablemente pumíceos,



totalmente alterados a argilominerales. Esta roca está atravesada por vetillas de sílice y sulfuros (py+gl+sph+cpy+falohre) que ocasionan una importante propilitización a esta unidad.

Fig. 3-69. Fragmentos de lavas propilitizadas (FL) en depósito de bloques y cenizas.

Se interpretan como el producto generado por el colapso de un domo lávico. La presión interna causada por el congelamiento de la costra del domo genera en su interior presiones muy elevadas. Cuando la presión supera la resistencia de las rocas de la parte externa, la cual todavía no ha finalizado su crecimiento, se produce el colapso del mismo y se desintegra, dando lugar a un flujo piroclástico muy violento, que arrastra bloques de domo y material fino producto de su desintegración y de la vesiculación del magma.

Subfacies volcaniclásticas retrabajadas asociadas

Brecha de talud La Josefina

Se trata de un depósito cuyos asomos aparecen saltuariamente en una faja de aproximadamente 6 kilómetros de largo con una orientación aproximadamente NNE-SSO que coincide con el límite este del Complejo de Domos Riolíticos Mayor y que se extiende desde el norte del área La Josefina hasta las cercanías del casco de la estancia homónima donde se encuentran los afloramientos más representativos.

No es simple reconocerla ya que aparece como una serie de pequeños afloramientos y subfloramientos en general aislados, que por lo general sobresalen no más de 0,5 o 1 metros en los bajos constituidos por relleno moderno.

Se trata de una unidad heterogénea con textura clasto sostén conformada por grandes bloques, a veces algo redondeados, de diferente composición y tamaño, dispuestos en una matriz brechosa (Fig. 3-70 y 3-71). Por lo general son depósitos macizos a débilmente estratificados. Los bloques son principalmente de la ignimbrita rica en cristales con fiammes grandes y de la ignimbrita rica en cristales del Miembro Piedra Labrada. Los fragmentos de estas litologías posiblemente no superen los 2 m³. Los fiammes están orientados de tal forma que le otorgan a la roca una marcada lajosidad, que varía drásticamente su orientación de un bloque a otro. En el sector norte, tiene bloques de grandes dimensiones que corresponden a una ignimbrita con abundantes pómez irregulares y escasos cristaloclastos (posiblemente de la ignimbrita de pómez y líticos del Miembro Mogote Hormigas). Integran también esta unidad, fragmentos de 0,5 x 0,5 metros de una roca morada muy rica en fiammes, se trata de una ignimbrita soldada con abundantes líticos grises y bloques que corresponden a una roca blanquecina argilizada y silicificada de grano fino. Facies más finas de esta brecha de talud están representadas por una brecha conformada por fragmentos redondeados de rocas volcaniclásticas, cuyos tamaños que van desde 1-2 cm hasta 10 cm de diámetro. Se observan algunas estructuras laminares de aspecto curvado, compuestos de material de grano fino que parecen envolver a los fragmentos; así como tabiques de material de grano fino que separan a dichos fragmentos.



Fig. 3-70. Vista de brecha de talud del Miembro La Josefina.

Fig. 3-71. Grandes fragmentos redondeados que integran la brecha de talud.



El cambio en la orientación de los fiammes, que ha sido observado claramente en esta brecha, es la característica principal que permite definir esta unidad como tal. Asimismo el relativo agrupamiento de bloques que representan distintas litologías es otra característica importante para definirla. Se considera que es el producto de un deslizamiento a partir de una pared abrupta de un edificio volcánico (por ejemplo CDRM), que posiblemente haya rellenando un bajo, sobre las ignimbritas ricas en cristales del Miembro Piedra Labrada.

Relaciones estratigráficas

Establecer la relación entre estos complejos lávicos y el resto de las unidades del área no es simple. Posiblemente las rocas del Miembro La Josefina se originaron a lo largo de un prolongado período de tiempo y debido a ello, algunas unidades se encuentran intercaladas entre las secuencias de otros miembros, como por ejemplo el depósito de flujo de bloques y cenizas que es anterior al Miembro Mogote Hormigas. Asimismo la presencia de fragmentos de ignimbritas del Miembro Piedra Labrada en la brecha de talud indica que estas subfacies del Miembro La Josefina son más jóvenes.

MIEMBRO MARÍA ESTHER

Las rocas que conforman las unidades de este miembro se localizan en la parte sur del área, en las cercanías del casco de la Estancia María Esther. Este Miembro está representado por un importante componente efusivo (lavas y vitrófiros fenoriolíticos) que integran un "Complejo de Domos Riolítico" y que están acompañados por facies volcaniclásticas como depósitos de flujo de bloques y cenizas y por depósitos retrabajados como tufitas y brechas de talud (Fig. 3-72). Además se ha incluido dentro de este Miembro a una serie de mantos ignimbríticos muy soldados con características similares a las lavas.

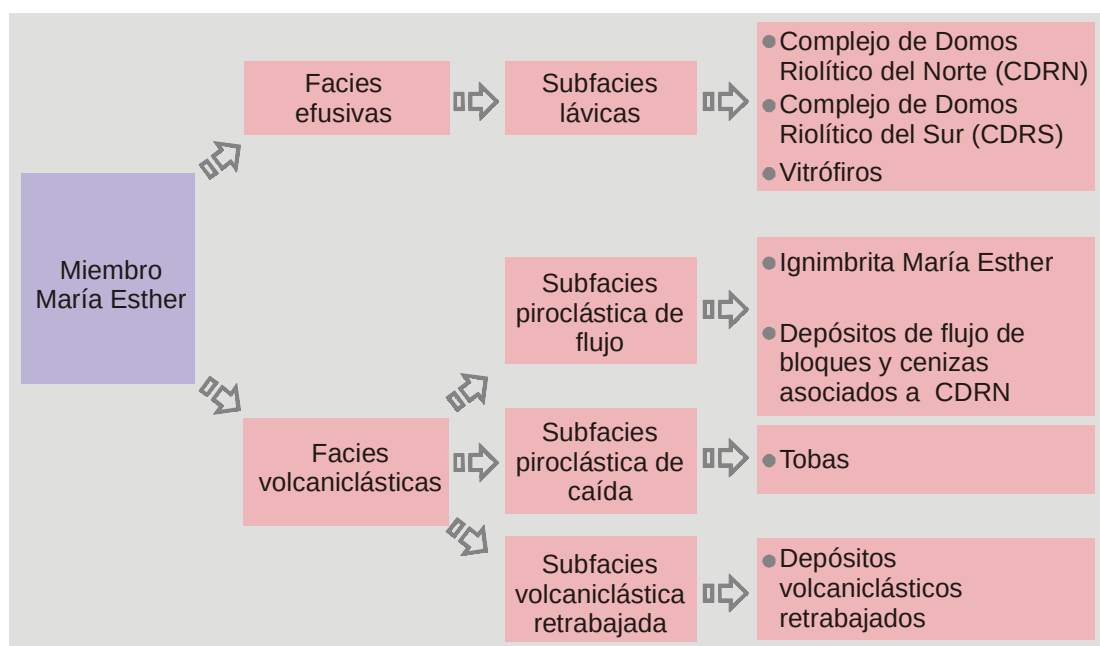


Fig. 3-72. Esquema que muestra las distintas unidades determinadas para el Miembro María Esther.

Las rocas de este Miembro (tanto facies efusivas como explosivas) se caracterizan por la coloración rojiza a castaño rojiza de su matriz soldada, y su moderado porcentaje de cristales (< 5 %) de feldespato (predominantemente plagioclasa), biotita y cuarzo, de tamaños medios que rondan los 500 micrones aunque algunos llegan hasta 6 milímetros.

Facies volcaniclásticas

Subfacies piroclástica de flujo

Ignimbrita María Esther

La ignimbrita María Esther (Fig. 3-73) conforma lomadas suaves poco conspicuas y de coloraciones rojizas. Se trata de una roca muy soldada, con numerosos fiammes, a veces

pequeños (1-2 milímetros), que en su interior presentan esferulitas y rebordes de recristalización. Además tiene algunos líticos morados de un material afanítico (aproximadamente 1 centímetro), y escasos a moderados y pequeños cristales de biotita como delgadas escamas de 600 micrones, feldespato y cuarzo (generalmente 400 micrones aunque excepcionalmente llega hasta 6 milímetros). La matriz presenta textura eutaxítica en parte las trizas vítreas están recristalizadas a esferulitas y axiolitas aunque en otras se preserva la textura vítrea. Se determinaron estructuras de tipo litofisas (huecos ovoidales) con tamaños que van desde 0,5 centímetros hasta 3-4 centímetros (Fig. 3-74).



Fig. 3-73. Vista regional de las ignimbritas.



Fig. 3-74. Detalle de ignimbrita Maria Esther donde se pueden observar las litofisas (huecos ovoidales).

La base está conformada por un **manto vitrofírico** que corresponde a una ignimbrita altamente soldada (Fig. 3-75 y 3-76) en el que se pueden reconocer esferulitas de 3-4 milímetros de diámetro, fragmentos de cristales de cuarzo (hasta 8 milímetros), biotita (< 100-700 micrones) y plagioclasa (500 micrones) y fiammes muy aplastados en una pasta completamente vítrea de coloración oscura que presenta algunos microlitos y grietas perlíticas.

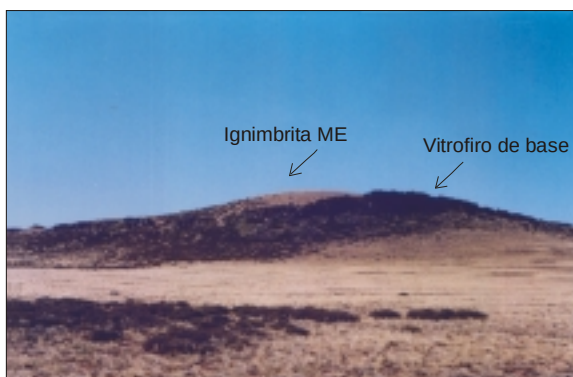


Fig. 3-75. Manto vitrofírico en la base de la Ignimbrita María Esther.



Fig. 3-76. Detalle de Vitrofiro.

Por otra parte, tiene niveles de ópalo y sectores con cuarzo cristalino producto de la recristalización parcial del vidrio. Asimismo, los juegos de diaclasas que afectan a esta unidad son muy evidentes y reflejan una disyunción columnar.

Facies efusivas

Subfacies lávicas

Las subfacies lávicas están representadas por un “Complejo de Domos Riolítico María Esther” que se desarrolla en dos centros efusivos principales, uno está ubicado a unos 10 km al noroeste del casco de la Estancia La Josefina y está relacionado a la fractura NO-SE asociada a los complejos de Domos Riolíticos del Miembro La Josefina. El otro está localizado hacia el sur y sureste del área cubriendo una extensa superficie y relacionado a las ignimbritas que también conforman este miembro.

Asimismo se incluyen dentro de este Complejo varias unidades litológicas que se encontraron claramente asociadas a estos domos como vitrófiros, depósitos de flujo piroclástico y volcaniclásticos retrabajados.

Complejo de Domos Riolíticos del Norte (CDRN)

El Complejo de Domos Riolíticos Norte (CDRN) está conformado por un cuerpo con forma subcircular de aproximadamente 900 x 700 metros que se encuentra cubierto en su porción central por una colada de basalto neógeno (parte del mismo se observa en la figura 3-62).

Las lavas riolíticas que lo componen están representadas por una roca de color gris, gris liláceo a morado con textura porfírica que tiene una matriz afanítica con marcada fluidalidad (Fig. 3-77). El análisis petrográfico revela una participación de 3,5 % en volumen de fenocristales de feldespato alterado, cuarzo y biotita, de tamaño muy uniforme, entre 0,6 y 1 milímetros (Fig. 3-78). La matriz, esta formada por una masa de cuarzo y feldespato de recristalización dispuesta en bandas de distinta granulometría, desde muy fina, menor a 2 micrones hasta más gruesa, de 1 a 2 milímetros que responden a las distintas capas generadas por el movimiento laminar durante el flujo. Presenta los típicos diseños curvos y replegados de los flujos muy viscosos.

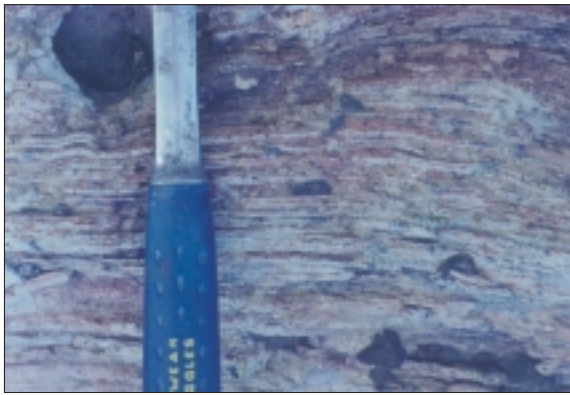


Fig. 3-77. Planos de fluidalidad de las lavas riolíticas.

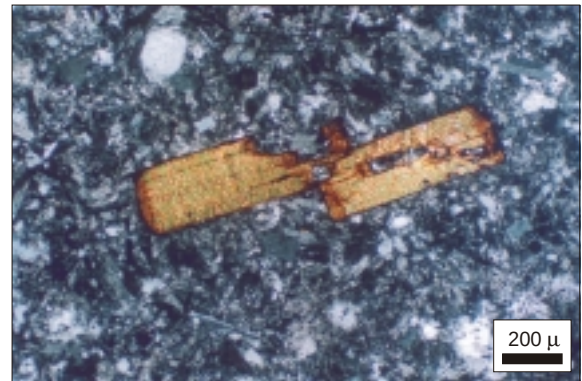


Fig. 3-78. Fotomicrografía que muestra fenocristal de biotita en pasta recrystalizada a una agregado cuarzo-feldespático.

Facies magmáticas y volcanoclásticas asociadas

Vitrófiros

Los vitrófiros están compuestos por pequeños cuerpos cuyas dimensiones no superan los 10 m² que se ubican en la ladera norte del Complejo de Domos Riolítico Norte, ya sea incluidos en ellas o en el contacto entre ellas y los depósitos de flujo de bloques y cenizas. Están constituidos por vidrio fresco macizo (obsidiana), color negro, brillo vítreo y fractura concoide que tiene textura perlítica con fracturas curvas y concéntricas producidas por expansión de volumen y fracturación por hidratación y/o brusco enfriamiento. Al microscopio se distingue plagioclasa (1,5 milímetros), sanidina (500 micrones), cuarzo (200 micrones a 1 milímetro) y biotita (500 micrones) en una matriz vítrea (Fig. 3-79).



Fig. 3-79. Fotomicrografía de obsidiana riolítica donde se observan cristales de feldespato en una pasta vítrea con incipiente textura perlítica.

En sectores, tienen coloración verdosa a blanquecina, están alterados por desvitrificación y recrystalizado y presentan textura esferulítica cuyos individuos se presentan en tamaños desde algunos milímetros hasta 2-3 centímetros (Fig. 3-80).

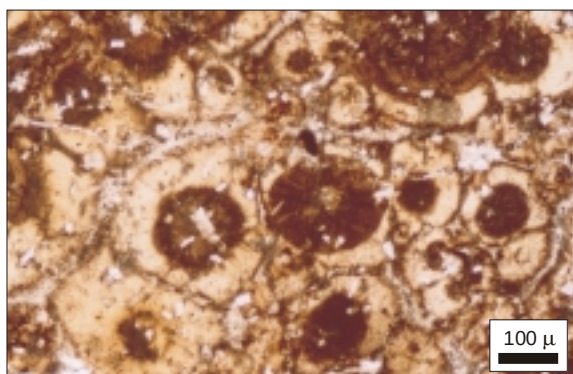
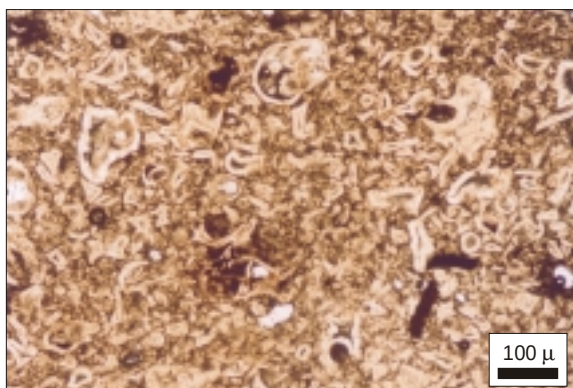


Fig. 3-80. Fotomicrografía de obsidiana totalmente recrystalizada a una masa esferulítica

Depósitos piroclásticos de flujo de bloques y cenizas

Estas rocas de flujo piroclástico se disponen lateralmente a las lavas riolíticas de los domos. Sus dimensiones son reducidas y no superan los 150 metros de largo por 40 metros de ancho. Sus espesores aflorantes son menores a 4 metros. Se trata de rocas poco soldadas con una matriz violácea con abundantes fragmentos de formas angulosas. La mayoría de estos fragmentos son de rocas blanquecinas afaníticas que están compuestas por fantasmas de trizas vítreas (paredes o burbujas completas) recrystalizadas a cuarzo-feldespato y son mayores a 3 centímetros (Fig. 3-81). Algunos de estos fragmentos están totalmente recrystalizados a esferulitas. Se registran escasos líticos oscuros, textura afanítica y tamaños menores a 1 centímetros. La matriz es de igual composición que los fragmentos pero más oscura y contiene



cristaloclastos de cuarzo (1.5 milímetros), plagioclasa (700 micrones), sanidina (600 micrones) y biotita (500 micrones).

Fig. 3-81. Fotomicrografía de matriz de depósito de bloques y ceniza, donde se aprecian las trizas vítreas (burbujas y paredes de burbujas) recrystalizadas.

Hacia el norte, encontramos un depósito de granulometría más brechosa constituido por clastos subredondeados a angulosos de más de 10 centímetros de una roca semejante a la descrita anteriormente, que tienen fragmentos con cristaloclastos de cuarzo, feldespato y biotita y pómez aplastados de color rosado (Fig. 3-82 y 3-83). La matriz de la brecha es escasa, de un material muy fino y de coloración oscura que los clastos, al microscopio se observaron

numerosos fragmentos pumíceos y de cristales rodeados de vesículas deformadas que no han llegado a romperse.

Se interpreta que estas unidades que están asociadas entre sí y a su vez relacionadas con las lavas, son el producto del colapso de un domo lávico. La presión interna causada por el congelamiento de la costra externa de un domo genera en su interior presiones muy elevadas. Cuando la presión supera la resistencia de las rocas de la parte externa del domo, el cuál todavía no ha finalizado su crecimiento, se produce el colapso del mismo y se desintegra, dando lugar a un flujo piroclástico muy violento, que arrastra bloques del domo y material fino producto de su desintegración y de la fragmentación del magma.



Fig. 3-82. Afloramiento de depósito de bloques y cenizas.

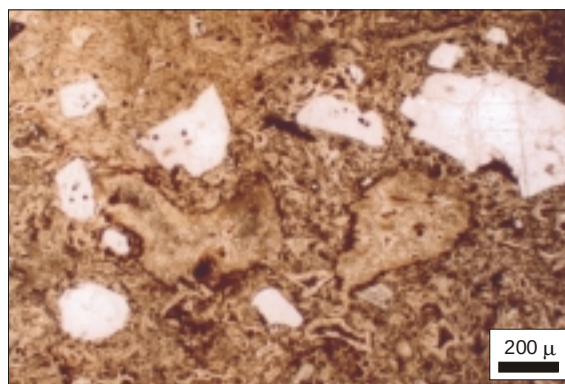


Fig. 3-83. Fotomicrografía de depósito de bloques y cenizas que revela los distintos componentes de esta roca (fragmentos de cristales, de pómez y trizas vítreas algo deformadas).

Depósitos volcaniclásticos retrabajados

Los depósitos volcaniclásticos retrabajados están representados por una secuencia tufítica que se presenta al pie del Complejo de Domos Riolíticos del Norte. Se trata de un banco de aproximadamente 2 metros de espesor por 100 metros de largo, con una orientación NO-SE y levemente inclinando al NE. Los estratos no superan los 5 centímetros de espesor y son de distintas granulometrías. Algunos niveles están formados por fragmentos menores a 1 milímetro, otras con clastos que tienen un tamaño promedio de 0,5 centímetros y otros cuyo tamaño promedio estaría comprendido entre los dos anteriores. En su mayoría estos individuos son de composición tobácea, blanquecinos a rosados, de formas subangulosas a subredondeadas. También contienen escasos clastos de una roca gris morada silicificada y de una roca verdosa a rojiza con textura porfírica (lavas?). Por otra parte se observaron cristales de cuarzo y de biotita en la matriz morada a castaño clara.

Esta unidad se interpreta como producto de una resedimentación rápida de partículas piroclásticas o autoclásticas contemporáneas con la erupción de las lavas riolíticas.

Complejo de Domos Riolíticos del Sur (CDRS)

El Complejo de Domos Riolíticos del Sur (Fig. 3-84), ocupa una extensa parte de la zona sur del área, esta conformado por dos sectores con afloramientos, uno occidental que en la imagen satelital tiene forma irregular y un tamaño de 3,6 x 5,5 kilómetros y el oriental de 2,5 x 2,2 kilómetros y con forma elíptica.



Fig. 3-84. Vista regional de las lomadas que conforman el Complejo de Domos Riolíticos Sur.

Las rocas que lo componen son lavas riolíticas porfíricas de coloración rosada en ocasiones grisácea, parcialmente desvitrificadas que tienen abundantes esferulitas blanquecinas alineadas (de aproximadamente 0,3 centímetros de tamaño promedio) que revelan una evidente fluidalidad. Los fenocristales son de cuarzo (200 micrones a 3 milímetros), en ocasiones maclado, biotita (500 micrones) y escasas plagioclasas (1 milímetros) de formas cuadrangulares que se muestran muy alteradas a calcita y clorita. Además algunos cristales de sanidina de 750 micrones que suelen estar reemplazados por cuarzo microcristalino. La biotita se presenta en cristales tabulares/prismáticos y tienen un reborde oscuro producto de la reacción con la pasta.

La matriz de grano muy fino normalmente presenta signos de desvitrificación tales como texturas esferulíticas (algunas creciendo a partir de un cristal euédrico de feldespato) y textura felsítica (cuarzo anhedral, tablillas de sanidina? subhedrales algo orientadas y biotita orientada). Estos agregados cuarzo-feldespáticos están dispuestos entre el mosaico de esferulitas como si marcaran grietas perlíticas.

Los niveles laminados por fluidalidad se intercalan con otros gruesos que constituyen facies brechosas de la misma lava que se interpretan como facies de autobrechas donde se pierde algo de la fluidalidad, la roca se hace brechosa, matriz sostén, con formación de esferulitas, tanto en la matriz como en los fragmentos. Asimismo en secciones delgadas se observó un bandeamiento ondulado marcado por niveles de minerales opacos y esferulitas.

Por las dimensiones y complejidad que presentan sus unidades se interpreta que este complejo está integrado por numerosos domos lávicos coalescentes.

Facies lávicas y subfacies volcanoclásticas retrabajadas asociadas

Vitrófiro

Los vitrófiros consisten en pequeños cuerpos de rocas vítreas asociadas a las lavas riolíticas. Tienen formas de “hongo” con dimensiones de unos 8 metros de diámetro por unos 3 metros de alto (Fig. 3-85). Presentan una marcada fluidalidad y están muy alterados con abundantes esferulitas de desvitrificación. Al microscopio presentan pequeños y escasos cristales de feldespato, biotita y cuarzo (de aproximadamente 300 micrones) y una pasta cuarzo-feldespática con abundantes esferulitas y axiolitas y restos de vidrio.



Fig. 3-85. Vitrófiro asociado a lavas fenoríolíticas.

Depósitos volcanoclásticos retrabajados

Los depósitos volcanoclásticos retrabajados, se localizan enfrente a una pequeña colada de basalto neógeno al sur del área (Fig. 3-86). Se trata de una secuencia estratificada grano y estrato decreciente que comienza en la base con una roca tamaño sabulítico o lapillita gruesa (banco de 3 metros de espesor) que va disminuyendo su granulometría (tufitas gruesas) hacia la parte superior hasta conformar niveles laminados de 3-4 centímetros de una toba muy fina.

Esta estratificación presenta suaves ondulaciones.



Fig. 3-86. Cerro con tufitas estratificadas y brecha de talud con grosera estratificación, atrás lavas del Miembro María Esther.

Está íntimamente asociada a la brecha de talud en parte subaflorante entre las tobas del estratificado antes mencionado. Se trata de una brecha polimíctica, muy caótica, con bloques de hasta 1 m³, desde angulosos a redondeados de una ignimbrita rica en líticos pequeños y pómez (Miembro Jorge Paz), una ignimbrita soldada rica en cristales (Miembro

Piedra Labrada), una ignimbrita muy soldada (Miembro Maria Esther), lavas (Miembro Maria Esther), una ignimbrita en líticas grandes (Miembro Jorge Paz), fragmentos con abundantes esferulitas posiblemente sectores vitrofíricos del Miembro Maria Esther y de una roca fina oscura. Esta unidad tiene una grosera estratificación, conformada por bancos de aproximadamente 1 metro de espesor. Por otra parte, en las lomadas que continúan hacia el sur, la brecha se va enriqueciendo cada vez más en fragmentos ricos en esferulitas y/o en fragmentos de lavas.

Se interpreta como una brecha de talud por colapso de alguno de los domos póstumos de lava del Miembro Maria Esther, debido a la presencia de abundantes fragmentos de estas lavas en la brecha.

Depósitos piroclásticos de caída

Los depósitos piroclásticos de caída se presentan infrayaciendo a las ignimbritas de este Miembro y por encima de las ignimbritas del Miembro Jorge Paz (Fig. 3-87) y están representados por una pequeña meseta tobácea de unos 1000 x 400 metros, integrada por una sucesión de bancos estratificados de lapillitas y tobas gruesas ricas en cristales de cuarzo y con pómez irregulares; asimismo, hay delgados niveles de tufitas y tobas finas con menos cristales, en las que se han hallado restos de plantas del Jurásico. Se interpreta que indican zonas topográficamente bajas y cuerpos de agua con desarrollo de vegetación.



Fig. 3-87. Meseta de tobas y su relación con algunas unidades del área.

Relaciones estratigráficas y geocronología

Relaciones estratigráficas

En cuanto a la relación entre las rocas efusivas y explosivas de este Miembro, a partir de algunas evidencias de campo, se estima que al menos algunos de los flujos ignimbríticos son anteriores al Complejo de Domos Riolílicos Sur con el que se encuentran espacial y temporalmente asociados.

Por otra parte, por sus relaciones de campo se interpreta al Miembro María Esther como posterior a los Miembros Piedra Labrada y Cerro Jorge Paz; con respecto a las rocas efusivas del Miembro La Josefina, no pudieron establecerse relaciones temporales claras pero con dudas se interpreta que las rocas del Miembro María Esther son más modernas.

Geocronología

Arribas et al (1996) sobre la base de dataciones K/Ar sobre biotita determinaron edades de 148.8 ± 3.6 Ma para las lavas riolíticas del Miembro María Esther.

Por otra parte, Fernández et al. (1999) dataron por el método Rb-Sr seis muestras de lavas riolíticas, una proveniente del CDRM del Miembro La Josefina y las 5 restantes del CDRS del Miembro María Esther. En el cuadro 3-5 se presentan los datos obtenidos y en figura 3-88 (tomada del trabajo citado) se representa la errorcrons determinada para estas rocas que arrojó una edad de 150 ± 4 Ma.

Miembro	Muestra	roca	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	error	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	error
LJ	GEO19	lava	227.6	143.5	4.595	0.130	0.71776	0.00008
ME	GEO42	lava	372.5	86.4	12.508	0.353	0.73221	0.00011
ME	GEO43	lava	300.8	78.8	11.071	0.312	0.72901	0.00007
ME	GEO44	lava	399.5	75.6	15.340	0.432	0.73853	0.00008
ME	GEO45	lava	292.31	48.93	17.3537	0.1476	0.74465	0.00007
ME	GEO46	lava	337.01	47.52	20.6155	0.1710	0.75174	0.00007

Cuadro 3-5. Relaciones isotópicas Rb-Sr y errores.

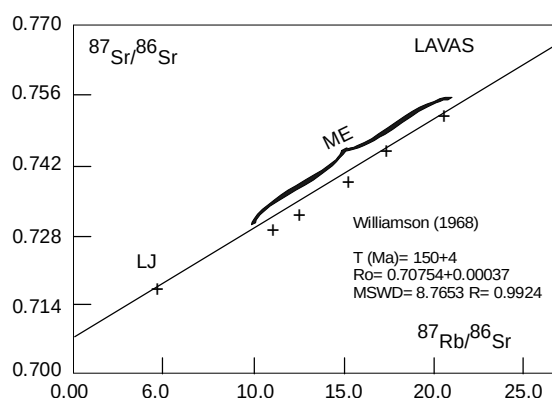


Fig. 3-88. Errorcrons Rb-Sr de las unidades lávicas riolíticas de los Miembros La Josefina y María Esther.

Estas edades, más jóvenes que las determinadas para los depósitos volcanoclasticos, confirman que los procesos efusivos tuvieron mayor relevancia en los estadios finales del volcanismo jurásico en el área La Josefina.

Si bien las edades fueron obtenidas por métodos diferentes, los resultados que arrojaron son coherentes entre si y caen dentro de los márgenes de error obtenido por cada metodología. Por lo tanto se establece a partir de estos datos que la edad de las últimas manifestaciones volcánicas estaría comprendida entre los 150 ± 4 y 148.8 ± 3.6 Ma.

MIEMBRO VENTANA

Las unidades que integran el Miembro Ventana aparecen al norte del área La Josefina. Sus asomos forman un importante resalto rodeado de extensas coladas de basaltos modernos. Está conformado totalmente por facies volcaniclásticas, las subfacies piroclástica de flujo representadas por las Ignimbritas Ventana y Cerro Guacho, y las subfacies piroclásticas de caída representadas por importantes paquetes tobáceos (Fig. 3-89).

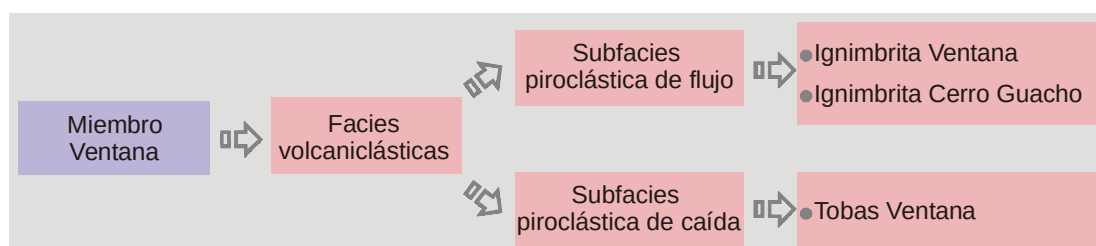


Fig. 3-89. Esquema que indica las unidades que conforman el Miembro Ventana en el sector estudiado.

Facies volcaniclásticas

Subfacies piroclástica de flujo

Ignimbrita Ventana

Se trata de una ignimbrita, a veces grisácea, blanquecina o cuando está teñida por óxidos rosada o rojiza. Está moderadamente soldada, tiene abundantes pómez que desde la base hacia su parte superior van aumentando el tamaño. En general estos son irregulares aunque presenta sectores donde están más aplastados otorgándole a la roca cierta lajosidad. Tiene escasos cristales de cuarzo y algunos líticos pequeños (en general menores a 1 cm) y oscuros. Está muy meteorizada, se observan muchos sectores donde se presenta muy teñida por óxidos ocre y rojizos aunque no se han determinado pirritas oxidadas. En algunos sectores los pómez se encuentran argilizados.

Ignimbrita Cerro Guacho

Esta unidad aflora en la ventana más pequeña de basaltos neógenos, ubicada al sur que la citada anteriormente (Fig. 3-90). Se trata de tres cerros formados por una roca grisácea clara a blanca rica en fiammes, aunque algunos son irregulares, alterados, de color gris azulado y algo porosos. En general presenta pocos cristales de cuarzo, biotita alterada y en ocasiones lixiviada e individuos tabulares blanquecinos argilizados que posiblemente hayan sido feldespatos. Se observaron sectores “tubulares” compuestos por material más fino (ceniza fina) con escasos y pequeños individuos blanquecinos, que podrían corresponder a estructuras

de escape de gas. Al pie de estos cerros, en forma subaflorante se determinó una alteración silíceá que consiste en parches de calcedonia masiva de coloración grisácea.

Subfacies piroclástica de caída

Tobas Ventana

Estas rocas conforman los afloramientos más septentrionales de la ventana situada al norte; son bancos de tobas con estratificación algo grosera que presentan ondulaciones suaves aunque en general inclinan levemente al sur y al este. Son blanquecinas, tienen algunos cristales de cuarzo y muy escasos líticos pequeños en una matriz tamaño ceniza. En sectores están teñidas por óxidos de Fe.

Relaciones estratigráficas

En la figura 3-90 se presenta una columna estratigráfica que representa las relaciones entre las unidades piroclásticas de flujo y de caída que conforman el Miembro Ventana.

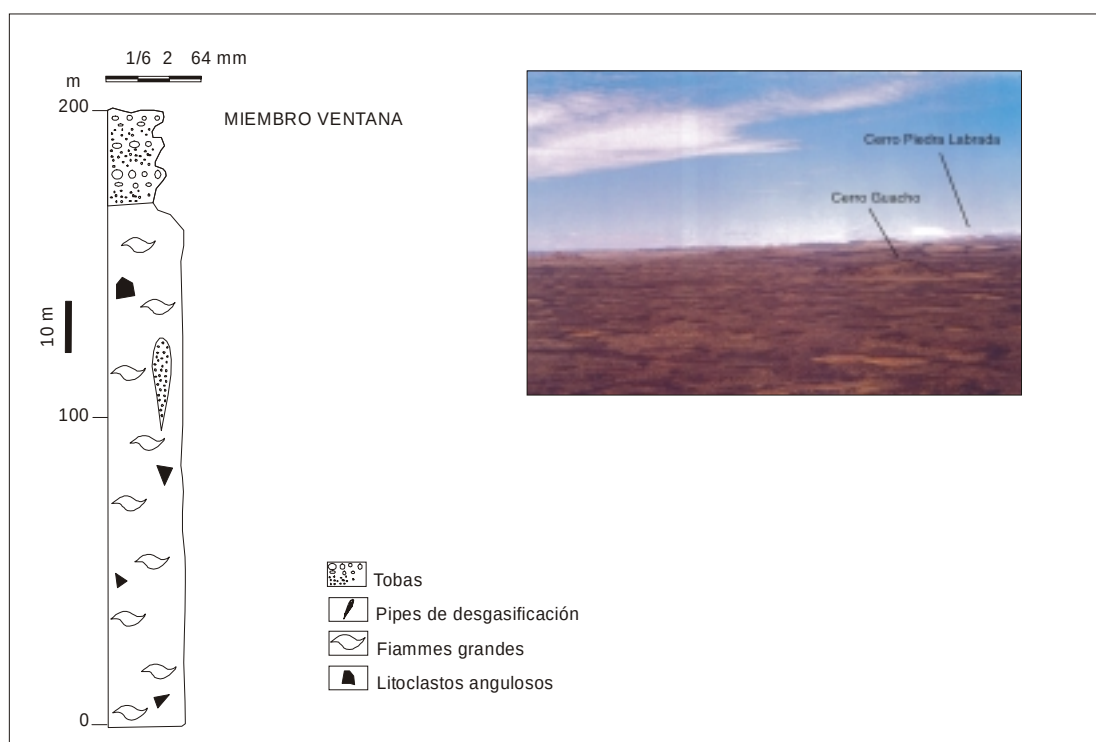


Figura 3-90. Columna estratigráfica que resume las distintas unidades que componen el Miembro Ventana. La foto muestra una vista regional desde “La Ventana” hacia el sur del área La Josefina, adelante el Cerro Guacho rodeado de basaltos cenozoicos y atrás el Cerro Piedra Labrada.

Estas rocas conformaban posiblemente un alto importante cuando los basaltos cenozoicos fluyeron. Las relaciones estratigráficas con respecto a las otras unidades jurásicas son difíciles de establecer, ya que se trata de afloramientos aislados. Fuera del área La Josefina, hacia el norte y hacia el este, las unidades volcánoclasticas se hacen cada vez más jóvenes (Echeveste et al., 1999), siguiendo este esquema tentativamente se podría proponer que este Miembro es temporalmente más joven que los antes descritos.

MIEMBRO VALENCIANA

Se asignan al Miembro Valenciana, los afloramientos que conforman las lomadas de mayor expresión topográfica en el terreno, del sector occidental del área La Josefina. Está representado por una subfacies piroclástica de flujo que constituye la Ignimbrita Valenciana y un depósito ignimbrítico que se presenta por debajo (Fig. 3-91). Esta unidad fue descrita por Echeveste et al (1999) para zonas aledañas al área La Josefina, principalmente al norte de las estancias La Valenciana y La Florentina.

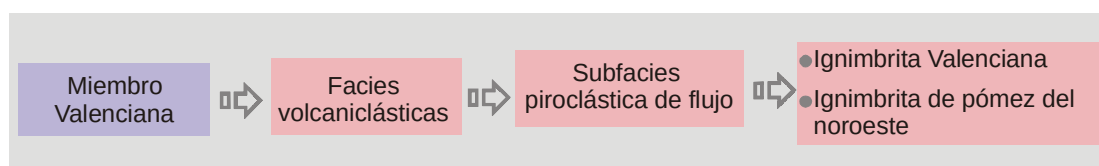


Fig. 3-91. Esquema que refleja las unidades del Miembro Valenciana en el área La Josefina.

Facies volcaniclasticas

Subfacies piroclástica de flujo

Ignimbrita Valenciana

Se trata de una roca castaño morada muy soldada (reo-ignimbrita o lava like), con una alta proporción de cristaloclastos (entre 40 y 45 % en volumen) representados por plagioclasa, sanidina, cuarzo, biotita y escaso anfíbol. A pesar de la abundancia de los cristaloclastos, la textura es tipo matriz sostén. Los cristaloclastos de cuarzo van de 40 micrones a 5 milímetros, son angulosos, están muy fracturados y tienen abundantes engolfamientos (Fig. 3-92 A y B). Los cristales de sanidina son tabulares y alcanzan tamaños de hasta 3,5 milímetros. La plagioclasa (andesina) es de 10 micrones a 2-3 milímetros y algunas se presentan zonadas. Las escamas de biotita oscilan entre 20 micrones y 3-4 milímetros y están flexuradas. Los anfíboles son verdosos, de 200 micrones a 1-2 milímetros y se presentan en sus típicas secciones rómbicas. Tiene algunos litoclastos menores a 1 centímetros de otras tobas de flujo. La presencia de fiammes es escasa, posiblemente enmascarados por el alto grado de soldamiento y por la deformación producida por el flujo. Al microscopio son completamente vítreos y tienen cristales en su interior. La matriz es vítrea a microcristalina por desvitrificación y está compuesta por trizas vítreas muy deformadas que generan estructuras fluidales muy marcadas (Fig. 3-93 A y B), similares a las rocas lávicas, que inclusive se extienden dentro de los engolfamientos de los cristales.

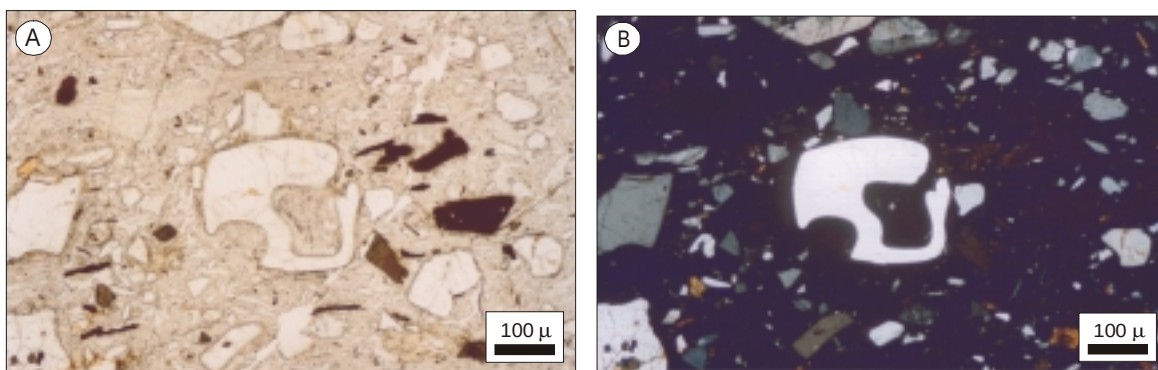


Fig. 3-92 A y B. Fotomicrografía de Ignimbrita Valenciana que muestra un cristaloclasto de cuarzo engolfado por la pasta, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

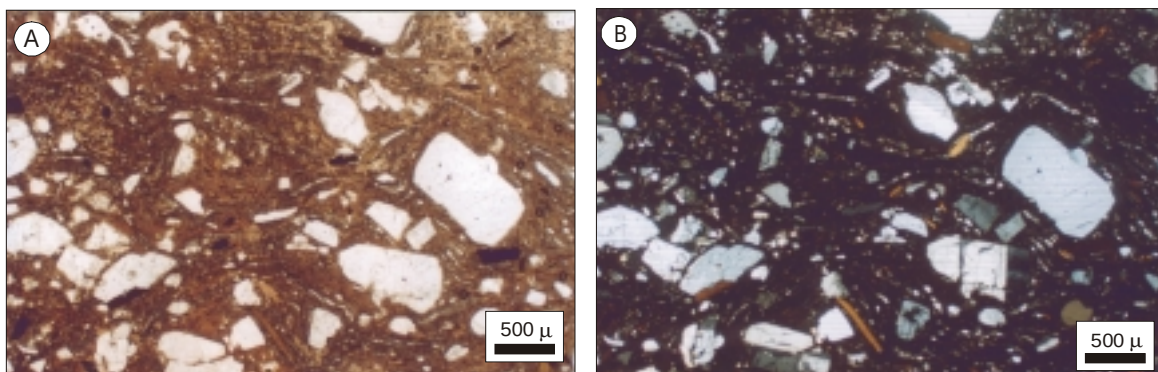


Fig. 3-93 A y B. Fotomicrografía que revela la matriz fluidal compuesta por trizas vítreas de la Ignimbrita Valenciana, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

En la base de esta ignimbrita se dispone un manto de vitrófiro (Fig. 3-94 y 3-95) que se distribuye en al menos cuatro asomos importantes por debajo y bordeando los afloramientos de la unidad de flujo. Está compuesto por cristaloclastos de plagioclasa, sanidina, cuarzo, biotita y anfíboles en una abundante pasta vítrea. En sectores está desvitrificado y presenta estructuras redondeadas, en ocasiones concéntricas, cuyo tamaño varía desde algunos centímetros hasta más de 10 centímetros (litofisas?, Fig. 3-96) y esferulitas tanto en muestra de mano como a escala microscópica (Fig. 3-97 A y B). Asimismo presenta individuos fibrosos y muy blandos, de forma tabular, que a veces están representados solamente por sus moldes (carbón?). Como producto de su recrystalización presenta vetillas rellenas con ópalo y calcedonia.

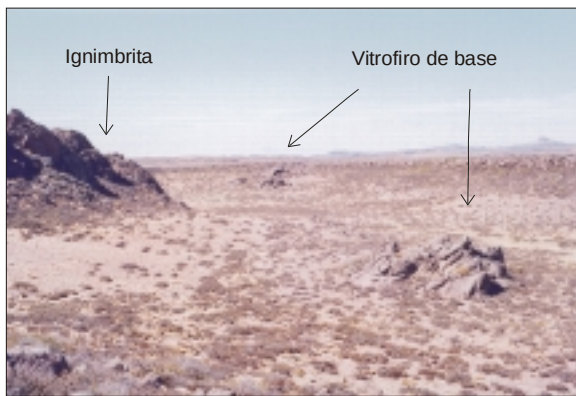


Fig. 3-94. Pequeños asomos de vitrófiro subyacente a la Ignimbrita Valenciana.



Fig. 3-95. Aspecto general de parte del manto vitrófico.

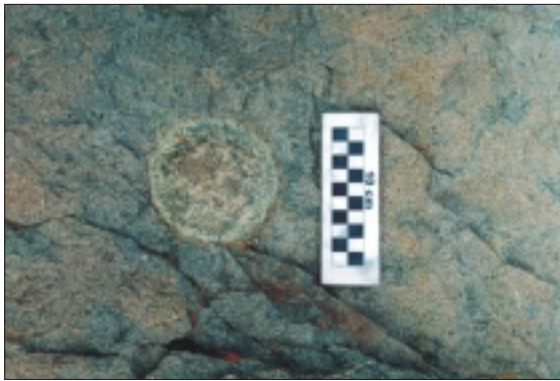


Fig. 3-96. Estructuras redondeadas (litosas?) en vitrófiro de Ignimbrita Valenciana.

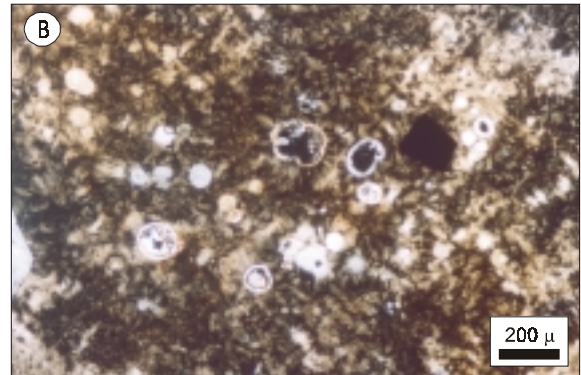
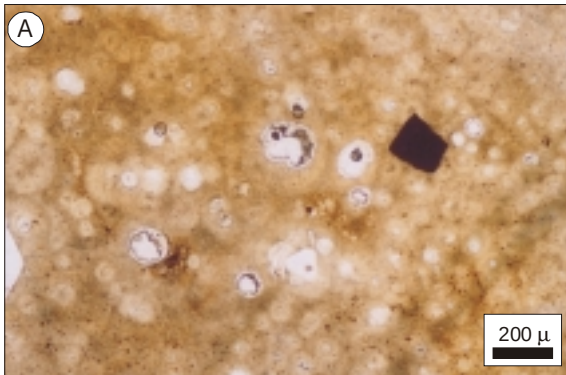


Fig. 3-97 A y B. Fotomicrografía de vidrio Valenciana con litosas y esferulitas en una pasta cuarzo-feldespática producto de recristalización, sin y con nicols cruzados, respectivamente.

El asomo situado más al norte, de orientación casi E-O, es un cuerpo vítreo que alcanza aproximadamente unos 15 metros de espesor. El afloramiento de mayores dimensiones es el situado al oeste, con un largo de 600 metros y un espesor de hasta 20 metros. En este sector se puede observar el contacto de esta unidad con la ignimbrita Valenciana, estableciéndose que esta última se encuentra por encima. Tanto el asomo del sur, como el anterior, presentan una orientación NO-SE y se encuentran inclinando cerca de 45° al norte. Al este, y situado en el bajo que separa la ignimbrita Valenciana de los esquistos, se encontró otro cuerpo vítreo con rumbo N-S e inclinación hacia el oeste.

Las características de las unidades del Miembro Valenciana, como su fuerte soldamiento, la presencia de bancos de vitrófiro en su base y la ausencia de una zonación vertical, permiten considerarlas como ignimbritas de alto grado que se depositaron a alta temperatura, por encima del “solidus”, propiedad que les ha permitido desarrollar flujos de tipo reomórficos (reognimbritas), deformando las texturas primarias originadas por la fragmentación del magma durante su vesiculación. Los bancos de vitrófiros desarrollados en la base de estos flujos corresponden a zonas de mayor densidad y soldamiento producida por compactación.

Ignimbrita de pómez del noroeste

Esta unidad piroclástica conforma una serie de lomadas suaves en una superficie de 900 x 400 metros al norte del área de la Ea La Modesta. Es una ignimbrita rojiza con cristales de 0.5 a 3 milímetros de cuarzo, sanidina, plagioclasa alterada y abundantes escamas de biotita orientada. Tiene muchos fragmentos pumíceos irregulares que en sectores conforman una textura “clasto sostén”. Esta unidad presenta ciertos niveles donde las cantidades de cristales y pómez disminuyen. La matriz es vítrea recrystalizada con numerosas esferulitas y tiene abundantes trizas (no muy deformadas) de aproximadamente 100 micrones (Fig. 3-98 A y B).

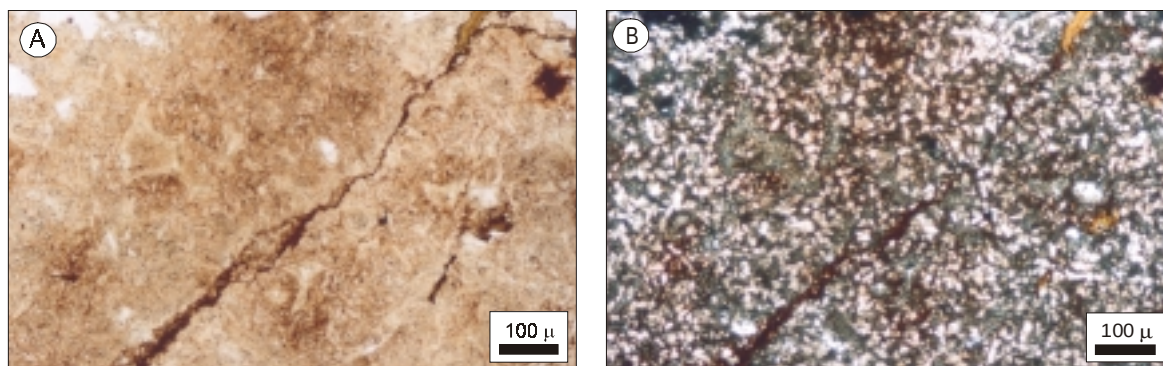


Fig. 3-98 A y B. Fotomicrografía de la matriz de la ignimbrita del Noreste donde se ven claramente las trizas vítreas que la conforman, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

No se ha asignado a esta unidad dentro de ningún miembro, solo se ha determinado, por las relaciones de campo, que se encuentra por debajo del Miembro Valenciana.

Relaciones estratigráficas

En la figura 3-99 se presenta una columna estratigráfica que representa a la Ignimbrita Valenciana y a la unidad de flujo piroclástico que la infrayace.

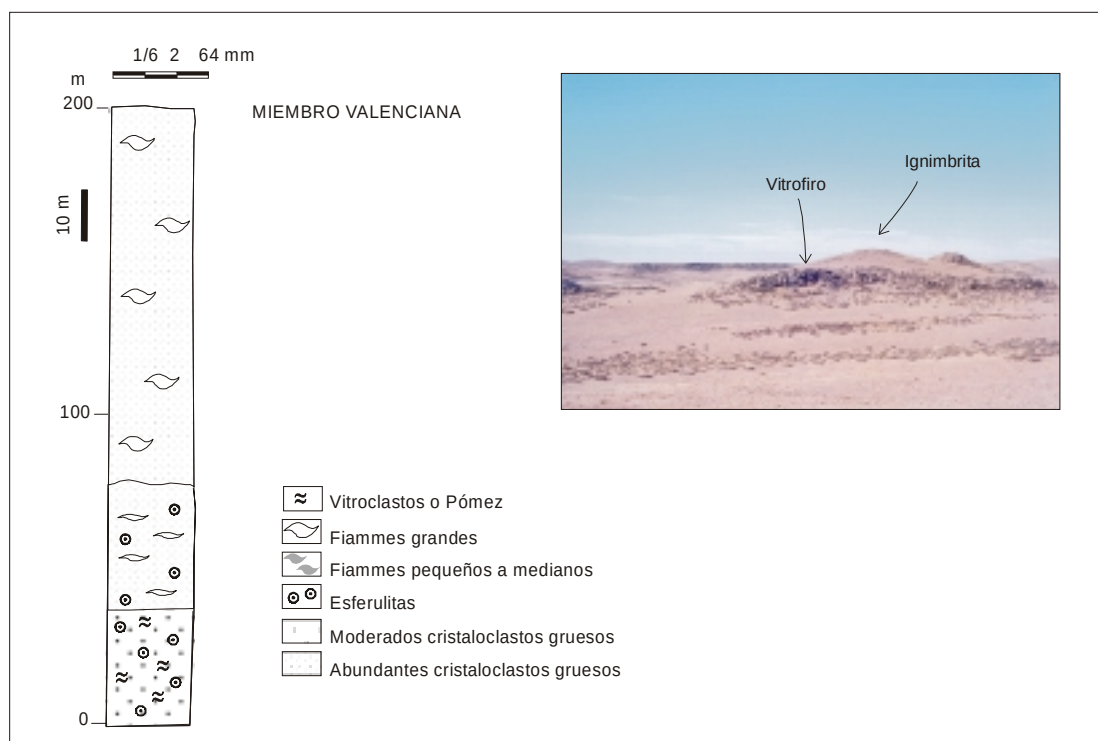


Fig. 3-99. Columna estratigráfica que resume las unidades que integran el Miembro Valenciana.

A partir de las relaciones de campo se observó que la ignimbrita Valenciana se presenta por encima de las lavas riolíticas que conforman el CDRS del Miembro María Esther, que se consideraron como una de las unidades más jóvenes. De acuerdo con Echeveste et al. (1999) que las clasifica como ignimbritas tardías de alto grado dentro de la Formación Chon Aike, las rocas de este miembro son las unidades jurásicas más modernas del área La Josefina.

3-2-2. FORMACIÓN BAJO POBRE

Introducción

Varios afloramientos del área de estudio se han englobado, a los efectos del mapeo, en la Formación Bajo Pobre. En general se trata de pequeños asomos localizados en la porción central y noroccidental del área La Josefina.

Dentro de las unidades que integran esta Formación se han reconocido varios tipos de cuerpos ígneos tales como domos y coladas de lava, filones capas, diques y pórfidos, acompañados de escasas rocas volcanoclásticas (Fig. 3-100). Mediante las relaciones de campo, se ha interpretado que todos estos cuerpos están espacial y genéticamente relacionados a los complejos de domos que integran el Miembro La Josefina, de la Formación Chon Aike.

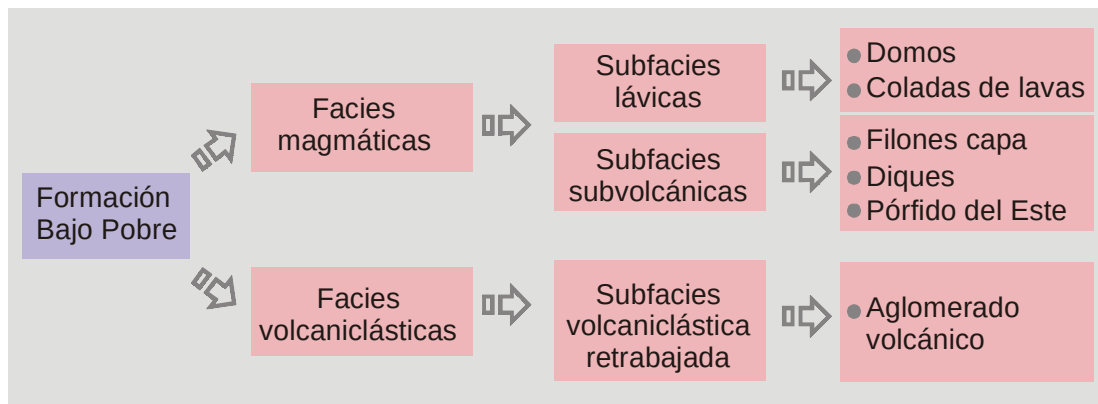


Fig. 3-100. Esquema de las unidades que integran la Formación Bajo Pobre en el sector estudiado.

Facies magmáticas

Domos

Constituyen cuerpos de rocas de naturaleza dacítica que se distribuyen en una superficie de 900 x 480 metros, aledaños al CDRM (Complejo de Domos Riolíticos Mayor, Miembro La Josefina, Formación Chon Aike) y a las metamorfitas de la Formación La Modesta (Fig. 3-101).

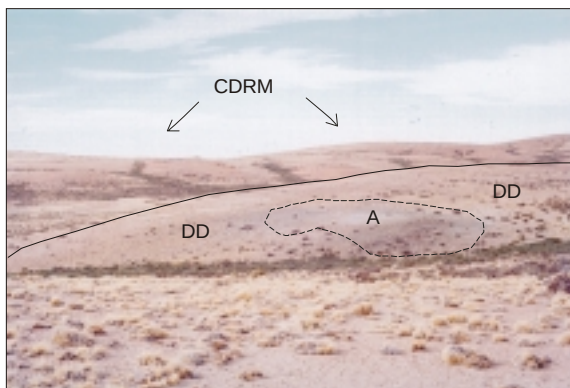


Fig. 3-101. Vista regional, atrás el Complejo de Domo Mayor (CDRM) del Miembro La Josefina (Formación Chon Aike), en primer plano el Domo (DD) con el intrusivo andesítico (A).

Estos cuerpos presentan formas aproximadamente elípticas y están compuestos por rocas grises a verdosas con textura porfírica, integradas por un 15-20 % de fenocristales, principalmente de plagioclasas euhedrales (de hasta 5 milímetros) y de biotita (de 1 a 2 milímetros) y, en menores proporciones, anfíboles y escasos cristales de cuarzo de hasta 200 μm (Foto 3-61 a y b). Como mineral accesorio se presenta apatita en individuos hexagonales y prismáticos de aproximadamente 100 micrones. Tienen abundantes líticos de metamorfitas de la Formación La Modesta, representados por esquistos muscovíticos y fragmentos de cuarzo policristalino de entre 1-2 milímetros.

Los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa tienen una composición, calculada por el método de Michel-Levy, que varía entre oligoclasa y labradorita. La pasta afanítica es abundante y presenta sectores con pequeños cristales de plagioclasa y biotita (textura pilotáxica) y otros con un agregado granular cuarzo-feldespático (textura felsítica) (Fig. 3-102 A y B).

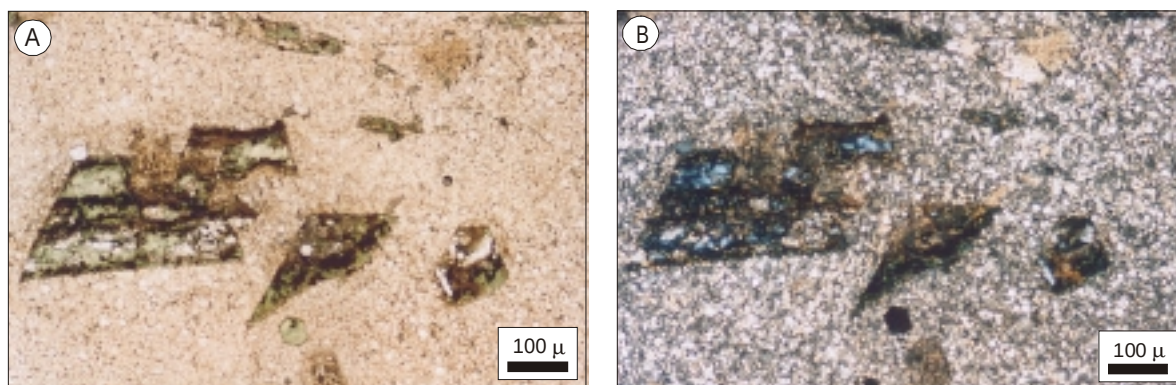


Fig. 3-102 A y B. Fotomicrografía de fenocristales de anfíboles alterados en las lavas del Domo, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

Está afectada por una alteración propilítica tanto en los fenocristales (y microfenocristales) como en la pasta, además se reconocen parches de alteración sericítica donde los fenocristales de plagioclasa están alterados a sericita y calcita. Los fenocristales de biotita se observan desferrizados y remplazados por clorita (en parte pennina) y calcita, y los anfíboles están remplazados total o parcialmente por minerales opacos, clorita y sericita.

Además se identificaron rocas de color verde oscuro, composición andesítica (A) y de textura afanítica que afloran en una superficie de 100 metros de largo por 60 metros de ancho, las mismas intruyen al domo en su porción sur (Fig. 3-103).

Este cuerpo se interpreta como un domo extrusivo a partir de su morfología globosa y de la disposición de la estructura fluidal de las lavas que lo integran.



Fig. 3-103. Microfotografía de la textura pilotáctica de la pasta de las rocas dacitas.

Subfacies lávicas asociadas

Coladas de lavas

Los asomos de estas rocas se disponen en una faja de orientación ONO-ESE, localizada al norte de las subfacies lávicas del Miembro La Josefina (Formación Chon Aike). Dicha faja ocupa un área de 2,5 x 0,7 km y está compuesta por rocas de composición dacítica-andesítica con espesores difíciles de estimar debido a los escasos desniveles, en algunas ocasiones poseen fluidalidad bien marcada.

Son rocas castaño a verde oscuro, de texturas porfírica a glomeroporfírica con fenocristales blanquecinos de plagioclasas alteradas y castaños de piroxeno en una pasta afanítica (Fig. 3-104 A y B).

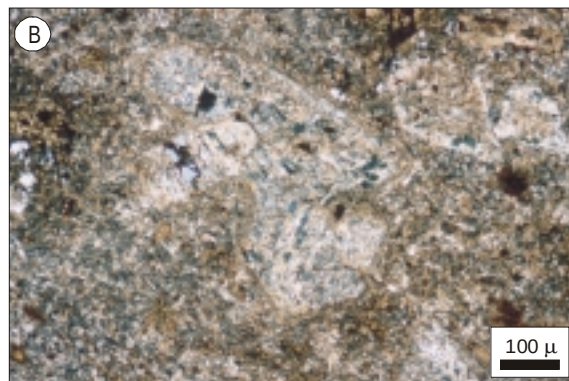
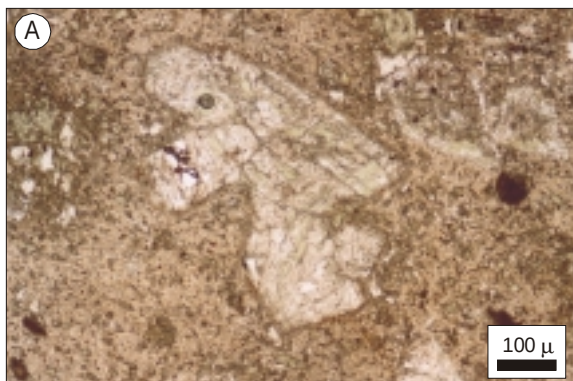


Fig. 3-104 A y B. Fotomicrografías de fenocristales euhedrales de plagioclasas alteradas de las lavas dacíticas, sin y con nicols cruzados, respectivamente.

Los cristales de plagioclase (andesina) son euhedrales y sus dimensiones varían entre 200 micrones a 2-3 milímetros, están zonados y muy alterados a clorita y sericita. Los cristales de piroxeno tienen un tamaño promedio de 0.5 milímetros y se presentan también muy alterados a cloritas. La pasta afanítica es microcristalina y registra textura intergranular (plagioclasas de secciones cuadradas y piroxenos), los sectores felsíticos están representados

por un intercrecimiento de cuarzo y feldespato. Además presentan fragmentos de metamorfitas de la Formación La Modesta, cuyos tamaños van de 0.5 a 1 milímetros (Fig. 3-105 A y B).

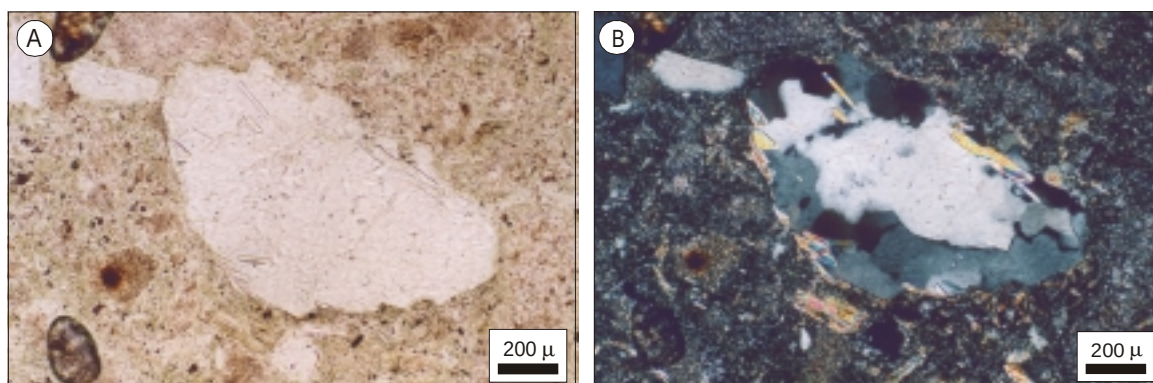


Fig. 3-105 A y B. Fotomicrografías de fragmento de metamorfitas (Formación La Modesta) en lavas dacíticas, sin y con nicols cruzados, respectivamente.

Estas lavas están asociadas a autobrechas conformadas por fragmentos angulosos de hasta 1 centímetros de rocas de similares características pero de grano más grueso y más rica en cristales. La misma presenta una matriz de grano fino y coloración gris violácea, que además cuenta con pequeños fenocristales de plagioclasa. Se interpreta que estas autobrechas son el producto del congelamiento rápido de las paredes externas de la colada, que se fracturan cuando la lava sigue fluyendo en su interior.

Se postula que estas litologías son coladas de lavas, probablemente en algún caso como producto del derrame de un domo (coladas dómicas).

Subfacies subvolcánicas asociadas

Filones capa

Los filones capa se disponen cortando a los esquistos de La Modesta y formando una faja orientada NNO de unos 300 por 1.500 metros. En general son rocas masivas de color verde claro a grisáceo (Fig. 3-106), de textura porfírica a glomeroporfírica con base de grano fino a afanítica



(25-30 % en volumen) y de composición dacítica. Están afectadas por una incipiente a fuerte alteración propilítica (material pulverulento blanquecino en algunos casos verdoso) con desarrollo secundario de calcita, clorita y epidoto.

Fig. 3-106. Asomo de rocas de la Formación Bajo Pobre que conforman los filones capa.

Los fenocristales son de plagioclasa, anfíbol y piroxeno (Fig. 3-107 A y B). La plagioclasa (andesina a labradorita) es el mineral más abundante, en individuos tabulares euhedrales de hasta 10 milímetros; en general están zonados y frecuentemente se encuentra alterada en parches a sericita, clorita, minerales del grupo de las arcillas, epidoto y calcita. Los minerales máficos son clinopiroxeno (augita?) y anfíbol, que en ocasiones alcanzan los 7 milímetros de largo. El clinopiroxeno se presenta en individuos tabulares subhedrales de hasta 1 milímetros de largo y también formando glomérulos de cristales más pequeños, (0,1 a 0,2 milímetros). Los fenocristales de anfíbol, muestran secciones basales de forma rómbica y están totalmente reemplazados por cloritas.

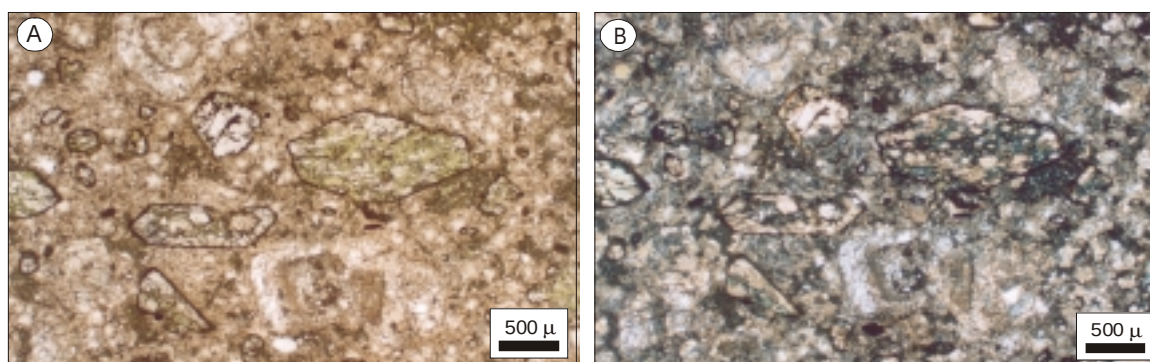


Fig. 3-107 A y B. Fotomicrografías de fenocristales alterados de anfíbol y plagioclasa zonada, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

La matriz es en general microcristalina, con abundantes cristales de plagioclasa (textura pilotáctica) y minerales opacos. Como producto de recristalización de vidrio quedan como evidencias los abundantes parches de esferulitas y los agregados cuarzo-feldespáticos (textura felsítica) que se destacan en las rocas más áfricas.

Por lo general las rocas de la Formación La Modesta se encuentran en la parte superior de algunas de las lomadas, dispuestas a modo de “capuchón” sobre las vulcanitas y en otros sectores estas últimas rocas parecen estar “intercaladas” con los esquistos y dispuestos concordantemente con su fábrica planar. Todas estas evidencias permiten señalar que estos asomos estarían conformando cuerpos tipo filones capa. Posiblemente los canales alimentadores de estos filones sean los diques que se describen a continuación.

Diques

Se trata de un cuerpo filoniano de naturaleza andesítica-dacítica que se sitúa en el contacto de las metamorfitas de la Formación La Modesta y las lavas riolíticas del CDRM (Complejo de Domos Riolíticas Mayor, Miembro La Josefina, Formación Chon Aike). Está conformado por dos afloramientos principales que constituyen un cuerpo discordante, subvertical y alargado en sentido NO-SE. El asomo norte tiene aproximadamente 100 metros de largo por 20 metros de ancho y el sur 200 x 50 metros, este último forma parte de la ladera y

la base de las lomadas de lavas riolíticas. A partir de los asomos y su disposición subvertical se puede estimar para este último dique un espesor promedio de 30 metros.

Las rocas que lo componen son castaño verdosas, tienen texturas que varían de porfíricas (con fenocristales de plagioclasas) en las porciones centrales a afaníticas hacia el contacto con las lavas riolíticas de la caja. Los fenocristales de plagioclasa son abundantes y llegan hasta 4 milímetros en los sectores porfíricos, los mismos se encuentran completamente alterados a calcita, clorita y sericita. Además se han identificado fenocristales de un mafito completamente alterado de 2-3 milímetros de tamaño, individuos de biotita de 0.5 milímetros y escasos de cuarzo. En los sectores con textura porfírica la pasta es escasa, microcristalina y está muy alterada. Las porciones afaníticas están conformadas por un agregado de cristales de aproximadamente 100 micrones de tamaño promedio, principalmente de tablillas de plagioclasas (alteradas a calcita y sericita), escasos mafitos alterados a cloritas y minerales opacos (textura intergranular) entre los que se disponen algunos agregados cuarzo-feldespáticos (Fig. 3-108 A y B).

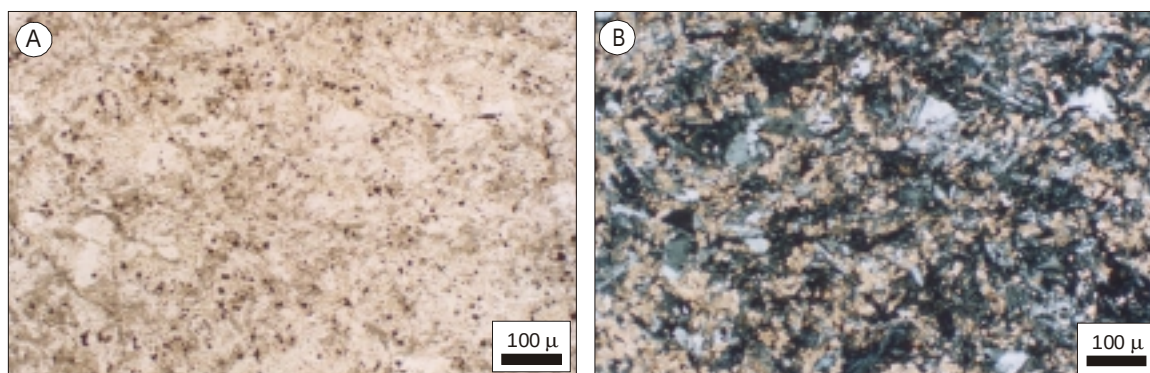


Fig. 3-108 A y B. Fotomicrografías que muestra la pasta alterada del dique asociado al CDRM, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

Por la morfología del cuerpo, las variaciones texturales y las relaciones con la roca de caja, se interpreta a este cuerpo como un dique anular tardío ubicado en el borde del Complejo de Domos Mayor (Miembro La Josefina, Formación Chon Aike).

Por otra parte, también se reconocieron cuerpos de composición andesítica-dacítica, de forma alargada y discordantes emplazados en o en las proximidades del contacto de los esquistos de la Formación La Modesta y las lavas del CDRCh (Complejo de Domos Riolítico Chico, Miembro La Josefina, Formación Chon Aike). Las dimensiones de los mismos varían entre 150 y 300 metros de largo y espesores de hasta 50 metros (Fig. 3-109).



Fig. 3-109. Vista de los afloramientos de uno de los diques anulares asociados al CDRCh.

Los cuerpos más septentrionales y los centrales tienen una orientación en sentido NE-SO. Los primeros están conformados por rocas de textura afanítica, mientras que en los segundos se observa un incremento en la cantidad de cristales quedando definida una roca con textura porfírica. Por otro lado, los afloramientos australes son de orientación NO-SE y están compuestos por una roca con grandes y abundantes fenocristales dispersos en una pasta microgranuda, la cual se encuentra frecuentemente muy alterada. Estas últimas litologías tienen características texturales similares a las de los intrusivos subvolcánicos (pórfitos) que se describirán más adelante. A partir de estas características se establece un importante aumento en la cantidad de cristales de norte a sur en estos cuerpos, que puede deberse, o a una diferente tasa de enfriamiento, o a que a medida que la cámara magmática se va vaciando, se enriquece en cristales, con lo cuál se podría postular que los pulsos que alimentaron los cuerpos situados al sur son algo más jóvenes.

Estos diques están formados por rocas de naturaleza basandesítica y andesítica, son de coloración verde, grisáceo y castaño, de textura porfírica con matriz de grano fino a afanítica en proporciones variables. Están intensamente alterados y muy fragmentados, por lo cual resulta muy difícil una distinción más detallada. Los fenocristales están compuestos por una plagioclasa zonal de formas tabulares, cuyo tamaño varía de 500 micrones a 1 centímetro, y un mafito muy alterado, posiblemente piroxeno, de 1 a 3 milímetros. Las rocas tipo pórfido son de composición dacítica y presentan además cristales de biotita (500 micrones a 4 milímetros) muy cloritizados y otros de cuarzo de 1 a 5 milímetros, engolfados, con inclusiones de individuos de biotita y rebordes granofíricos (Fig. 3-110 A y B). Accesoriamente existen individuos de apatita de 200 micrones. En las rocas afaníticas y porfíricas, la pasta es microcristalina y está muy alterada, presenta textura micropoiquilítica representada por pequeños individuos euhedrales de plagioclasa y felsítica (cuarzo-feldespática).

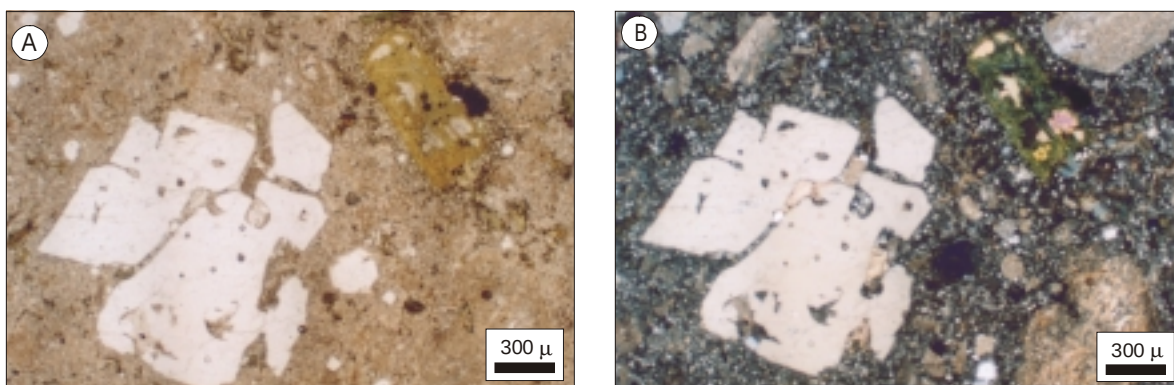


Fig. 3-110 A y B. Fenocristales de cuarzo engolfados, biotita y plagioclasas alteradas en dique asociado al CDRCh, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

Por su morfología y disposición se interpretan como diques anulares emplazados alrededor del CDRCh (Miembro La Josefina, Formación Chon Aike).

Además, alojados en los esquistos de la Formación La Modesta, se hallaron algunos pequeños cuerpos andesíticos equidimensionales, con textura afanítica y dimensiones que no superan los 10 x 10 metros que podrían relacionarse a estos diques.

Subfacies volcanoclásticas retrabajadas

Aglomerado volcánico

Se trata de un depósito mantiforme de dimensiones reducidas (< 1 metro de espesor) de muy baja inclinación y un arrumbamiento NO-SE, que está formado por rocas de composición intermedia a básica, asociadas espacialmente al CDRM (Complejo de Domos Mayor, Miembro La Josefina, Formación Chon Aike). La roca tiene una pobre selección y está compuesta por líticos subangulosos a redondeados (Fig. 3-111). Los líticos son de esquistos y cuarzo de la Formación La Modesta (de 2 milímetros hasta 3 centímetros), de lavas andesíticas de color verde (hasta 7 centímetros) y de lavas riolíticas, de coloración amarillenta a rosada (entre 2 y 5 centímetros). También se han reconocido clastos de vulcanitas color verde intenso, totalmente cloritizados, los que han perdido completamente su identidad original.



Fig. 3-111. Detalle del aglomerado volcánico de la Formación Bajo Pobre.

En general, los clastos están formados por fragmentos de las rocas halladas en la Formación Bajo Pobre. La matriz de esta roca es escasa, de coloración gris verdosa oscura, maciza y cerrada con numerosos fragmentos de cristales en general angulosos.

Se interpreta que estos aglomerados volcánicos de composición intermedia a básica están genética, espacial y temporalmente ligados a las lavas basandesíticas, andesíticas y dacíticas descritas y que se han originado por eventos eruptivos más explosivos o son rocas de talud formadas en frentes o márgenes empinados de los flujos lávicos o domos descritos.

Otras subfacies subvolcánicas

Pórfido del Este

Este cuerpo está separado espacialmente del resto de los asomos de las rocas de la Formación Bajo Pobre, pero debido a las características que presentan sus rocas se lo incluye dentro de esta Formación. Se localiza en el sector centro-oriental del área La Josefina y conforma principalmente una lomada de aproximadamente 500 x 700 metros y numerosos asomos de 20 x 20 metros, situados en las partes bajas circundantes (Fig. 3-112). Se encuentra rodeado de afloramientos de ignimbritas del Miembro Cerro Jorge Paz (Formación Chon Aike).

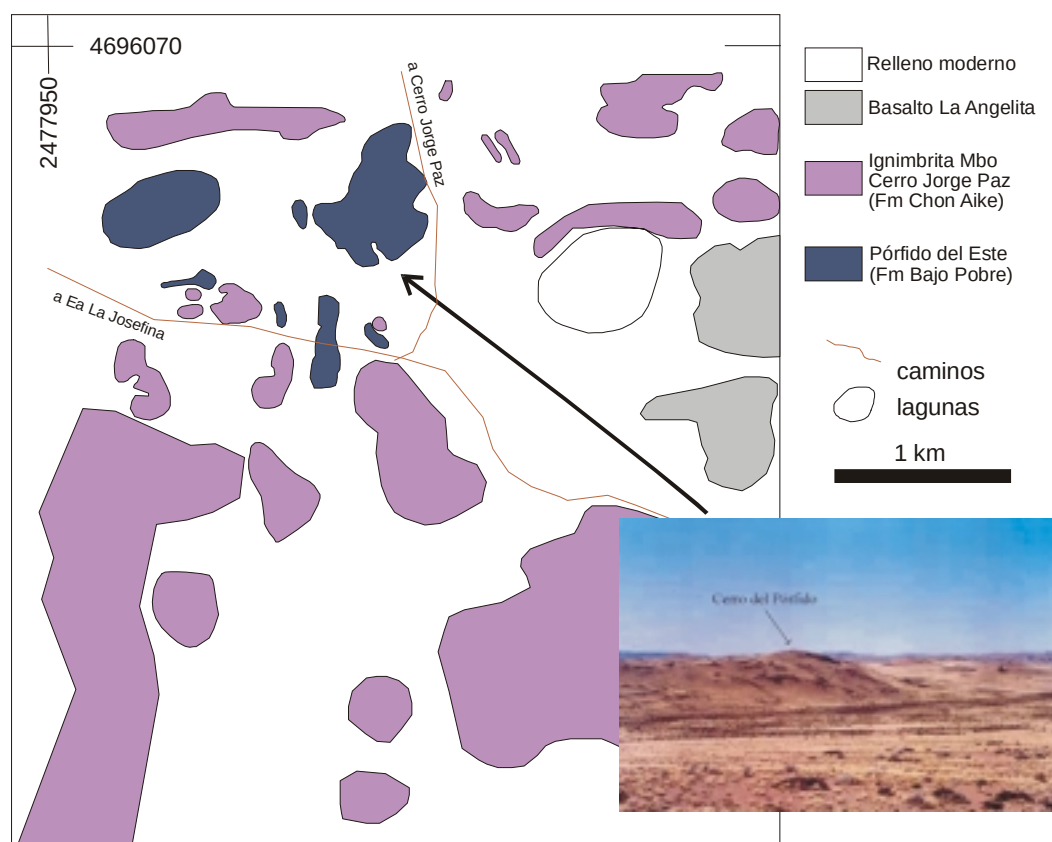


Fig. 3-112. Distribución de los afloramientos del Pórfido del Este.

Se trata de una roca de composición andesítica-dacítica con algunos términos traquíticos, con texturas fuertemente porfírica, porfírica seriada a glomeroporfírica, con numerosos cristales en una pasta afanítica aunque en sectores es algo más gruesa (sacaróide a microgranuda), de coloración gris clara a oscura, verdosa a violácea. En ocasiones la cantidad de cristales disminuye quedando una roca con textura afanítica que podrían corresponder a bordes de enfriamiento de grano más fino.

Estos cristales son principalmente de plagioclasa, representada por varias generaciones de 200 micrones a 7 milímetros (con un tamaño promedio de 4-5 milímetros). Algunas tienen zonación normal y otras inversa, las primeras por lo general tienen la parte central del cristal fuertemente alterada a calcita y sericita, mientras que las segundas presentan los bordes con dicha alteración (Fig. 3-113 A y B). Se observan algunas cribadas y otras muestran inclusiones de piroxeno (texturas ofíticas y subofíticas).

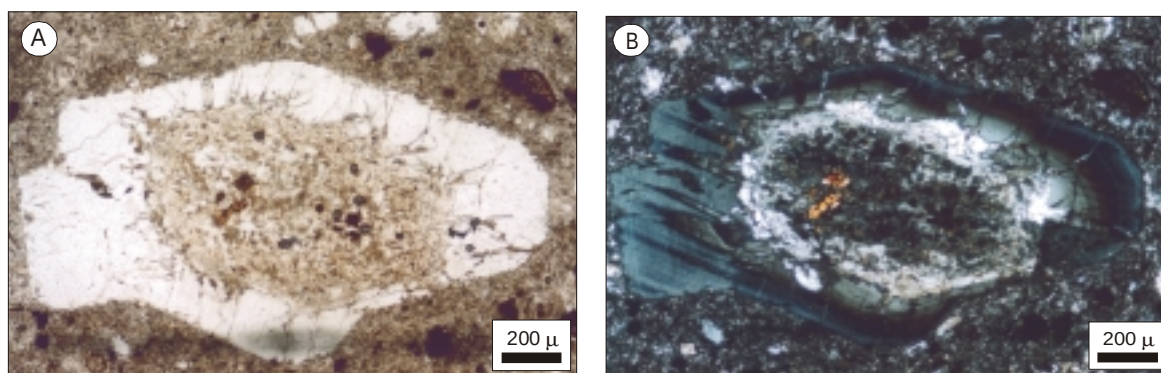


Fig. 3-113 A y B. Fotomicrografías de cristales de plagioclasa zonados del Pórfido del Este, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

Posee además cristales de sanidina euhedral (usualmente entre 200 a 500 micrones) y abundante biotita (1-2 milímetros), esta última en ocasiones se encuentra oxidada quedando sólo fantasmas de minerales opacos o están completamente alteradas a sericita. La textura es poiquilítica, representada por inclusiones de pequeños cristales de plagioclasa euhedral. Hay escasos fenocristales de cuarzo muy fracturados y algunos circones (100 a 250 micrones). Como minerales máficos presenta piroxenos (250 micrones a 1 milímetros) zonados y maclados (Fig. 3-114 A y B). Se determinaron otros mafitos oxidados con hábito prismático alargado que corresponden a anfíboles alterados, de aproximadamente 5 milímetros y con inclusiones de plagioclasa (500 micrones) y un reborde onfasítico. La textura de la pasta varía entre pilotáctica (tablillas de plagioclasa) e intergranular (plagioclasa, piroxenos, biotita y minerales opacos).

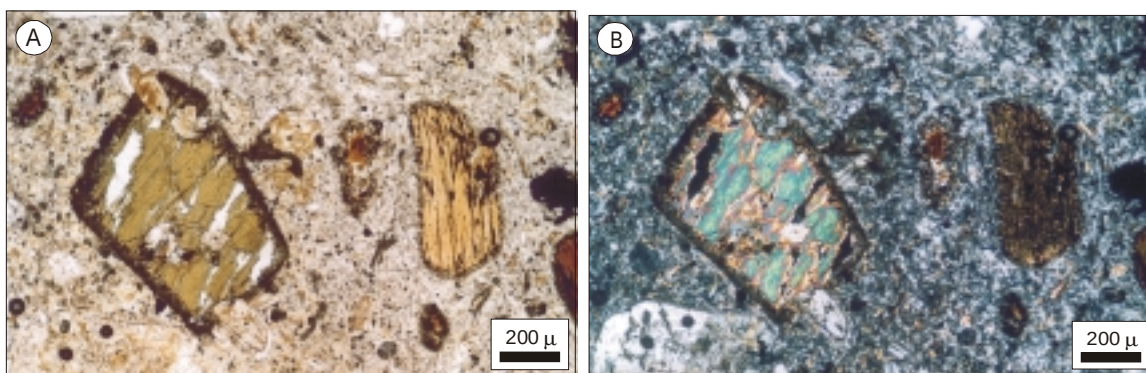


Fig. 3-114 A y B. Cristales de mafito con reborde onfasítico (izquierda) y de biotita (derecha) del Pórfido del Este, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

Contiene líticos de 1-5 milímetros de agregados granudos de piroxenos prismáticos y plagioclasas y fragmentos de una roca porfírica (con escasos cristales de plagioclasa en una pasta afánítica con abundantes tablillas de plagioclasas y escamas de biotita). En sectores engloba fragmentos de un material gris oscuro de 2 a 3 centímetros de diámetro que podrían ser del mismo material porfiroide.

En los asomos surorientales se destaca un sistema de diaclasas verticales muy apretado, paralelo y continuo que podría reflejar una fluidalidad de flujo vertical (Fig. 3-115 y 3-116).



Fig. 3-115. Diaclasamiento sub-vertical en el pórfido.

Fig. 3-116. Detalle del diaclasamiento que posiblemente representa la fluidalidad de esta roca.

Relaciones estratigráficas

Estos cuerpos están espacial y genéticamente relacionados a los complejos de domos que integran el Miembro La Josefina de la Formación Chon Aike.

A partir de las observaciones de campo, se puede sostener que los diques anulares de la Formación Bajo Pobre que rodean el CDRCh y CDRM del Miembro La Josefina son

posteriores a las lavas ácidas que conforman dichos domos, y como están relacionados a los filones capa, estos cuerpos también son considerados más jóvenes.

El cuerpo de naturaleza básica que intruye a los domos dacíticos, tiene características similares a aquellos que intruyen a las rocas de la Formación La Modesta y a la de los diques. A partir de estas observaciones se interpreta que el domo dacítico (y probablemente las coladas de lavas asociadas) se formaron antes que estas rocas de naturaleza más básica. Por otra parte, no se pudo definir la relación entre estos cuerpos dacíticos y las lavas riolíticas de la Formaciones Chon Aike.

Es difícil establecer la relación entre el Pórfido del Este con respecto a las rocas ignimbríticas que constituyen el Miembro Jorge Paz, aflorantes a solo algunos metros de esta roca porfírica. A partir de las observaciones de campo, se interpreta que el pórfido se ha intruído/extruído? antes de la existencia de estas rocas, las que deben haberlo circundando (si se encontraba constituyendo un alto topográfico) y/o pasado por encima al momento de su depositación.

A partir de las relaciones estratigráficas, puede establecerse que las rocas de la Formación Bajo Pobre se formaron a partir de varios pulsos con diferentes edades. Existen rocas más antiguas que algunos depósitos ignimbríticos como por ejemplo el Pórfido del Este. Otras son más jóvenes que las lavas ácidas de la Formación Chon Aike como por ejemplo los diques anulares y filones capa. Sin embargo la complejidad volcánica indica que no es simple resolver las relaciones estratigráficas entre las diferentes unidades que integran un complejo volcánico-piroclástico como el desarrollado en La Josefina, por lo que esa cronología no puede establecerse taxativamente.

3-2-3. GEOQUÍMICA DE LAS VOLCANITAS JURÁSICAS

Muestras y técnicas analíticas

Con la finalidad de caracterizar geoquímicamente a las rocas descritas precedentemente, fueron realizados análisis geoquímicos por elementos mayores, minoritarios y trazas sobre 54 muestras de volcanitas y piroclastitas jurásicas del área La Josefina. Las muestras analizadas provienen de las facies piroclásticas de flujo de los miembros Piedra Labrada, Mogote Hormigas, Escalera, Cerro de la Cueva, Cerro Jorge Paz y Valenciana. Además fueron analizadas muestras de los Complejos de Domos de los Miembros La Josefina (8) y María Ester (8 de facies lávicas y 9 de la facies piroclástica de flujo) y 19 muestras de la Formación Bajo Pobre. Estos análisis se llevaron a cabo en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Padova (Italia). Las muestras se trituraron y luego fueron comprimidas en pastillas y analizadas con un espectrómetro XRF Phillips PW 1404, siguiendo el procedimiento propuesto por Phillips (X40 Software Operation Manual) para la corrección del efecto matriz. El LOI fue realizado por calentamiento a 1100°C por 12 horas y corregido por la oxidación de Fe^{+2} ; mientras que el Fe^{+2} fue determinado por titulación.

Asimismo, se determinaron las relaciones isotópicas de Pb en muestras de las volcanitas de las Formaciones Chon Aike (6) y Bajo Pobre (5) con el objetivo de estudiar la petrogénesis de estas unidades volcánicas. Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Pará-Iso, Instituto de Geociencias, Universidad Federal de Pará (Belén, Brasil). Los análisis se efectuaron sobre feldespatos que se separaron de las rocas molidas y tamizadas. Estos minerales fueron pre-concentrados con el separador magnético Frantz del Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad Nacional de La Plata (CIG-CONICET) y finalmente seleccionadas bajo lupa binocular. Para la separación química se usaron ácidos bi-distilados y agua cuatri-distilada. Los feldespatos fueron disueltos con HF (48 %) y HBr (9 N). El Pb fue extraído y purificado mediante técnicas de intercambio iónico, usando resinas HBr-ClH convencionales. Las muestras fueron montadas con un gel silicio en ácido fosfórico diluido sobre filamentos simples de renio. La composición isotópica se determinó en un espectrómetro de masa VG con una colectora multicanal multiestática.

Caracterización química

Los resultados de los análisis químicos de las rocas jurásicas de las Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre, se exponen en los cuadros 3-6 A y B, respectivamente.

Fm	Miembro	muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	FeO	L.O.I %	Cr	Ni	Ba	Rb	Sr	La	Ce	Nd	Zr	Y	Nb	Sc	V	Co	Cu	Zn	Ga	Pb	Th	U
Formación Chon Aike	Mb La Josefina (CDRM)	2017	73,11	0,080	17,0	0,000	0,180	0,050	3,710	4,861	0,020	0,610	0,410	1,41	2	0	871	211	71	36	77	33	172	14	10									
		2002	71,44	0,08	16,19	0,03	0,16	1,51	3,48	5,05	0,05	1,42	0,72	2,17	7	0	¹¹⁴ ₁	227	108	35	68	21	175	13	11									
		2004	72,58	0,09	15,13	0,03	0,16	1,66	3,95	4,36	0,03	0,86	1,23	1,24	2	0	726	193	134	37	77	29	174	12	11									
		2005	73,36	0,08	15,10	0,01	0,17	1,23	3,78	4,53	0,03	0,87	0,92	0,81	0	1	772	171	107	34	71	29	133	5	9									
		2006	73,54	0,08	16,74	0,01	0,19	0,07	3,49	5,16	0,01	0,42	0,32	1,25	5	0	¹³³ ₄	186	80	35	74	27	160	13	12									
		2008	71,44	0,09	17,20	0,06	0,17	0,06	4,26	5,06	0,03	1,39	0,37	1,43	0	0	834	217	70	38	78	36	187	19	13									
	Mb La Josefina (DR)	2016	73,24	0,28	15,12	0,02	0,71	1,02	3,22	4,524	0,05	1,72	0,26	3,19	1	2	¹¹⁴ ₇	166	161	33	59	22	203	31	10									
		2763	72,8	0,272	13,46	0,019	0,427	0,864	3,204	4,467	0,058	0,44	1,35	2,90	55	2	1184	166	168	41	48	16	185	23	7	15	22	3	4	34	13	15	14	6
	Mb María Esther (lavas)	2120	74,56	0,11	13,46	0,03	0,08	0,13	1,02	9,76	0,02	0,51	0,36	0,98	6	0	¹²⁰ ₅	401	54	33	61	22	128	34	10									
		2121	80,11	0,09	10,65	0,03	0,05	0,12	1,20	6,98	0,02	0,41	0,38	0,76	5	0	918	292	46	34	52	23	98	32	8									
		2410	74,55	0,11	15,28	0,02	0,21	0,42	1,61	6,84	0,01	0,73	0,28	2,09	7	0	¹⁰² ₉	290	65	43	71	26	121	33	12									
		2408A	79,33	0,10	11,03	0,01	0,06	0,22	1,24	7,40	0,02	0,44	0,19	0,80	2	0	675	243	40	37	61	25	108	35	9									
		2701	76,99	0,04	12,54	0,06	0,09	0,60	3,30	4,84	0,01	0,42	0,46	0,88	62	0	86	270	31	23	34	22	66	25	9	11	8	4	4	23	8	35	22	10
	Mb María Esther (ignimbrita)	2408B	76,49	0,12	13,4	0,06	0,24	1,21	2,94	4,484	0,02	0,54	0,54	4,94	7	1	675	238	134	37	61	25	127	41	11									
		PT 6	77,11	0,08	13,12	0,03	0,07	0,78	3,43	4,37	0,01	0,04	0,92	4,79	3	3	¹¹⁵ ₉	201	72	33	68	25	127	41	14									
		2714	73,22	0,03	12,53	0,07	0,08	0,77	4,37	3,47	0,01	0,60	0,18	5,55	15	0	33	300	27	30	27	13	66	27	9	10	7	0	0	24	13	38	23	11
		PT 7	78,71	0,07	13,82	0,01	0,27	0,27	1,11	4,72	0,01	0,86	0,20	3,46	1	2	¹¹⁷ ₁	184	37	32	52	27	100	35	12									
		PT 16	70,15	0,21	17,30	0,02	0,47	0,32	3,65	6,28	0,02	1,23	0,44	1,95	1	1	¹³⁶ ₃	211	77	51	79	32	140	27	7									
		PT 22	69,98	0,22	19,21	0,01	0,27	0,10	0,24	8,41	0,01	1,39	0,27	2,03	1	3	¹²³ ₂	291	42	48	44	30	160	29	8									
		2411	73,49	0,13	15,34	0,03	0,28	0,44	3,15	5,82	0,02	0,99	0,40	1,44	1	0	¹²⁴ ₉	238	85	51	83	37	141	43	12									
		2412	77,25	0,08	12,92	0,03	0,05	0,76	3,48	4,409	0,01	0,23	0,79	4,64	2	2	¹²⁴ ₉	218	78	51	83	37	144	50	12									
		2405	71,20	0,35	15,21	0,03	0,63	1,96	3,39	4,62	0,11	1,61	1,04	1,30	5	2	820	150	215	37	67	28	158	24	9									
		2406	70,17	0,26	16,66	0,01	0,37	0,35	0,76	9,82	0,01	1,42	0,31	1,57	8	0	962	463	74	35	61	28	138	22	9									
		2709	75,99	0,13	11,51	0,03	0,17	0,21	0,76	7,37	0,02	0,34	0,93	2,75	41	0	694	224	41	35	65	11	116	21	8	17	14	1	3	17	9	30	14	8
		2711	70,48	0,15	11,79	0,02	0,57	1,51	0,73	5,11	0,03	0,47	0,64	7,73	18	0	1378	157	689	28	76	10	129	25	9	4	17	2	0	33	12	14	15	6
		2409	77,17	0,12	13,21	0,02	0,13	0,49	2,51	5,56	0,02	0,38	0,43	1,43	2	0	915	214	72	52	66	42	111	44	9									
	Mb Jorge Paz	PT 5	71,03	0,16	16,56	0,01	0,29	0,16	0,63	9,86	0,01	0,90	0,46	1,57	4	2	¹⁰⁸ ₈	396	49	42	69	27	122	30	9									
		PT 8	71,05	0,17	17,45	0,03	0,38	0,19	0,57	8,82	0,02	0,93	0,46	1,86	1	4	¹¹⁴ ₅	301	49	36	68	25	123	27	10									
	Mb Piedra Labrada	2001	70,61	0,31	15,65	0,04	0,68	2,13	3,43	4,39	0,09	2,42	0,48	1,58	9	1	973	165	237	39	69	25	167	30	11									
	Mb Escalera	PT 3	71,26	0,36	14,25	0,05	0,63	0,12	0,35	9,30	0,09	3,25	0,60	1,81	8	4	¹⁰⁹ ₇	367	147	31	57	24	124	32	7									
	Mb Mogote Hormigas	2032	72,48	0,27	16,57	0,01	0,05	0,02	0,27	9,86	0,02	0,12	0,33	1,45	5	0	²⁴⁷ ₀	321	82	39	66	22	142	30	8									
	Mb Cerro de la Cueva	2043	75,39	0,32	13,76	0,01	0,14	0,37	0,24	8,79	0,08	0,80	0,18	1,52	9	0	¹⁰⁴ ₉	339	144	31	55	24	122	21	6									
	Mb Valenciana (vitrófiro)	1886	67,93	0,31	14,75	0,08	0,77	2,66	3,55	3,98	0,10	2,23	0,42	3,28	44	0	787	165	250	24	56	6	147	21	10	6	40	6	10	46	15	15	15	6
		2705	67,44	0,36	15,02	0,08	0,91	2,99	3,78	3,19	0,11	2,15	0,90	3,46	54	0	829	183	280	25	47	21	207	22	9	14	51	4	7	49	17	11	15	7

	Mb Valenciana (ignimbrita)	2719	67,99	0,35	15,35	0,09	0,93	2,33	3,64	4,02	0,11	1,33	1,86	2,04	51	8	828	157	233	31	63	10	164	23	10	4	44	6	67	52	17	13	17	5
		1900	71,45	0,25	14,67	0,02	0,54	2,00	2,93	4,57	0,07	1,09	0,90	1,95	93	1	997	171	243	26	41	8	118	11	8	6	35	2	2	32	4	16	13	6

Cuadro 3-6 A. Resultados de los análisis químicos realizados en muestras de las volcanitas de la Formación Chon Aike. Elementos mayores expresados en por ciento en peso y trazas en ppm.

Fm	Unidad	N	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	FeO	L.O.I	Cr	Ni	Ba	Rb	Sr	La	Ce	Nd	Zr	Y	Nb	Sc	V	Co	Cu	Zn	Ga	Pb	Th	U
Formación Bajo Pobre	Pórfido del Este	PT 1	60,61	0,66	18,09	0,11	4,43	4,89	3,48	2,80	0,28	3,27	1,56	3,24	30	10	1103	105	543	30	61	24	329	20	8									
		2368	64,11	0,55	17,93	0,15	3,33	3,81	2,89	3,34	0,2	3,77	0,3	6,13	12	3	1177	152	328	35	56	23	378	26	9									
		2370	61,69	0,66	19,33	0,09	2,1	4,72	3,46	3,38	0,24	4,52	0,25	5,57	9	4	1113	164	1897	30	56	18	256	22	8									
		2369	63,56	0,64	18,49	0,06	0,76	2,56	4,72	4,54	0,24	4,55	0,3	2,31	17	6	1277	184	366	30	53	24	393	24	8									
	Lavas	PT 9	68,51	0,52	15,70	0,03	2,13	0,64	3,43	4,55	0,11	3,49	1,13	2,66	63	29	817	154	148	19	39	15	142	23	8									
		2395	66,28	0,49	16,85	0,02	2,42	0,78	6,61	1,218	0,13	3,47	2,07	3,6	140	19	146	65	126	21	40	15	148	16	8									
		2396	63,87	0,52	16,64	0,04	3,98	0,47	6,18	1,086	0,14	5	2,56	3,37	178	23	197	41	130	29	36	25	157	19	9									
		2399	62,85	0,51	17,06	0,08	3,34	4,37	3,82	2,328	0,11	1,8	3,89	4,24	85	12	787	84	327	23	34	15	141	17	8									
	Filones capa	PT 12	66,97	0,46	16,15	0,04	2,99	0,30	6,83	0,68	0,11	3,41	2,25	2,76	155	20	69	26	61	12	42	18	130	15	9									
		BP	60,16	0,51	15,88	0,08	2,25	5,19	3,37	1,33	0,11	4,44	0,58	5,49	99	12	952	48	334	32	28	3	125	13	9	4	97	19	24	66	18	5	4	2
		2733	58,80	0,50	15,35	0,130	2,548	6,639	2,464	1,404	0,112	3,710	1,370	7,020	182	28	725	49	278	18	44	6	116	15	8	8	105	18	32	69	16	7	5	2
	Diques	2760	57,45	0,45	14,60	0,13	3,07	6,02	2,59	1,52	0,11	5,06	0,53	8,22	409	82	554	81	321	28	28	13	109	13	8	6	113	22	29	98	6	8	6	3
		2766	49,41	0,50	14,33	0,14	5,48	8,28	2,24	1,67	0,10	6,22	0,83	10,1	787	146	428	95	218	7	23	1	91	17	8	18	167	22	54	105	15	7	8	3
		2716	50,14	0,559	14,07	0,126	5,369	9,519	1,877	0,839	0,117	5,510	1,610	9,77	800	189	612	41	313	16	25	2	99	13	8	0	157	39	55	87	13	5	4	2
		2723	64,81	0,49	15,15	0,07	1,67	2,03	3,95	3,44	0,13	2,95	0,96	3,78	111	9	730	140	246	26	61	17	158	19	9	17	80	13	17	57	21	11	13	5
	Domos	PT 10	63,54	0,43	17,68	0,06	1,77	4,38	5,46	2,30	0,13	0,49	3,62	4,60	14	6	624	85	207	21	35	24	153	8	8									
		2007	70,14	0,14	17,76	0,05	0,44	2,61	3,9	2,74	0,09	0,31	1,85	3,43	6	1	346	113	154	23	43	18	103	8	8									
		2010	63,33	0,46	17,79	0,06	2,31	2,92	4,9	3,195	0,14	0,97	4,01	3,67	13	3	730	140	196	20	35	14	152	10	9									
		2011	67,06	0,28	18,03	0,05	1,04	3,94	3,44	3,016	0,1	1	2,13	4,54	7	3	516	151	118	27	46	18	148	7	8									

Cuadro 3-6 B. Resultados de los análisis químicos realizados en muestras de las volcanitas de la Formación Bajo Pobre. Elementos mayores expresados en por ciento en peso y trazas en ppm.

Debido a que en la zona de estudio, las vulcanitas jurásicas poseen diverso grado de alteración provocado por acción hidrotermal, se tuvo en cuenta los valores de LOI (pérdida por calcinación) como ensayo para definir su grado de alteración, siendo el valor promedio calculado para las vulcanitas de la Formación Chon Aike de 2.35 % y para las de la Formación Bajo Pobre de 4.98 %, con algunas muestras con tenores mas elevados de hasta 10.1%. Como consecuencia de estos valores altos, se realizaron diagramas de LOI versus los diferentes elementos analizados para observar su comportamiento y determinar como se trataban dichas muestras (Fig. 3-117 y 3-118). Con respecto a los elementos mayoritarios las muestras con alto LOI solamente presentan un incremento en sus contenidos en Fe_2O_3 , CaO , MgO y MnO . En cuanto a los valores de elementos trazas, el aumento del LOI coincide con un incremento en los contenidos de Cr , Ni , V , Co , Cu y Zn , pero como las rocas con mayor LOI son las rocas más básicas y por lo tanto con mayores valores en estos elementos, se interpreta que el alto valor de LOI de estas rocas, si bien podría colaborar, no está directamente relacionado con este aumento.

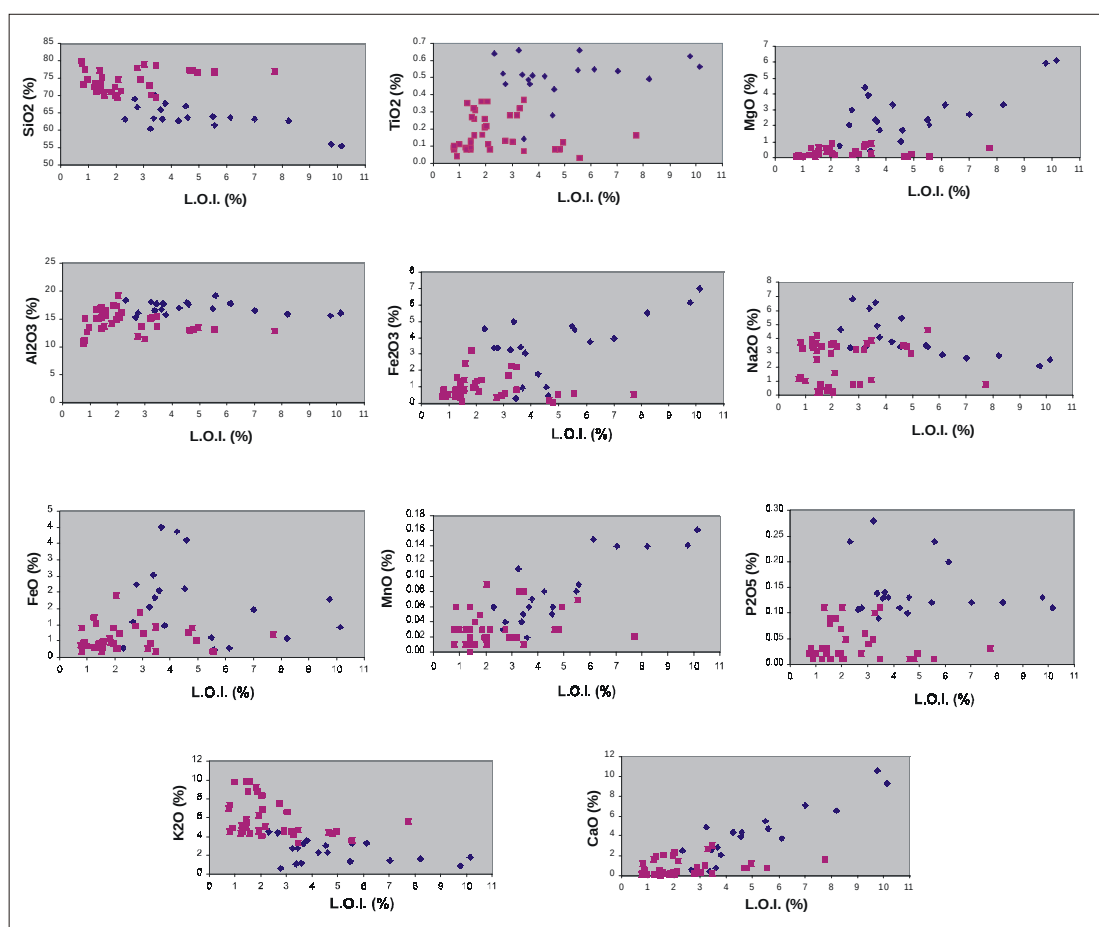


Fig. 3-117. Diagramas de LOI versus elementos mayoritarios. En azul se presentan las muestras de la Formación Bajo Pobre y en fucsia, las muestras de la Formación Chon Aike.

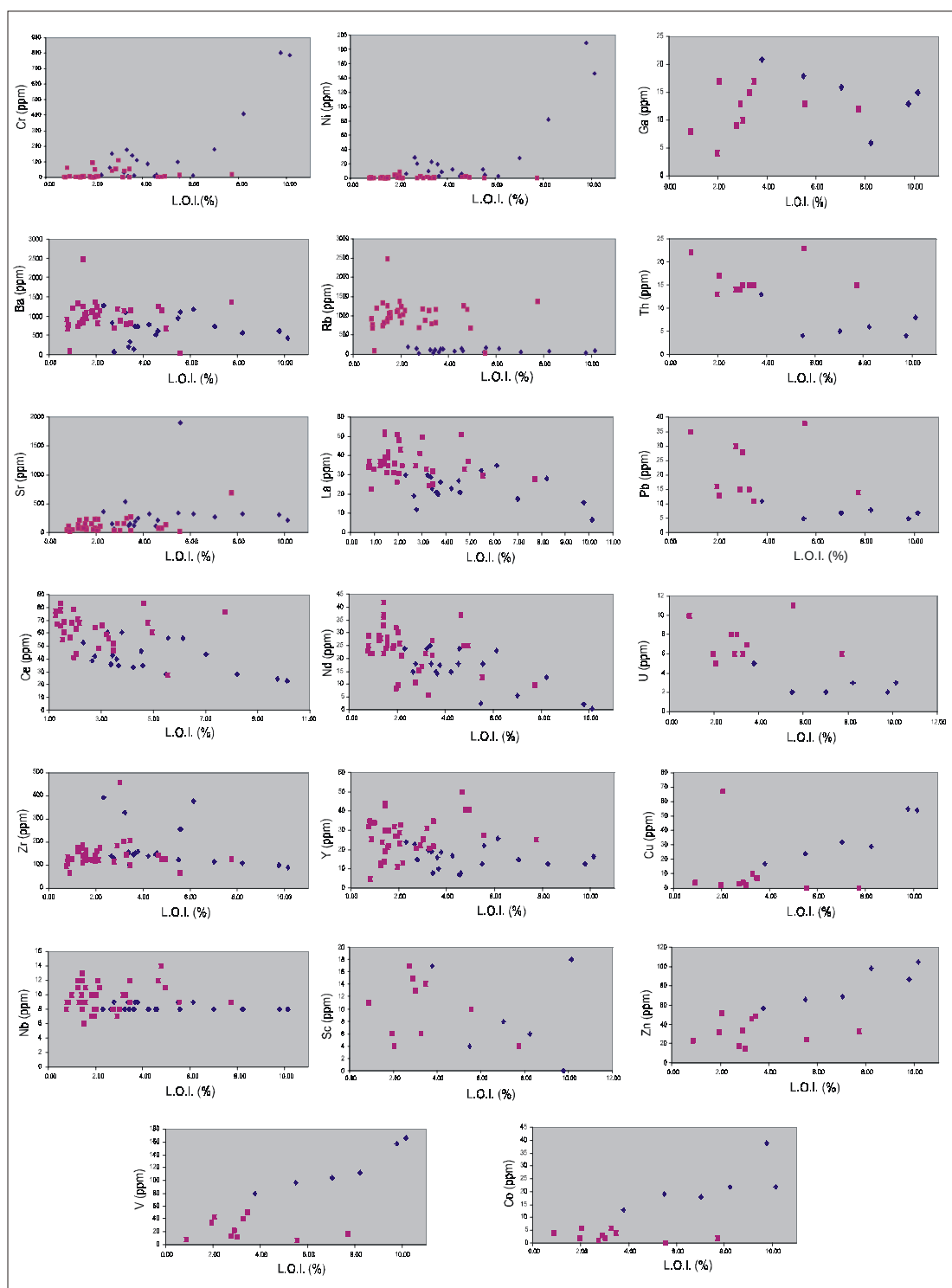


Fig. 3-118. Diagramas de LOI versus elementos trazas. En azul se presentan las muestras de la Formación Bajo Pobre y en fucsia, las muestras de la Formación Chon Aike.

Por otra parte, algunas muestras presentan concentraciones elevadas de ciertos elementos o relaciones entre ellos, como es el caso de la relación K_2O/Na_2O . En algunas, los valores de esta relación son mayores a 7, lo que estaría indicando un metasomatismo potásico que se representa en el gráfico de K_2O/Na_2O vs K_2O de la figura 3-119. En las rocas

estudiadas no hay correlación positiva entre los valores de LOI y K_2O (Figura 3-117), lo que indicaría que el enriquecimiento en potasio no se debe solamente a generación de micas o arcillas por hidrotermalismo. Generalmente el incremento en el contenido de potasio y la disminución en el contenido de sodio está dado por el reemplazo de plagioclasa sódica por feldespato potásico, fenómeno reconocido a partir del análisis químico pero que fue difícil detectar durante el examen petrográfico.

Como resultado de estas observaciones, se decidió no descartar ninguna de las muestras tomadas en el área de estudio, aunque se prestó un especial cuidado en el análisis de los resultados geoquímicos a algunas muestras como por ejemplo las que tienen un LOI alto o relaciones K_2O/Na_2O elevadas.

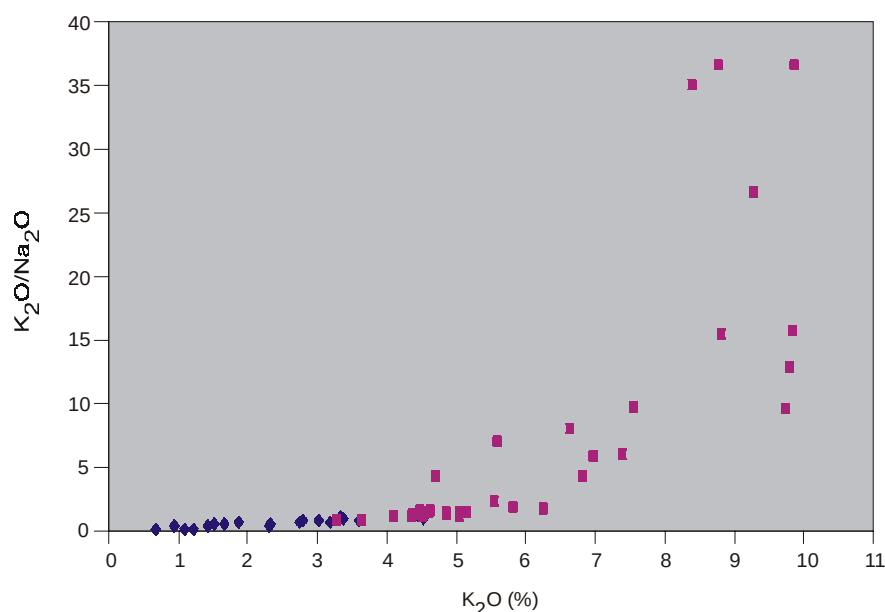


Fig. 3-119. Diagrama de K_2O/Na_2O versus K_2O . En azul se presentan las muestras de la Formación Bajo Pobre y en fucsia, las muestras de la Formación Chon Aike.

La Formación Bajo Pobre conforma una asociación mesosilícica, con un rango de sílice que oscila entre 49.41 y 70.14 %. En un diagrama TAS de Le Maitre (1989, Fig. 3-120 A), las muestras se disponen mayormente en el campo de las dacitas, aunque también hay basandesitas, andesitas, traquitas y riodacitas (este último campo tomado de Johnson y Grunder, 2000). Las rocas de la Formación Chon Aike se ubican en el campo de las riolitas y riodacitas con un rango de sílice de 67.44 a 80.11 %. Las vulcanitas de ambas formaciones muestran una tendencia continua.

Utilizando los diagramas de Irvine y Baragar (1971) se evidencia que las rocas de ambas formaciones son subalcalinas y según el diagrama AFM de estos autores y el de Mishashiro (1974) se localizan en el campo de las rocas calcoalcalinas (Fig. 3-120 B, C y D).

El índice de peralcalinidad o grado de saturación en Al_2O_3 calculado para las rocas ácidas, arrojó tenores de 0.66 a 0.89, por lo que se trata de rocas peraluminosas; esto concuerda mayormente con lo que refleja el gráfico de Maniar y Piccoli (1989, Fig. 3-120 E).

Comparando los análisis de las rocas de la Formación Chon Aike correspondientes al Miembro La Josefina con los del Miembro Maria Ester, se observa que estos últimos muestran un incremento en el contenido de álcalis. Con respecto a la relación K_2O y SiO_2 , en el gráfico de Le Maitre (1989) la mayoría de las vulcanitas jurásicas caen en el campo de alto potasio, con excepción de algunas rocas de la Formación Bajo Pobre que se ubican en el campo de contenidos medios de este elemento (Fig. 3-120 F).

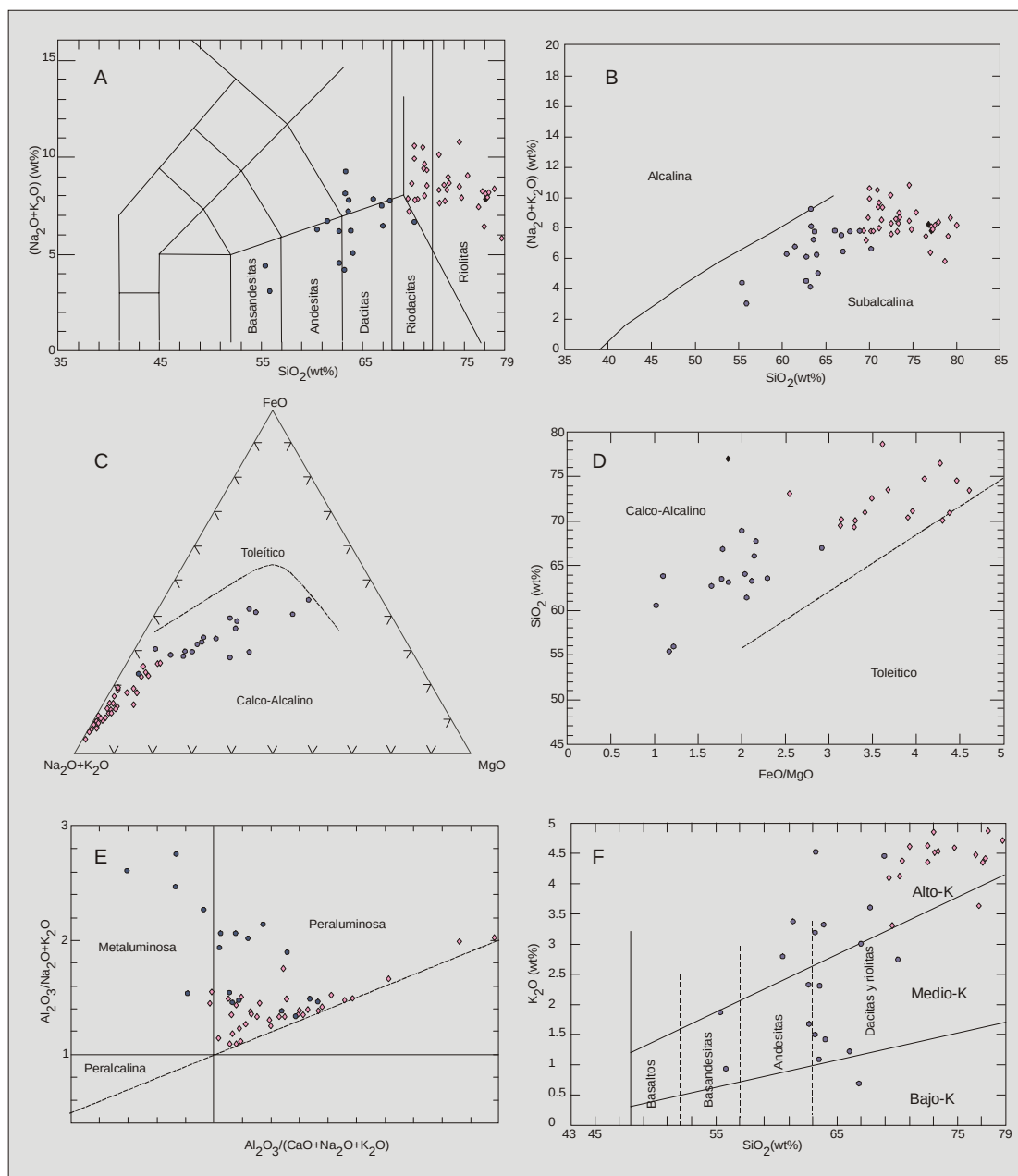


Fig. 3-120. Principales diagramas geoquímicos. En azul se presentan las muestras de la Formación Bajo Pobre y en fucsia, las muestras de la Formación Chon Aike.

Empleando los diagramas de variación tipo Harker (Fig. 3-121 y 3-122) de elementos mayoritarios con respecto a sílice puede apreciarse que la mayoría de los elementos

disminuyen al aumentar el contenido de sílice, a excepción del K_2O que aumenta. Así también Na_2O y FeO ofrecen la distribución más variable aunque con una ligera tendencia a decrecer a medida que aumenta la sílice. Los diagramas de elementos trazas versus sílice revelan que al aumentar esta última, se produce un aumento en los contenidos de Rb, La, Th, U, Ce, Nd, Y, Nb, y Pb, y una disminución, esperada, en el contenido en Ni, Cr, Co, V, Cu y Zn.

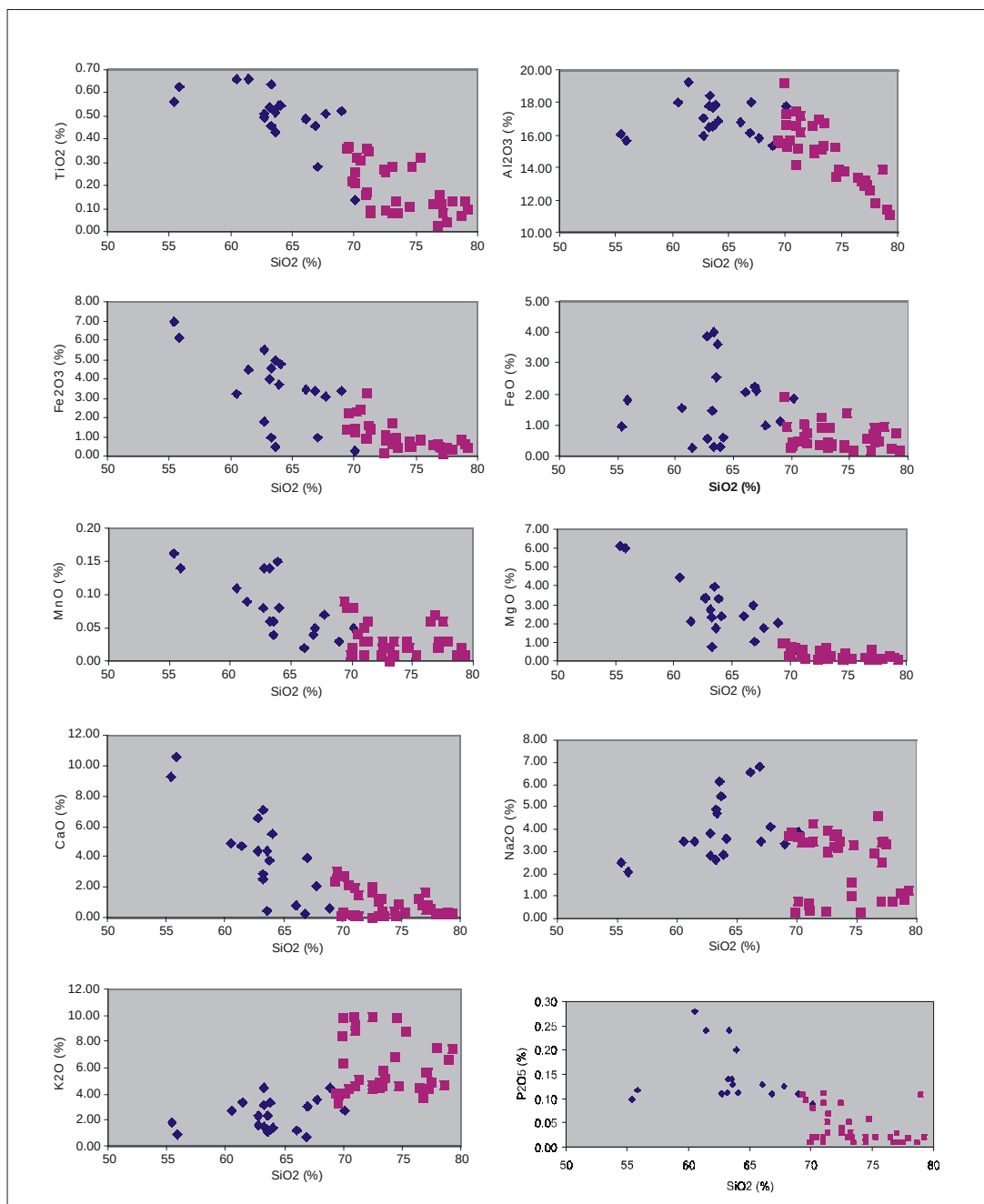


Fig. 3-121. Diagramas tipo Harker, que muestran las relaciones entre SiO_2 y elementos mayoritarios. En azul se presentan las muestras de la Formación Bajo Pobre y en fucsia, las muestras de la Formación Chon Aike.

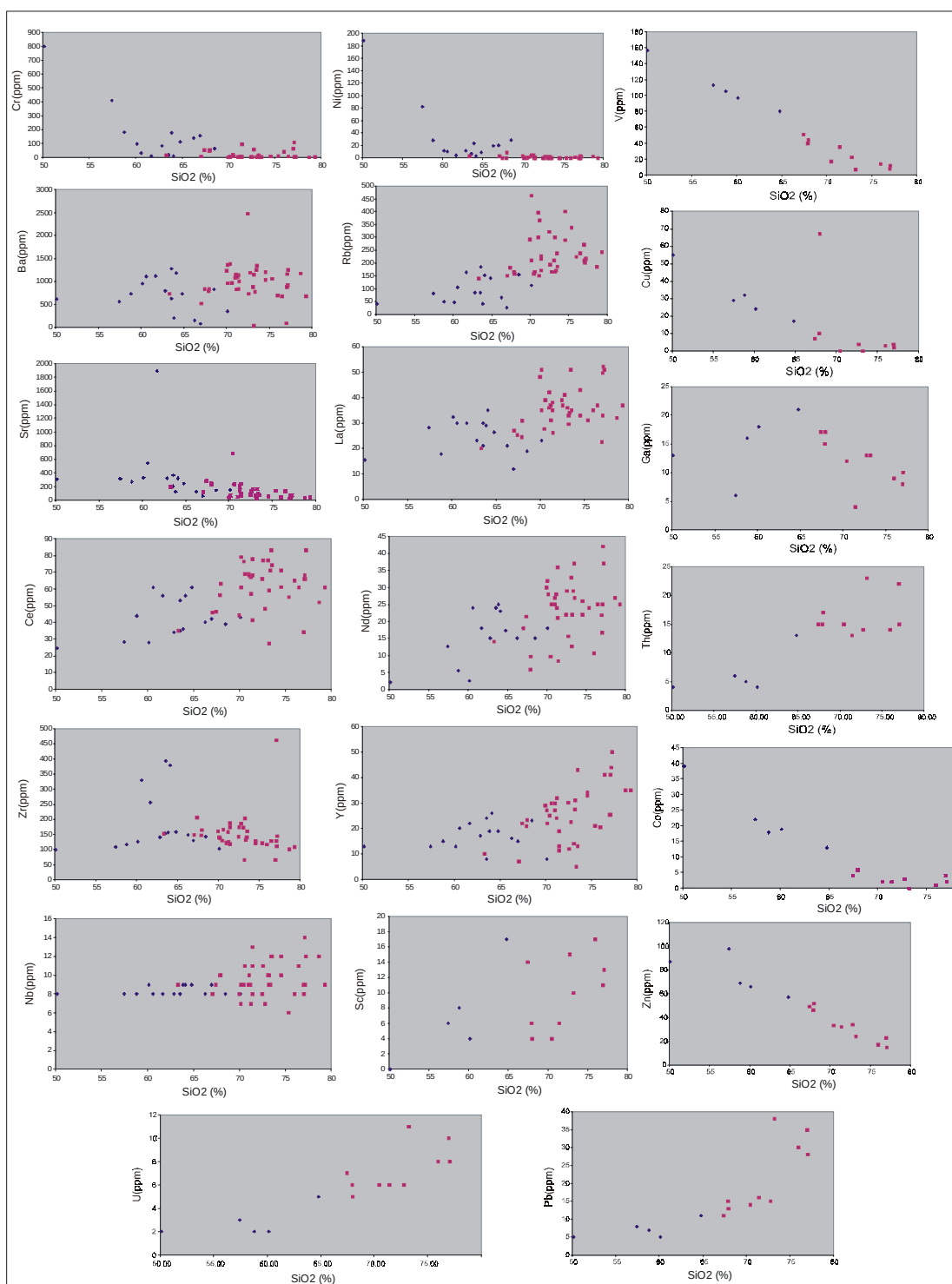


Fig. 3-122. Diagramas que muestran las relaciones entre SiO_2 y elementos trazas. En azul se presentan las muestras de la Formación Bajo Pobre y en fucsia, las muestras de la Formación Chon Aike.

Los valores en Ni y Cr en general son bajos, las basandesitas y andesitas presentan un valor promedio de Cr de 418 ppm y de Ni de 86.6 ppm mientras que los valores en rocas más ácidas son menores, en dacitas y traquitas 84.36 y 12 ppm; en riodacitas de 26 y 3.2 ppm y en las riolitas de 13.4 y 1 ppm respectivamente. Los valores de Nb determinados no superan las

14 ppm y en el ploteo de este elemento versus SiO_2 se ve que aumenta progresivamente desde la Formación Bajo Pobre a la Formación Chon Aike.

Los valores en Zr oscilan de 98 a 393 ppm para las rocas de la Formación Bajo Pobre y de 66 a 207 ppm para las de la Formación Chon Aike. Los diagramas de variación de Zr versus algunos elementos trazas (Ba, Rb, La, Ce, Nd e Y) representados en la figura 3-123, muestran que particularmente el La, Ce e Y parecen indicar un *trend* diferente para las rocas de ambas formaciones. Asimismo se observa un progresivo aumento de la relación Zr/elemento traza al aumentar el grado evolutivo, siendo más marcado fundamentalmente en los elementos La y Ce.

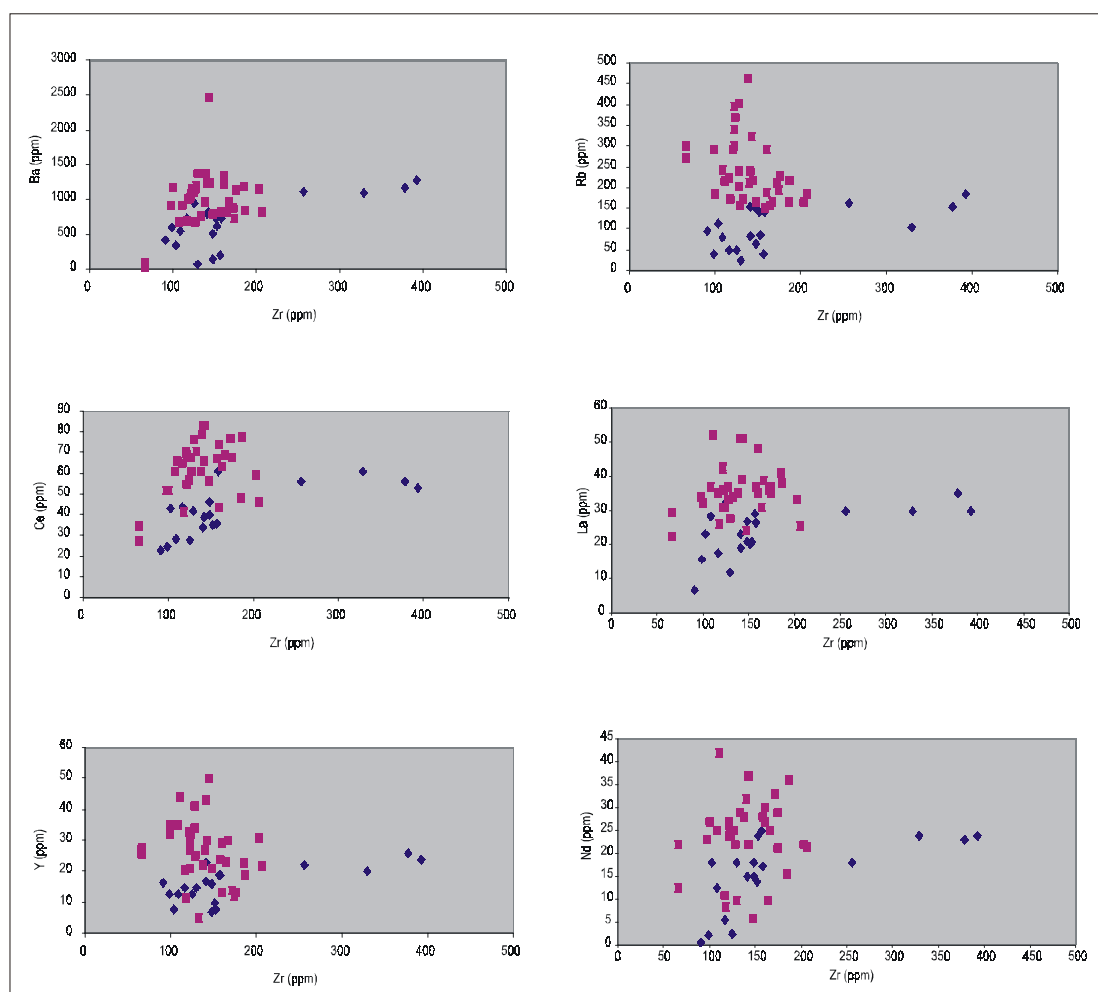


Fig. 3-123. Diagramas de variación de Zr versus algunos elementos trazas. En azul se presentan las muestras de la Formación Bajo Pobre y en fucsia, las muestras de la Formación Chon Aike.

Los valores en elementos trazas de todas las unidades de la Formación Chon Aike del este trabajo, se representan en un diagrama de tipo spider normalizado a MORB (Thompson, 1982; Fig. 3-124 A). Asimismo se incluyen además tres muestras de esta unidad del sector central del Macizo del Deseado (Fernández et al. 2000) analizadas en el mismo laboratorio. Todos los datos presentan una importante uniformidad en la distribución de sus elementos

trazas. Se puede observar una fuerte anomalía positiva en elementos litófilos como Rb, Ba y K, mientras que elementos como Ti, Nb y Sr disminuyen formando una anomalía negativa. Por otro lado, según los elementos trazas normalizados a MORB (Fig. 3-124 B y C), las vulcanitas de la Formación Bajo Pobre siguen la misma tendencia que las vulcanitas de la Formación Chon Aike aunque con un enriquecimiento menos marcado en los elementos livianos y menores contenidos en Nb y Ti que los de esta última formación.

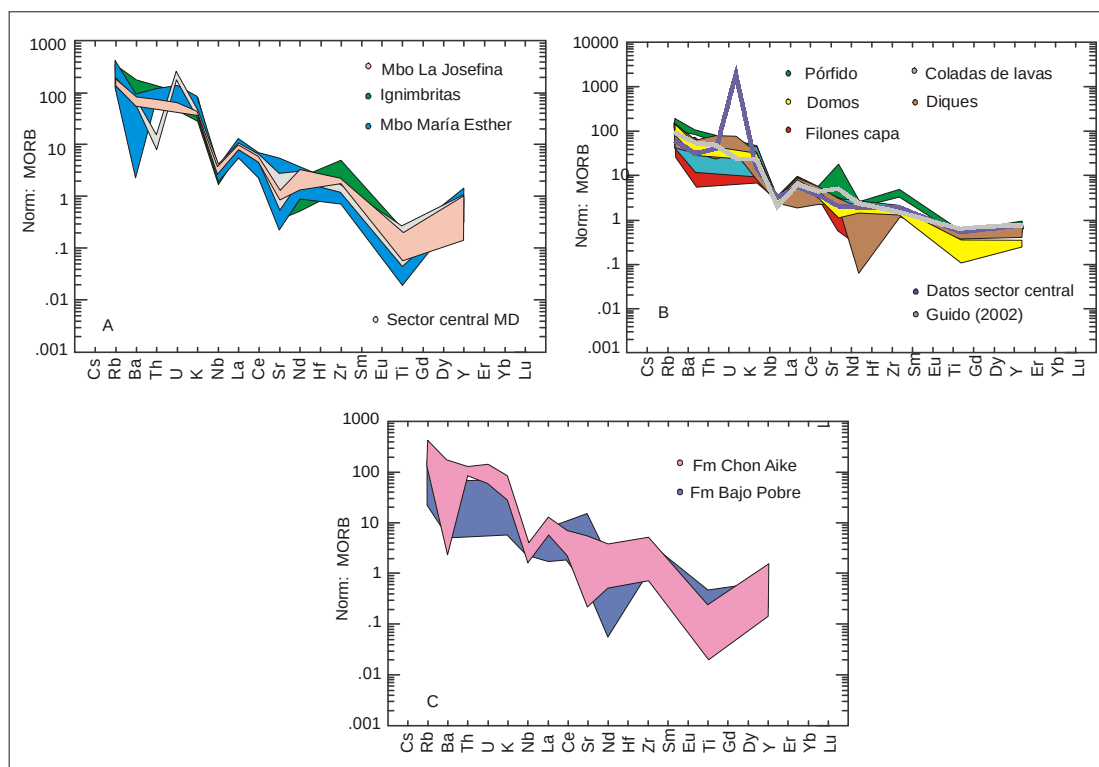


Fig. 3-124. Diagramas de tipo spider normalizados a MORB.

Mediante la utilización de los diagramas petrogénicos de Pearce (1976, Fig. 3-125 A) es clara la afinidad de las unidades más básicas con las rocas de tipo orogénico, al igual que lo que refleja el gráfico Nb versus Y de Pearce y Norry (1979, 3-125 B), donde las rocas de las formaciones Bajo Pobre y Chon Aike coinciden con el campo de las vulcanitas de arco volcánico (VAG) y tienen una ligera tendencia hacia intraplaca (WPG). Se interpreta, que esto último, podría estar indicando no solo un ambiente de arco sino también su alejamiento del arco hacia el retroarco volcánico para estas rocas.

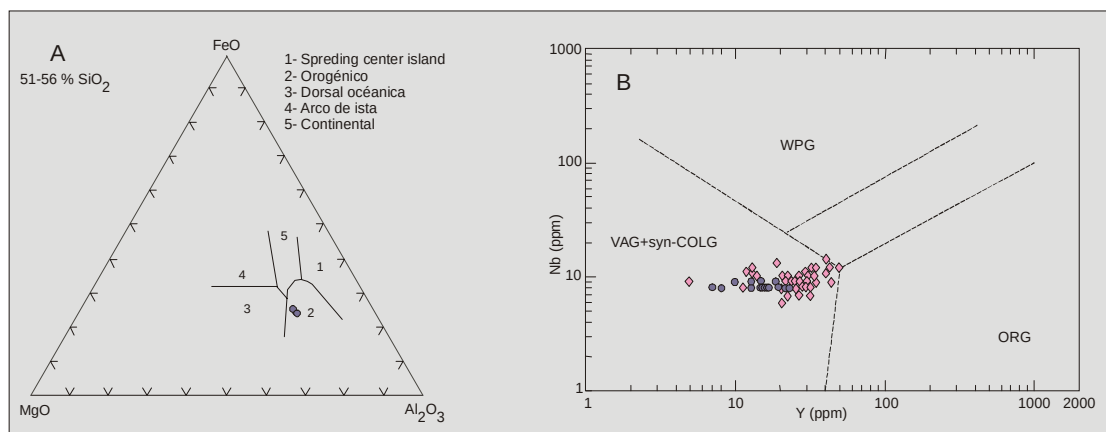


Fig. 3-125. Diagramas petrotectónicos de Pearce (1976) y Pearce y Norry (1979). En gris se muestran las vulcanitas de la Formación Bajo Pobre y en fucsia, las vulcanitas de la Formación Chon Aike.

Isótopos de Plomo

Los resultados de los estudios isotópicos de Pb se exponen en el cuadro 3-7 y en la figura 3-126 se presentan el ploteo de las relaciones isotópicas de Pb en los diagramas de Zartman y Doe (1981).

Las unidades de la Formación Chon Aike arrojaron valores promedio de 18.47 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15.66 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y 38.54 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y las de la Formación Bajo Pobre de 18.55 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15.64 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y 38.58 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Los valores obtenidos para ambas formaciones son muy similares.

	Miembro	muestra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Formación Chon Aike	Piedra Labrada	2762	18,307	15,59	38,29
	Piedra Labrada	2862	18,494	15,67	38,558
	Co Jorge Paz	2728	18,543	15,712	38,722
	María Esther	2705	18,515	15,653	38,573
	Valenciana	2800	18,48	15,656	38,566
	Valenciana	2719	18,475	15,659	38,563
Formación Bajo Pobre	domo dacítico	10bp	18,424	15,64	38,475
	filones capa	2733	18,391	15,626	38,405
	dique pórfido	2723	19,135	15,69	39,162
	dique	2760	18,424	15,64	38,475
	pórfido del este	2795	18,397	15,621	38,414

Cuadro 3-7. Composiciones isotópicas de Pb de las vulcanitas jurásicas del área La Josefina.

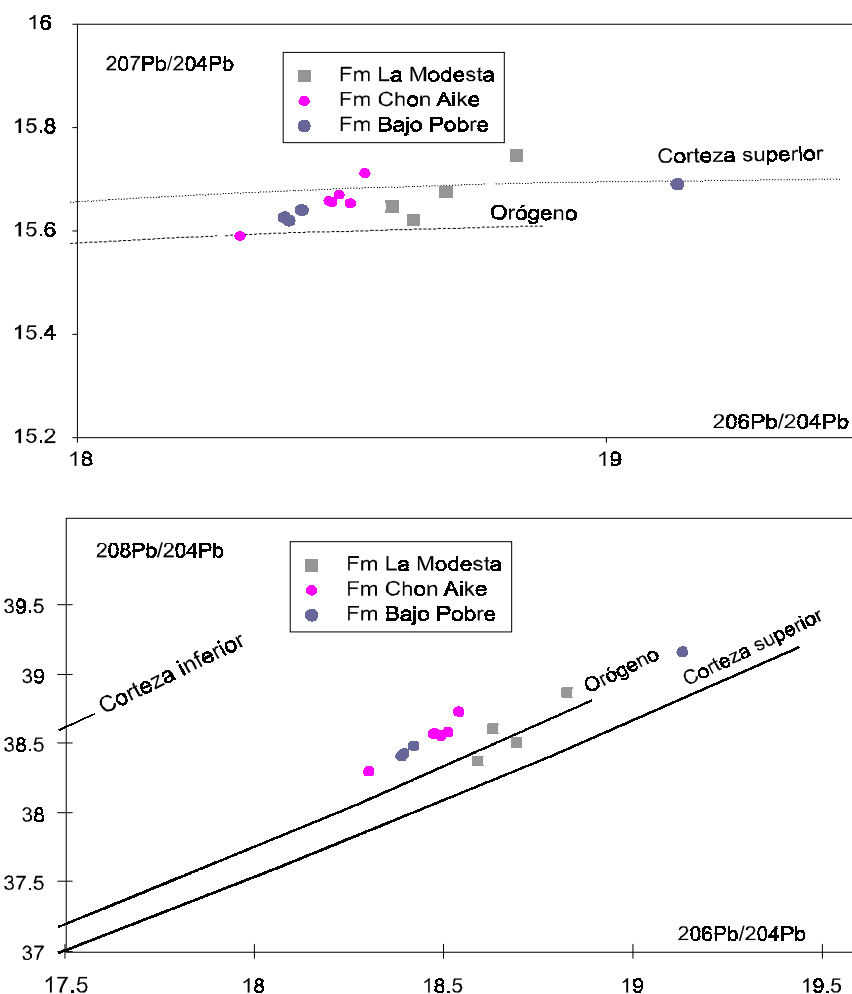


Fig. 3-126. Diagramas con las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de las vucanitas jurásicas.

Las muestras estudiadas tienen en general un comportamiento similar y definen un *trend* elongado que sigue principalmente la curva del orógeno del modelo de Zartman y Doe (1981) que sugiere que la fuente del Pb es resultado de una mezcla, principalmente compuesta por material de la corteza superior y en menor medida por material del manto y de la corteza inferior.

Los materiales analizados siguen una distribución influenciada por incorporación de corteza superior, siendo en líneas generales las muestras menos contaminadas las de la Formación Bajo Pobre (y una muestra del Miembro Piedra Labrada) porque se aproximan más a la curva del orógeno. Una fuente rica en material de la corteza superior contaminaría a estas muestras (por ejemplo Miembro Cerro Jorge Paz). Si observamos el campo correspondiente a las relaciones de Pb obtenidas en las rocas del basamento (Formación La Modesta), se determina que la distribución de las vucanitas tiene una tendencia hacia estas rocas y se interpreta que podrían representar parte del material de la corteza superior que el magma jurásico ha ido asimilando en diferentes proporciones.

La muestra 2723, que representa a una roca tipo pórfido andesítico de un dique asignado a la Formación Bajo Pobre, tiene diferentes relaciones isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=19.13$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.69$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=39.16$). Estos valores podrían indicar un mayor grado de asimilación de las rocas hospedantes u otra posibilidad es que se hayan modificado las relaciones iniciales de Pb por un proceso hidrotermal que incorporó U o Th o que haya intercambiado Pb.

Se conocen solamente dos datos de las relaciones isotópicas de Pb de vulcanitas jurásicas del Macizo del Deseado obtenidos por Kay y Gorrington (1999). Estos tienen una relación más elevada principalmente en $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que los determinados para las rocas jurásicas de La Josefina. Se interpreta que esto puede deberse a que el magma de estas rocas se haya contaminado con rocas de la corteza durante el ascenso.

Discusión e interpretación

Las rocas volcánicas jurásicas de La Josefina pertenecen a una suite subalcalina de tipo calcoalcalina, de mediano a alto potasio y son peraluminosas con una ligera tendencia a términos más alcalinos en sus últimos estadios.

Varios autores (Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst et al., 1998; Guido, 2002; entre otros) han descripto al volcanismo jurásico del Macizo del Deseado como bimodal representado por basandesitas-andesitas de la Formación Bajo Pobre y riolitas-riodacitas de la Formación Chon Aike que son las que predominan, con un intervalo en los términos intermedios. Conforme a su distribución en el diagrama TAS, entre las vulcanitas del área es notoria la presencia de abundantes rocas de composición intermedia (dacitas y traquidacitas). La presencia de estas composiciones también es coincidente en los datos presentados por Echeveste et al. (1999 y 2001).

Además la tendencia general que presentan en el diagrama TAS y en el AFM a ubicarse siguiendo el límite del campo subalcalino junto con la distribución de los elementos traza, muestran una fuerte vinculación genética y evolutiva para todos los tipos litológicos. Féraud et al. (1999) indican que las vulcanitas jurásicas de la Patagonia tienen un enriquecimiento en elementos litófilos de gran radio iónico y empobrecimiento en Nb y Ti, evidenciando un *trend* calcoalcalino.

La distribución de los elementos trazas de las vulcanitas jurásicas muestra una clara relación entre las formaciones Bajo Pobre y Chon Aike y es similar a la determinada por Echeveste et al. (1998) para algunas unidades de este sector, y por Guido (2002) y Fantauzzi (2003) para otras zonas del Macizo del Deseado. Sin embargo este último autor interpreta que el diferente *trend* evolutivo seguido por las vulcanitas de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike con relación al comportamiento de algunos elementos trazas versus Zr, responde a que

los magmas que originaron estas unidades volcánicas son el producto de distintos grados de fusión de una misma fuente.

De acuerdo a los isótopos de Pb, se interpreta que las rocas de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike tendrían la misma fuente de origen (orógeno) y que es producto de una mezcla de material proveniente del manto y de la corteza, según el modelo de Zartman y Doe (1981) y que el magma originado asimila materiales provenientes de la corteza superior en distintas proporciones. Esto último también puede deducirse de las anomalías negativas en Nb y Ti que presentan estas rocas, las que según Rollinson (1993), indican la participación de corteza superior en los procesos magmáticos. Además los tenores en Nb coinciden con los obtenidos por Pankhurst et al (1998) e indican una afinidad con ambientes de tipo arco de islas o margen continental.

Los valores de Cr y Ni son bajos aunque ligeramente más altos que los obtenidos por Pankhurst et al. (1998) e indican que en general se trata de rocas evolucionadas, aunque las pertenecientes a la Formación Bajo Pobre serían menos que las de la Formación Chon Aike. Esto coincide con los datos de isótopos de Pb que sugieren que en La Josefina, las rocas de la Formación Bajo Pobre podrían haber sufrido un mayor grado de fusión de la fuente y tendrían, a su vez, ligeramente menor grado de influencia de la corteza superior que las de la Formación Chon Aike.

La distribución de ETR para las lavas riolíticas del área La Josefina presenta un decrecimiento en estos elementos (Echeveste et al., 1998), como ocurre en las secuencias calcoalcalinas orogénicas. Estos últimos autores señalan que las anomalías negativas en Eu son muy suaves mientras que Pankhurst y Rapela (1995) indican que las anomalías en Eu suaves corresponderían a rocas de la Formación Bajo Pobre y proponen para las rocas de alta sílice (>77%) mayores anomalías negativas. Esto es coincidente con lo determinado por Fantauzzi (2003) para vulcanitas del sector central del MD. La anomalía negativa en Eu determinada por Guido (2002) para vulcanitas ácidas del sector oriental del Macizo del Deseado no es tan notable y es similar a los datos obtenidos por Echeveste et al. (1998).

Echeveste et al. (1998) indican un empobrecimiento marcado en ETR pesadas, con una relación promedio $(La/Lu)_N$ cercana a 37. Estos valores son altamente mayores que los determinados para la Formación Chon Aike en el sector central del Macizo del Deseado, que van de 5.2 a 12.29 (Fantauzzi, 2003) y más elevados aún que los obtenidos por Pankhurst y Rapela (1995) y Fantauzzi (2003) para la Formación Bajo Pobre que varía de 6 a 7 y de 5.12 a 7.87, respectivamente. Este decrecimiento en ETR pesadas estaría indicando la presencia de granate o circón en la fuente (Rollinson, 1993), ya que la presencia de estos minerales provoca una fuerte variación en los coeficientes de partición de los ETR.

La afinidad con un ambiente de tipo arco magmático que tienen estas vulcanitas se evidencia muy bien en los diagramas petrotectónicos presentados y en el patrón definido por los ETR.

Según Pankhurst y Rapela (1995) y Riley et al. (2000) los datos isotópicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y Nd) apoyan la cogénesis de las rocas de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike y confirman que no existen diferencias isotópicas de importancia entre estas unidades. En La Josefina, Fernández et al (1999) determinaron para las lavas riolíticas una relación inicial (Ri) de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,70754 \pm 0,00037$ que se encuentra comprendida dentro del rango de valores establecidos para otras vulcanitas jurásicas del MD (Cuadro 3-8).

Ubicación	Formación	Ri $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Autores
La Josefina	Chon Aike	$0,70754 \pm 0,00037$	Fernández et al. (1999)
Sector occidental MD	Chon Aike	0.70588	de Barrio (1989)
Varios sectores MD	Chon Aike	$0,70660 \pm 0,00002$	Pankhurst et al. (1993)
Sector central MD	Bajo Pobre	0,70635 a 0,707891	Pankhurst y Rapela (1995)
Sector central MD	Bajo Pobre	0.70514 a 0.70775	Fernández et al. (2000)
Sector central MD	Chon Aike	0.70606 a 0.70683	

Cuadro 3-8. Valores de relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de vulcanitas jurásicas del Macizo del Deseado.

Se concluye que las vulcanitas de las formaciones Bajo Pobre y Chon Aike tienen una fuerte vinculación genética evidenciada por los datos isotópicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, relaciones de isótopos de Pb, isótopos de Nd) y por el comportamiento de los elementos trazas y de los ETR.

3-2-4. DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES SOBRE EL VOLCANISMO JURÁSICO

Origen y marco tectónico

El origen y marco tectónico de este importante volcanismo ha sido objeto de intenso debate en el ámbito de la investigación en los últimos años (Gust et al., 1985; Kay et al., 1989; de Barrio, 1993; Pankhurst et al., 1993a,b; Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst et al., 1998; Feraud et al., 1999; Riley et al., 2000; Busá et al., 2000 y Fantauzzi, 2003).

Riley et al. (2000) postulan que se trata de rocas que se originaron por magmas en los que actuaron un conjunto de procesos englobados bajo la denominación MASH (Melting, Assimilation, Storage and Hybridization). Se trata de un modelo propuesto por Hildreth y Moorbath (1988), por el cual se produce la fusión parcial (anatexis) de la corteza inferior debido al efecto térmico producido por el emplazamiento de magmas máficos provenientes del manto (Fig. 3-127). El magma originado es isotópicamente homogéneo y de composición andesítica a dacítica, y las riolitas son el resultado de procesos de cristalización fraccionada a partir de este magma en cámaras ubicadas en la corteza superior.

Recientemente Fantauzzi (2003) indica que el magma que dio lugar al volcanismo jurásico se habría originado a partir de fundidos provenientes de la fusión de la placa oceánica subductada y de una roca peridotítica del manto. Mediante balance de masa, determina que las rocas intermedias de la Formación Bajo Pobre derivarían, en parte, de un fundido silícico proveniente de un 3 % de la fusión del *slab* oceánico y que las unidades de la Formación Chon Aike se formaron a partir de una menor fusión de ese material. Asimismo calculó que en relación al material peridotítico, este también proviene de la fusión de un 8 % para la Formación Bajo Pobre y de un 5 % para la Formación Chon Aike. Además sostiene que estas Formaciones no están relacionadas por procesos de cristalización fraccionada aunque puede explicarse por este proceso la evolución de cada una de ambas unidades. Por otra parte, Busá et al. (2001) mediante estudios de inclusiones fundidas atrapadas en cristales de las volcanitas de la Formación Bajo Pobre (ortopiroxeno y cuarzo) y de la Formación Chon Aike (cuarzo) concluyen que estas unidades no pueden explicarse por medio de una evolución en común.

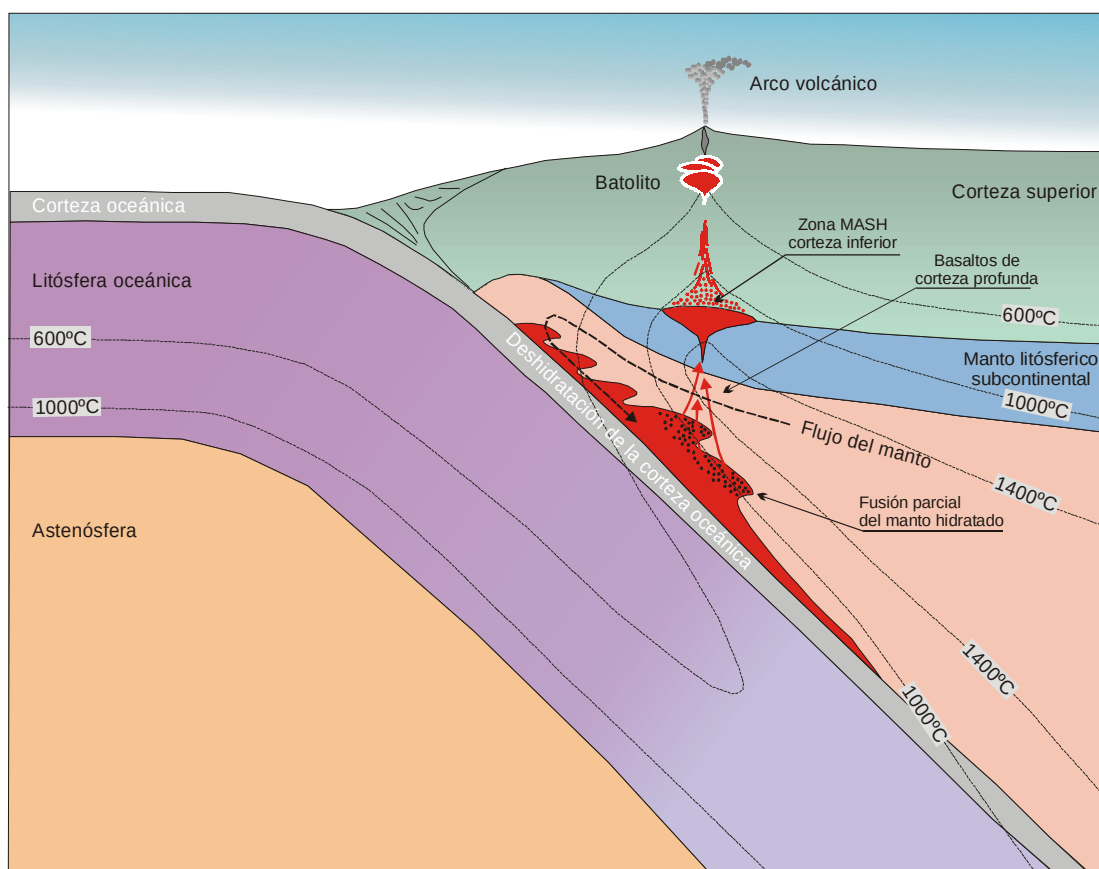


Fig. 3-127. Esquema que representa el modelo MASH propuesto por Riley et al. (2000) para el origen de las vulcanitas jurásicas del Macizo del Deseado.

Pankhurst y Rapela (1995) propusieron como fuente de los magmas jurásicos, una corteza inferior, cuya fusión origina los magmas jurásicos, le asignan una edad Greendville e indican que estaría hidratada y sería pobre en elementos litófilos de radio iónico grande. Sobre la base de datos isotópicos, estos autores apoyan la teoría de que la fuente que generó los magmas jurásicos podría ser un manto litosférico superior enriquecido o una corteza inferior juvenil, empobrecida en LILE. Asimismo Bertrand et al. (1999) postulan que el manto litosférico estaba enriquecido por procesos de subducción y que eso les confiere características de arco a las vulcanitas jurásicas.

El ambiente tectónico en el momento de la formación de este volcanismo era extensional, íntimamente relacionado con el inicio del desmembramiento de Gondwana y a procesos de subducción a lo largo del margen occidental del continente (Pankhurst et al., 1998) y posiblemente a una pluma del manto en la base de la litósfera (Fantauzzi, 2003). El régimen de subducción que se produce desde el Pérmico-Triásico al Jurásico medio-Cretácico temprano en el Macizo del Deseado y tiene una velocidad de convergencia lenta a muy lenta, por lo que la corteza continental al este del arco estaba preferentemente sujeta a un régimen extensional con desarrollo de hemigrabenos NNO-SSE. Este proceso extensional culmina con la apertura del océano Atlántico Sur y el inicio de la subducción (Bruhn et al., 1979; Uliana et

al., 1985; Gust et al., 1985; Uliana y Biddle, 1987; Ramos, 1988; Kay et al., 1989; Storey y Alabaster, 1991; de Barrio, 1989-1993; Pankhurst y Rapela, 1995; Alric et al., 1996 y Pankhurst et al., 1998).

Este régimen extensional ha sido favorable para el emplazamiento de magmas a una profundidad de entre 5 y 10 kilómetros, esto sumado a zonas de debilidad en la porción superior de la corteza desencadenaron mecanismos explosivos que dieron lugar a los depósitos ignimbríticos ácidos, acompañados de extrusiones subvolcánicas, que se desarrollaron hasta más de 500 kilómetros del arco. La extensión de este proceso hacia el sur (Territorio Antártico) y el norte (Macizo Nordpatagónico) ya fue propuesta por Pankhurst et al. (1998) quienes relacionaron este volcanismo dentro de lo que denominaron “Provincia Volcánica Chon Aike”. Además dicho volcanismo posiblemente se desarrolla hacia Australia (Doleriti de Tasmania) y Sudáfrica (Provincia del Karoo) como un importante proceso magmático asociado a la pre-ruptura y ruptura de Gondwana (Fig. 3-128).

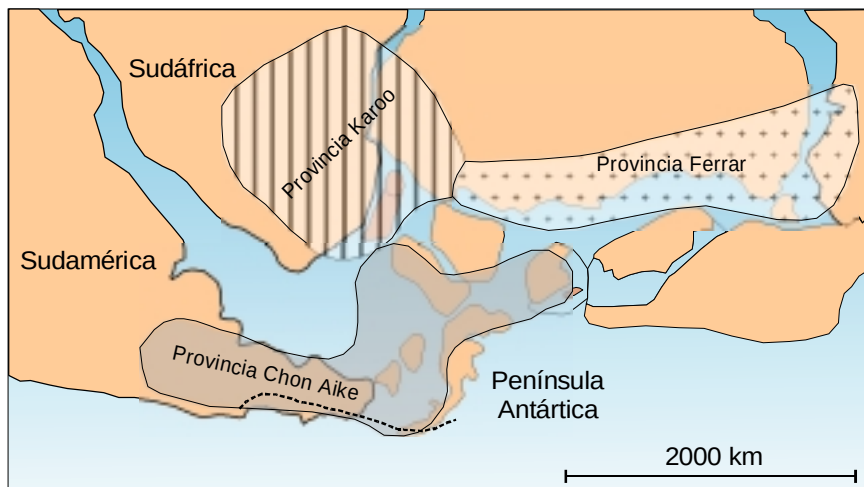


Fig. 3-128. Mapa esquemático que representa la actividad magmática asociada a la pre-ruptura de Gondwana (modificado de Fantauzzi (2003).

Evolución del volcanismo jurásico

Conforme a las dataciones realizadas en este trabajo (SHRIMP= 152 ± 2.8 Ma) y las efectuadas anteriormente (K-Ar= 153.2 ± 3.6 Ma y 148.8 ± 3.6 Ma por Arribas et al. (1996) y Rb/Sr 150 ± 4 Ma por Fernández et al. (1999), el volcanismo mesozoico en el área La Josefina tuvo su clímax en el Jurásico superior (Oxfordiano), durante un período de aproximadamente 4 Ma. En este lapso temporal se desarrollaron varios procesos volcano-sedimentarios relacionados a erupciones magmáticas tanto explosivas como no explosivas asociadas a una tectónica extensional muy activa.

Es frecuente que los episodios eruptivos de composiciones andesíticas a riolíticas como los del área estudiada, comiencen con fases eruptivas explosivas y finalicen con fases lávicas, constituyendo un ciclo eruptivo característico que suele repetirse cíclicamente. Esto coincide

con un relativo ordenamiento de las erupciones volcánicas planteado por Sparks et al. (1973), que indica que comienzan con depósitos pumíceos de caída de difícil conservación, siguiendo por una etapa volumétricamente importante de ignimbritas y surges y termina con una fase efusiva lávica.

El volcanismo se inició con un período de tumescencia por el ascenso de magma producto de fusión parcial en zonas profundas que produce un abovedamiento del basamento metamórfico (Fig. 3-129 A). Luego se inician una serie de erupciones explosivas que comenzaron a aproximadamente 153 Ma (límite Caloviano-Oxfordiano) con la depositación de los mantos ignimbríticos ricos en cristales del Miembro Piedra Labrada (Fig. 3-129 B).

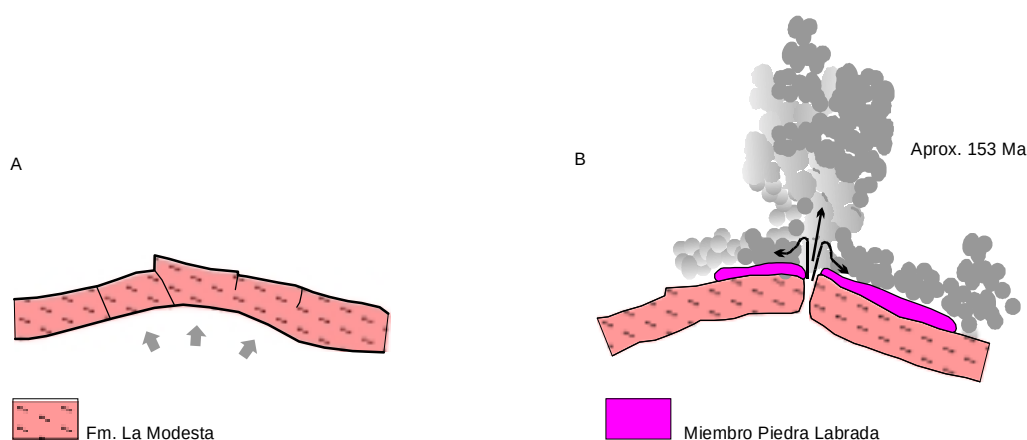


Fig. 3-129 A. Abovedamiento del basamento metamórfico por fusión parcial en zonas profundas.

Fig. 3-129 B. Depositación de mantos ignimbríticos del Miembro Piedra Labrada.

A esta actividad explosiva, le siguió un período de erupciones lávicas riolíticas que formaron los primeros domos del Miembro La Josefina (Fig. 3-129 C) asociados a flujos piroclásticos de bloques y cenizas producto de colapsos gravitacionales o erupciones explosivas. Además se produjo el emplazamiento a poca profundidad del pórfido “del Este” (Formación Bajo Pobre).

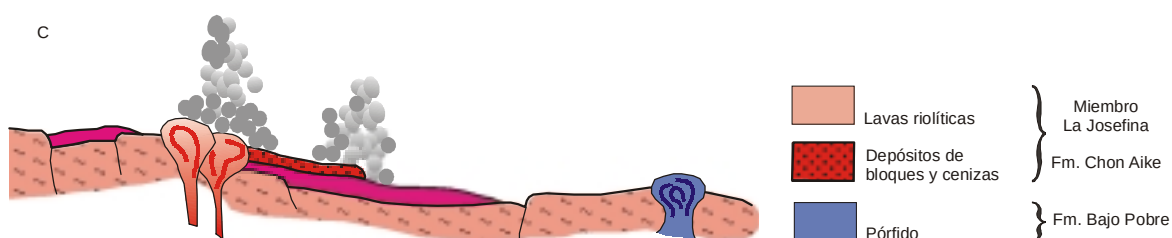


Fig. 3-129 C. Efusión de domos lávicos del Miembro La Josefina (Formación Chon Aike) e intrusión del Pórfido de la Formación Bajo Pobre.

La reactivación de la actividad explosiva generó los depósitos ignimbríticos ricos en pómez y líticos y los depósitos retrabajados que conforman el Miembro Mogote Hormigas, circunscriptos a zonas topográficamente más bajas. (Fig 3-129 D y 3-129 E).

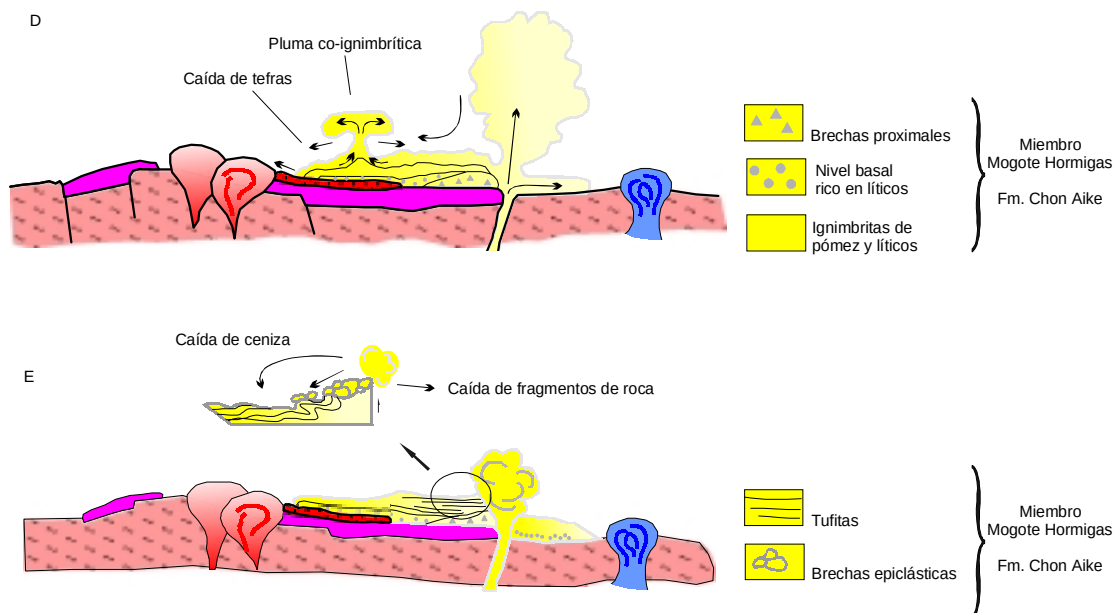


Fig 3-129 D. Deposición de las subfacies piroclásticas de flujo del Miembro Mogote Hormigas.

Fig. 3-129 E. Deposición de las subfacies volcánicas retrabajadas del Miembro Mogote Hormigas.

Posteriormente se desarrolló un importante período de volcanismo explosivo que dio lugar a depósitos ignimbríticos de los miembros Escalera, Cerro de la Cueva y Cerro Jorge Paz (Fig. 3-129 F). Las ignimbritas del Miembro Escalera y Cerro de la Cueva y sus depósitos asociados, representan un acontecimiento localizado que ha tenido lugar en el sector centro norte del área mientras que los depósitos piroclásticos del Miembro Cerro Jorge Paz se desarrollan a lo largo de toda la porción oriental.

Fracturamientos distensivos afectaron a las unidades descriptas y provocaron un hundimiento local de bloques, con formación de relieves relativamente abruptos y el relleno por facies epiclásticas gruesas como brechas de talud y brechas conglomerádicas como las aflorantes, al pie de los cerros de la Cueva y Jorge Paz (Fig. 3-129 G).

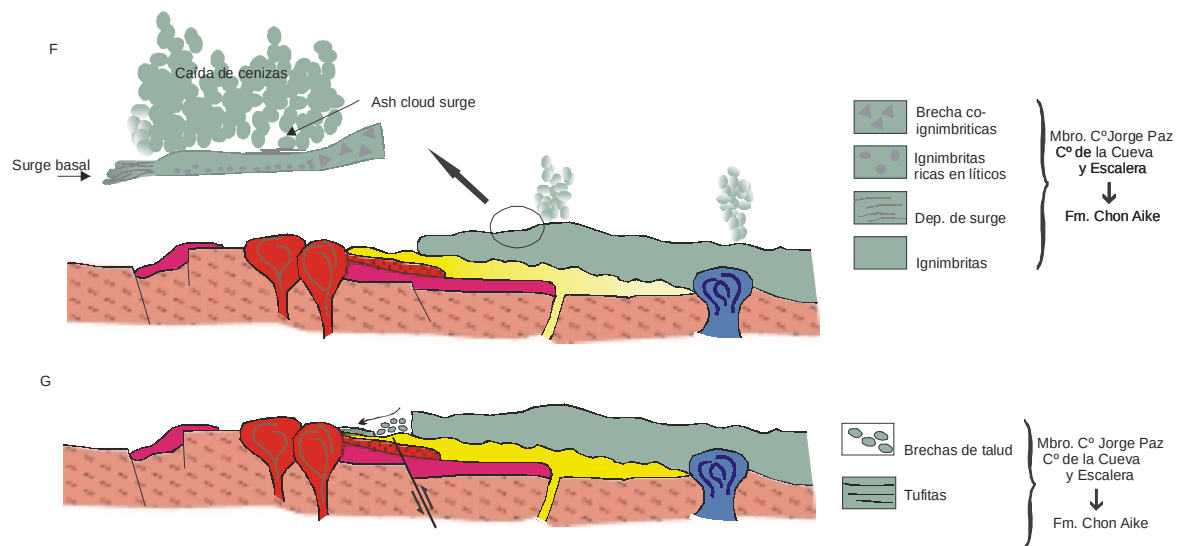


Fig. 3-129 F. Esquema que representa la formación de las unidades piroclásticas de flujo y surge del Miembro Cerro Jorge Paz.

Fig. 3-129 G. Representación de los depósitos volcanoclásticos del Miembro Cerro Jorge Paz.

En la etapa final la actividad magmática perdió energía dando lugar a los Complejos de Domos lávicos del Miembro La Josefina y a las unidades mesosilíceas de la Formación Bajo Pobre (Fig. 3-129 H) que en el presente trabajo se interpretan como coetáneas y cogenéticas sobre la base de sus relaciones estratigráficas, características geoquímicas e isotópicas.

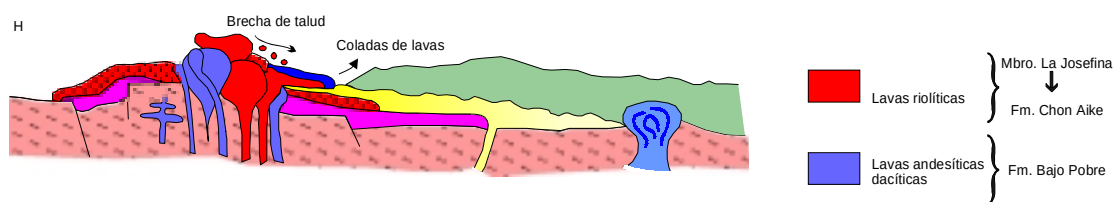


Fig. 3-129 H. Desarrollo de los Complejos de Domos del Miembro La Josefina junto con las unidades mesosilíceas de la Formación Bajo Pobre.

Siguiendo lo señalado por Cas y Wrigth (1982) y McPhie et al. (1993) para regiones volcánicas similares y el modelo propuesto por Cunningham et al. (1991), se sostiene que para el área La Josefina los centros emisores de los materiales volcánicos que originaron los Complejos de Domos Riolíticos coinciden con grandes fracturas (de rumbo NO a NNO) o con intersecciones de fracturas que son el resultado de un complejo sistema extensional (Panza, 1995a).

El desarrollo de los Complejos de Domos del Miembro La Josefina dio lugar a la formación de varios cuerpos dómicos, entre ellos el Domo Riolítico Rojo. Por su parte, asociados espacial y temporalmente a estos cuerpos riolíticos se presentan coladas de lavas tanto riolíticas como andesítico-dacíticas. Estas últimas junto con los domos dacíticos corresponden a unidades de la Formación Bajo Pobre. Se interpreta que fueron los complejos dómicos los responsables de estas efusiones lávicas en forma de coladas que fluyeron desde la fractura noroeste-sureste hacia el norte.

La presencia de diques y filones capas andesítico-dacíticos cortando tanto a las rocas del basamento metamórfico (Formación La Modesta) como a las rocas ácidas que conforman los Complejos de Domos La Josefina, indican que el magma en los estadios póstumos tenía menor contenido de SiO_2 . La orientación de parte de estos diques coincide con la dirección noroeste-sureste del lineamiento regional que controla estos sistemas eruptivos, que posiblemente se reactivó en los estadios finales de estas efusiones lávicas. En el Complejo de Domos Chico, estos diques se disponen claramente a su alrededor siguiendo un recorrido curvilíneo con diseño circular, lo que permite inferir que se trata de diques anulares que se han originado a partir de un campo de esfuerzos muy puntual en estrecha vinculación con dicho complejo. Algunos de estos diques subverticales posiblemente haya sido el canal de ascenso de magma a la superficie. Asimismo los filones capa están directamente asociados a estos diques y se han formado cuando la densidad del magma se ha equiparado con la de la caja y el gradiente de presión no ha sido suficiente para continuar con el ascenso.

El desarrollo de un nuevo ciclo explosivo-efusivo en el área La Josefina está representado por las ignimbritas del Miembro María Esther y las lavas del Complejo de Domos del mismo nombre (Fig. 3-129 I). De acuerdo a Fernández et al. (1999) estas últimas tienen edades cercanas a los 149 Ma (Oxfordiano) que permiten interpretar la edad de uno de los últimos procesos volcánicos del área. Las variaciones en el régimen eruptivo durante cada ciclo de actividad volcánica, que van desde piroclástico-explosivo hasta lávico, se pueden explicar por las fracturas formadas en el aparato volcánico durante las fases explosivas, las mismas aumentan considerablemente la permeabilidad del sistema, permitiendo el escape de gases y en consecuencia, la disminución de la presión interna y pasaje de un vulcanismo explosivo a uno de tipo efusivo. Los depósitos de caída que forman la parte inferior del Miembro María Esther, representan los depósitos pumíceos y de ceniza que marcan el comienzo de un ciclo eruptivo.

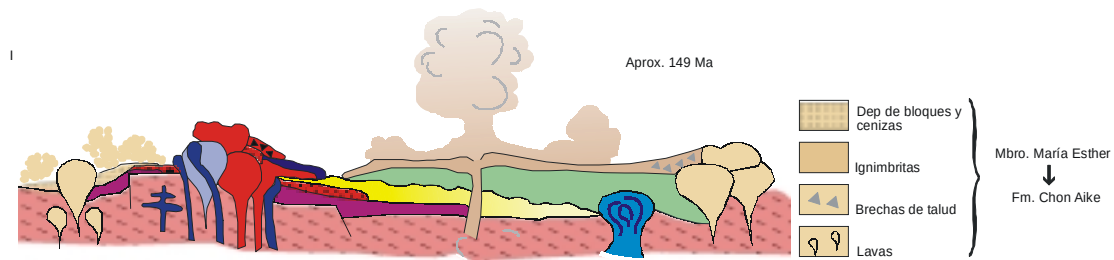


Fig. 3-129 I. Esquema que muestra el desarrollo del Miembro María Esther.

Los restringidos depósitos de flujo de bloques y cenizas asociados al Complejo de Domos Riolíticos María Ester Norte son el producto del colapso de un domo. Además asociados a los Complejos Dómicos se han encontrado importantes depósitos de rocas volcaniclásticas retrabajadas tipo brechas de talud, se las interpreta como tal por ser depósitos heterolíticos, masivos, clasto sostén y que están pobremente estratificados. Generalmente estas rocas están asociadas a márgenes empinados de flujos lávicos o domos. Las partes finas denominadas aquí como “estratificado” se forman por resedimentación rápida de partículas piroclásticas o autoclásticas.

En la última etapa del vulcanismo Jurásico, en la porción occidental del área, aparecen las reoignimbritas del Miembro Valenciana que Echeveste et al. (1999) proponen como uno de los productos más tardíos de la actividad volcánica explosiva del sector central del Macizo del Deseado (Fig. 3-129 J).

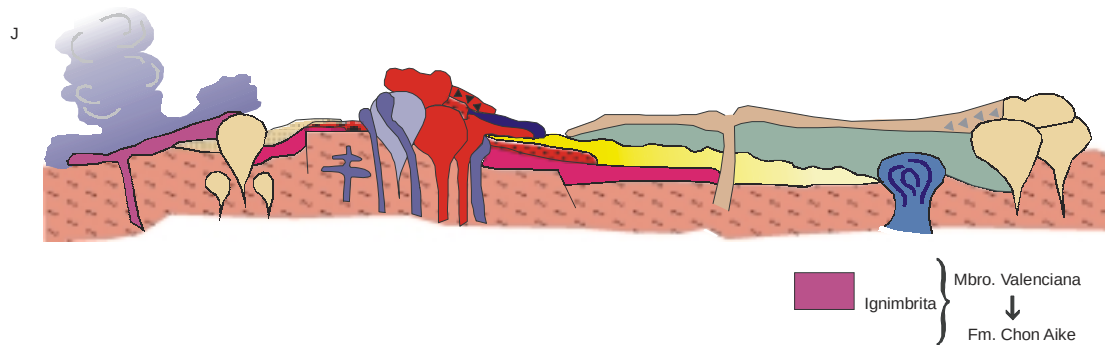


Fig. 3-129 J. Formación de reoignimbritas del Miembro Valenciana.

Es difícil determinar la forma de los edificios volcánicos originales que han generado las diferentes unidades volcano-piroclásticas en el área La Josefina. De acuerdo con Fernández et al. (1996) el vulcanismo en el sector estudiado, ha sido de tipo fisural con el desarrollo de fosas activas (o hemigrábens) alargadas en sentido N-S y NO que tienen un continuo hundimiento

hacia el este. Según Uliana et al. (1985) este modelo de vulcanismo fisural provocó que los centros efusivos no tengan las típicas formas circulares.

Los flujos ignimbríticos descritos en este trabajo corresponden a depósitos con “relación de aspecto” elevada (Walker, 1983) que se caracterizan porque se concentran en valles, fluyen con forma de lóbulos y en muchos casos se extruyeron a altas temperaturas. Posiblemente estos sistemas de hemigrabens quedaron en parte obliterados porque se rellenaron con estos depósitos producidos por flujos que son de gran volumen y cuando se desplazan sobre superficies suaves originan el anegamiento del paisaje, formando un plateau (Llambias, 2003). Por otra parte, los depósitos de brechas de talud, los domos lávicos tardíos de tipo resurgentes y los materiales laminares que sugieren la presencia de cuerpos de aguas someros constituyen otros indicadores de estructuras de colapso y/o relleno de esas fosas.

3-3. UNIDADES POS-JURÁSICAS

Introducción

En la Patagonia durante el Terciario y Cuaternario se generaron extensos mantos basálticos (Fig. 3-130). En el área La Josefina (**Mapa 1:50000**) están representados por rocas que forman las mesetas más altas y que son asignadas a la unidad conocida como Basalto

Cerro del Doce, y además coladas de importante distribución areal, correspondientes al Basalto La Angelita, que afloran en las partes bajas del relieve. Por último, depósitos modernos (aluviales, coluviales y de bajos) se distribuyen irregularmente en todo el sector estudiado.



Fig. 3-130. Esquema que muestra la distribución aproximada de los basaltos cenozoicos (en gris) en el Macizo del Deseado y la Patagonia (modificado de D’Orazio et al., 2004).

3-3-1. BASALTO CERRO DEL DOCE

Antecedentes y distribución regional

Panza (1982) incluyó dentro de esta unidad a las volcanitas básicas alcalinas que como coladas y “necks” se distribuyen en forma saltuaria, principalmente en el sector nororiental y central de la Hoja Geológica 4769-III “Destacamento La María”. Estas rocas fueron consideradas como “Rocas Basálticas” por Roll (1938) o como “Rocas Igneas” por Di Persia (1958,1959). Para el área de la estancia La Josefina, Viera y Márquez (1975) se refirieron a los mismos como “Basalto 2”.

En el Macizo del Deseado, los asomos de esta unidad integran una franja que se extiende desde el cañadón Pirámides hasta la estancia Cerro Argentino. Sus principales afloramientos constituyen un campo lávico continuo, entre las estancias La Juanita, La Delia, San Raúl y Mirasol. A este ciclo pertenecen también los basaltos que afloran en el Bajo Pobre,

Bajo La Herradura y Bajo de las Pocas Pilchas. Pueden citarse como rasgos geográficos, los cerros del Bajo Pobre, Negro, Mirador, La Taba, Sombrero y de las Vacas, así como la Meseta Fernández. Otros campos importantes se encuentran entre las estancias El Dorado y Cerro Argentino y al sur de la estancia La Sorpresa. Otros afloramientos de reducidas dimensiones, se destacan en la estancia San Manuel, cerro y bajo de la Taba y en la estancia San Agustín. La localidad tipo se encuentra en el cerro del Doce (Panza, 1982), ubicado a unos 32 km al noroeste del ex destacamento policial de Gobernador Moyano.

Rasgos geológicos y petrológicos

Los basaltos que integran esta Formación se identifican con claridad en las imágenes satelitales por su coloración oscura. Constituyen asomos de reducidas dimensiones que conforman principalmente las mesetas más altas en las inmediaciones del casco de la estancia La Josefina y al sur del casco de la estancia Piedra Labrada. Son remanentes de coladas lávicas actualmente muy desmembradas por erosión, en las que se observa la formación de bardas subverticales. En general, los afloramientos están dispersos como lomadas cubiertas por gran cantidad de bloques prismáticos con aristas redondeadas por meteorización o por un diaclasamiento subhorizontal que puede ser el predominante y que origina lajas irregulares. Estos bloques impiden el reconocimiento de los distintos pulsos lávicos. Además estos basaltos se caracterizan por una marcada disyunción columnar.

Se han reconocido dos niveles que probablemente representen la superposición de algunas coladas. El nivel inferior es lajoso y de color negro y el superior tiene aspecto poroso y es de color morado por la presencia de óxidos de Fe.

Los afloramientos mayores corresponden a mantos de un espesor variable de 5 a 20 metros y los asomos de pequeña extensión areal usualmente corresponden a una única colada, cuyo espesor no supera los 2 metros.

La roca tipo es un basalto gris oscuro, de textura afanítica a algo porfírico. En general se presenta muy alterado y con una costra de meteorización. Tiene escasos y pequeños fenocristales de olivina alterados a un material rojizo y escasas plagioclasas blanquecinas. Presenta algunos nódulos subesféricos verdosos de olivina, de aproximadamente 5 milímetros de diámetro. Son microvesiculares y raramente presenta amígdalas esféricas (5-8 milímetros) o alargadas (3-5 centímetros), rellenas indistintamente por cloritas o calcita. Estas variedades vesiculares o amigdaloides aparecen en la parte superior de las coladas.

Relaciones estratigráficas y edad

En el área La Josefina, el basalto Cerro del Doce se apoya en discordancia sobre las volcanitas jurásicas de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike. Asimismo en otros sectores

del Macizo del Deseado, está por encima de la Formación Baqueró y de distintas unidades del Grupo Chubut. Las coladas basálticas del neógeno superior rellenan depresiones, por lo tanto se disponen topográficamente por debajo.

Sobre la base de la posición topográfica y a las características generales de las lavas, Panza (1982) les asignó una edad eocena, confirmada por la datación radimétrica sobre roca total (método K-Ar) de una muestra de la localidad tipo que brindó una edad de 39 ± 5 Ma. Este episodio lávico es sincrónico con las efusiones asociadas al Basalto Posadas (Riggi, 1957) en la región del lago Pueyrredón y Cordillera Patagónica Austral. Este evento, de acuerdo con Ramos (1982) y Ramos et al. (1982) tuvo un máximo de actividad volcánica entre los 45 y 48 Ma (correspondiente al Eoceno Medio), si bien se han obtenido edades más jóvenes (Paleoceno superior o Eoceno inferior), que permiten inferir que la actividad volcánica se extendió entre los 60 y los 40 Ma. Asimismo, se correlaciona temporalmente con los basaltos eocenos del sector de la Meseta del Lago Buenos Aires (Argentina y Chile) y cuya edad fue definida por Charrier et al. (1878, 1979) y por Ramos et al. (1982), y con las basanitas del este del lago San Martín (Bahía de la Lancha) que brindaron edades de 40 ± 6 y 46 ± 5 Ma (Riccardi, 1971).

3-3-2. BASALTO LA ANGELITA

Antecedentes y distribución regional

Panza (1982) propuso esta denominación para incluir a extensos mantos basálticos de espesor reducido que se derramaron en las partes bajas de buena parte del Macizo del Deseado (Panza, 1984, 1986, 1995a y b), considerándolos de edad pleistocena media a superior baja. Di Persia (1958, 1959) englobó a todos los basaltos bajo la denominación de “Rocas Igneas”. Pezzi (1970) se refirió a los “Basaltos Bajos” de edad cuaternaria (por contraposición con los “Basaltos Altos” del Terciario).

En el Mapa Geológico de la Provincia de Santa Cruz (Panza et al. 1994) agrupó a estas lavas dentro de un ciclo Plioceno-Pleistoceno. Por su parte, Del Blanco et al. (1994) y Fernández et al (1996), para el área La Josefina, los mencionan como basaltos cuaternarios, que homologan al Basalto La Angelita.

El basalto La Angelita constituye un campo lávico de grandes dimensiones, conocido como meseta El Pedrero, que se desarrolla en el sector centro oriental de la Hoja Geológica 4769-III “Destacamento La María”, desde la estancia La Española por el norte hasta casi el límite sur de esta Hoja, en cercanías de la estancia Las Vallas. Otra larga y estrecha faja correspondiente a estas lavas aflora en la esquina suroccidental de esta Hoja geológica. La localidad tipo se encuentra al este de la comarca en estudio, en cercanías del Bosque Petrificado (Panza, 1982, 1998).

El principal campo lávico del Basalto La Angelita tiene un ancho que varía entre unos pocos centenares de metros en la estancia San Segundo hasta unos 35 km en dirección este-oeste (laguna del Toro Blanco) y unos 68 km en sentido norte-sur. El otro campo lávico, situado entre las estancias La Bajada, La Marcelina y Santa Rosa, tiene un rumbo aproximado NE-SO y una longitud de unos 50 km en línea recta. Al sur de la laguna del Guadal y en el Puesto del 23, está formado por dos coladas de unos 8 a 10 m de potencia.

En el campo de la meseta El Pedrero se han reconocido varios centros de emisión ubicados principalmente al este de la estancia San Segundo, norte de la estancia La Sorpresa y al este del Cerro Jorge Paz. Estos constituyen típicos conos de escorias con una planta de contorno subcircular de un diámetro basal de pocos centenares de metros, lo que sugeriría un volumen de material lávico o piroclástico eyectado relativamente reducido, algunos son del tipo de los conos doblemente aportillados (Gonzalez Diaz, 1970), con dos escotaduras por las que se produjo la emisión del material lávico.

Rasgos geológicos y petrológicos

Las coladas de este basalto se presentan aflorando en las partes bajas del relieve y están representadas en toda el área La Josefina, principalmente en la porción norte donde cubren amplias extensiones.

Son basaltos olivínicos oscuros de textura porfírica, su coloración es más clara y presentan en general mayor proporción de vesículas que los del Basalto Cerro del Doce. El espesor varía entre 2 y 5 m (comúnmente 2-3 m), estando su superficie cubierta de grandes bloques y losas de aristas redondeadas. La roca tipo es una variedad afanítica con pocos y grandes fenocristales de olivina, frescos o poco alterados. Asimismo contiene pequeños prismas euhedrales de plagioclasas frescas, de 1 a 5 milímetros.

Las coladas exhiben una sección superior muy vesicular a amigdaloides que no supera 1 metro de espesor y está constituida por una roca afanítica color negro. Esta sección es localmente escoriácea, siendo entonces mayor su grado de alteración y tinción por óxidos de hierro. La sección media o principal, de 1 a 2 m, es microvesicular o masiva. La sección inferior, sólo reconocida localmente, tiene 0.15 a 0.30 m de espesor y se caracteriza por ser muy escoriácea y por su color castaño a rojizo morado por oxidación.

Las características de las lavas, en particular la presencia de una sección central maciza o microvesicular, la forma típicamente esférica y regular de las vesículas, la gran extensión areal de las mismas y la uniformidad en sus características litológicas y físicas desde las bocas de emisión hasta sus extremos distales, sugieren que se trataba de lavas muy poco viscosas y ricas en volátiles, rasgos considerados típicos de las lavas tipo pahoehoe.

Relaciones estratigráficas y edad

En La Josefina, el curso de las coladas de Basalto La Angelita está controlado por un relieve previo, cubriendo las partes bajas del mismo aunque no totalmente, como lo evidencia la presencia de remanentes aislados de ventanas lávicas convexas. Cuando el sustrato de los basaltos son rocas friables, se observan notables ejemplos de inversión de relieve.

El contacto del Basalto La Angelita con las unidades infrayacentes se observa en muy pocos casos debido a la cantidad de bloques caídos. Cuando el contacto es visible, las rocas infrayacentes exhiben un metamorfismo oftálico que afecta una faja de reducido espesor (10-15 cm) y que se manifiesta por un cambio de coloración en las rocas a tonalidades ligeramente rojizas y un aumento en el grado de consolidación. Cubre en relación de discordancia a varias unidades más antiguas, como las Formaciones La Modesta, Bajo Pobre y Chon Aike. En otras áreas del Macizo del Deseado, cubre rocas de las Formaciones La Matilde, Baqueró, Centinela y Santa Cruz.

Estos basaltos se asignaron al Pleistoceno, por la relativa buena conservación de las coladas y sus aparatos de emisión (Panza, 1982; de Barrio, 1984). Panza et al. (1994) reunieron a todas las lavas modernas de la provincia de Santa Cruz dentro de un ciclo Plioceno-Pleistoceno. Gorrington et al (1997) dan a conocer el resultado de varias dataciones radimétricas sobre estas lavas, en sectores más al sur o al este de la comarca; para la localidad; la edad obtenida es de $2,0 \pm 0,05$ Ma. Este conjunto de dataciones radimétricas indican una edad del Plioceno superior, pudiendo extenderse en algunos casos al Pleistoceno inferior.

3-3-3. GEOQUIMICA

Sobre dos muestras del Basalto Cerro del Doce y una muestra del Basalto La Angelita fueron realizados análisis geoquímicos por elementos mayoritarios y trazas cuyos valores se presentan en el cuadro 3-9. Mediante la graficación de los resultados en un diagrama TAS (Le Maitre, 1981) (Fig. 3-131 A) corresponden a basandesitas y traquibasaltos.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	FeO	L.O.I
PT13 B CD	53.94	1.68	16.72	10.15	0.13	3.9	9.20	3.85	0.26	0.17	6.23	4.36	1.8
PT14 B CD	50.11	2.27	15.57	11.49	0.16	5.79	8.45	4.16	1.34	0.66	1.17	10.16	2.44
PT15 B LA	54.27	1.52	17.78	9.13	0.12	4.04	7.91	4.67	0.34	0.22	1.92	7.34	0.64

Cuadro 3-9. Resultados de análisis químicos de basaltos modernos.

	Mg	Cr	Ni	Ba	Rb	Sr	La	Ce	Nd	Zr	Y	Nb
PT13 B CD	0.437	185	102	113	6	253	11	16	16	127	18	13
PT14 B CD	0.505	126	115	332	26	617	29	59	28	259	18	46
PT15 B LA	0.472	197	114	131	7	354	7	15	14	77	11	6

Continuación cuadro 3-9.

El análisis de los elementos trazas normalizados a manto primordial (McDonough et al., 1991), indica para estas volcanitas un comportamiento similar al de las rocas de tipo OIB (ocean island basalts) (Fig. 3-131 B). La afinidad de estas rocas con los basaltos de tipo OIB ya fue propuesta por Kay et al. (1990) y Ramos y Kay (1992).

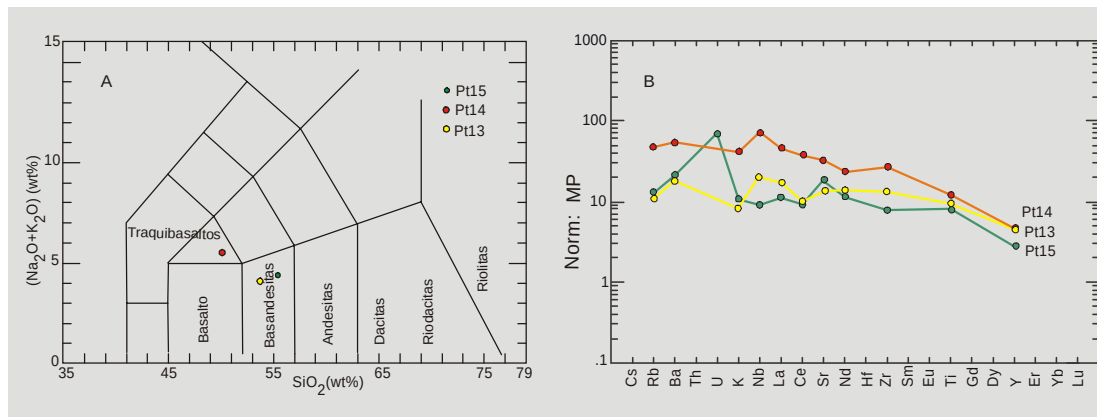
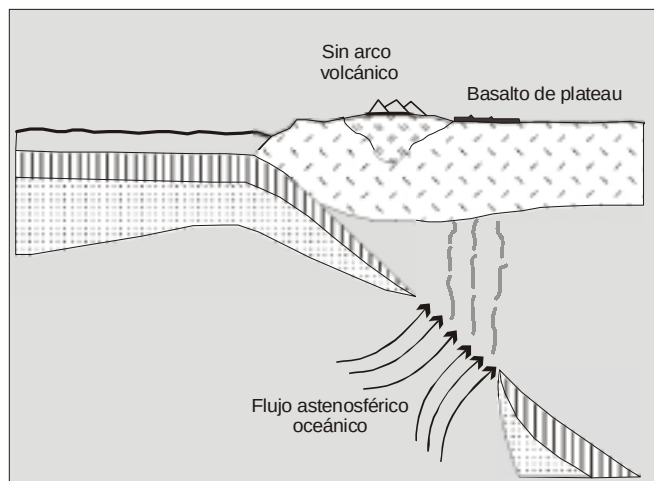


Fig. 3-131 A y B. Diagramas TAS y spider normalizado a manto primordial de las rocas pos-jurásicas.

3-3-4. MARCO TECTÓNICO

El volcanismo basáltico que dio origen al conjunto de unidades asignadas al ciclo Eoceno está vinculado, de acuerdo a Ramos y Kay (1992), a la colisión de la dorsal de Aluk-Farrallon con la placa sudamericana que produjo una subducción oblicua, con migración del



punto triple hacia el sur (desde el paralelo 43° de latitud sur a los 52 Ma, hasta Tierra del Fuego a los 42 Ma; Fig. 3-132).

Fig. 3-132. Desarrollo de los Basaltos de plateau (tomado de Ramos y Kay, 1992).

Al norte del mencionado paralelo se produce un arco volcánico calcoalcalino bimodal con edades que van desde los 64 y 39 Ma y hacia el sur se produce ausencia de volcanismo de arco debido a la subducción de la dorsal oceánica. Los únicos episodios volcánicos a la latitud del Macizo del Deseado se relacionan con procesos extensionales desarrollados en el ámbito de intraplaca (Ardolino et al., 1999). Por lo tanto en el momento de la extrusión de las lavas del Basalto Cerro del Doce, el Macizo del Deseado carecía de actividad magmática de arco y se producían hacia el este estas efusiones de intraplaca que son producto de erupciones de tipo central producidas por fracturación cortical profunda.

Gorring et al. (1997) interpretan al volcanismo que originó al Basalto La Angelita como similar al desarrollado para el Basalto Cerro del Doce. Estos autores postulan que es el producto de discretos porcentajes de fusión originados por la decreciente acción de la astenósfera sobre la corteza continental, a través de la ventana astenosférica originada como consecuencia de la subducción de segmentos de la dorsal de Chile a partir de los 14 Ma. Según Ramos (2002), este volcanismo se desarrolla desde el Terciario superior hasta el Cuaternario inclusive, pero volumétricamente tiene su climax en el Mioceno.

3-3-5. INVERSIÓN DE RELIEVE POS-JURÁSICA

Procesos de inversión de relieve pos-jurásicos son muy evidentes en el área La Josefina y la importancia de su estudio radica en que juegan un rol muy importante en la historia geológica del sector. Son procesos que no quedan evidenciados por la depositación de unidades rocosas, sino por la erosión de estas.

Probablemente, el relieve volcánico jurásico en el área La Josefina no era muy irregular, ya que en general se trata de flujos ignimbríticos de tipo plateau que no generaron importantes edificios volcánicos.

Durante el Cretácico y tal vez Paleoceno, posiblemente hubo una meteorización que junto a procesos eólicos y fluviales moderados generaron zonas relativamente bajas donde se derramaron las coladas del Basalto Cerro del Doce (Fig. 3-132 A). Este tipo de coladas basálticas se caracterizan por su baja viscosidad que les permite fluir sobre superficies con pequeñas pendientes recorriendo distancias de más de 50 km (Llambias, 2003).

Durante el Neógeno, luego de la depositación de los basaltos Cerro del Doce, la región fue sometida a una importante erosión principalmente de tipo eólica acompañada por remoción en masa y acción fluvial que pudieron verse en parte favorecidos por procesos tectónicos neógenos. Asimismo el contraste litológico marcado entre estas volcanitas básicas, resistentes a la erosión, y un sustrato constituido por rocas más friables del Jurásico, favoreció en gran medida a los procesos erosivos que llevaron a una importante inversión de relieve. Esta inversión queda evidenciada por la posición elevada (80-100 m s.n.m.) que presentan las

mesetas de estos basaltos que constituyen planicies estructurales muy desmembradas (Fig. 3-132 B). Las áreas erosionadas fueron cubiertas por las coladas del Basalto La Angelita (Fig 3-132 C).

Las diferencias morfológicas entre los paisajes de las coladas cretácico-paleógenas del Basalto Cerro del Doce y las neógeno-pleistocenas de La Angelita es de al menos 40 metros (Fig. 3-133 y 3-134), esto estaría indicando la alta tasa de erosión que se produjo en este sector del Macizo del Deseado principalmente durante el Neógeno. Actualmente se observan incipientes inversiones de relieve en las coladas de los basaltos modernos de La Angelita (Fig. 3-132 D).

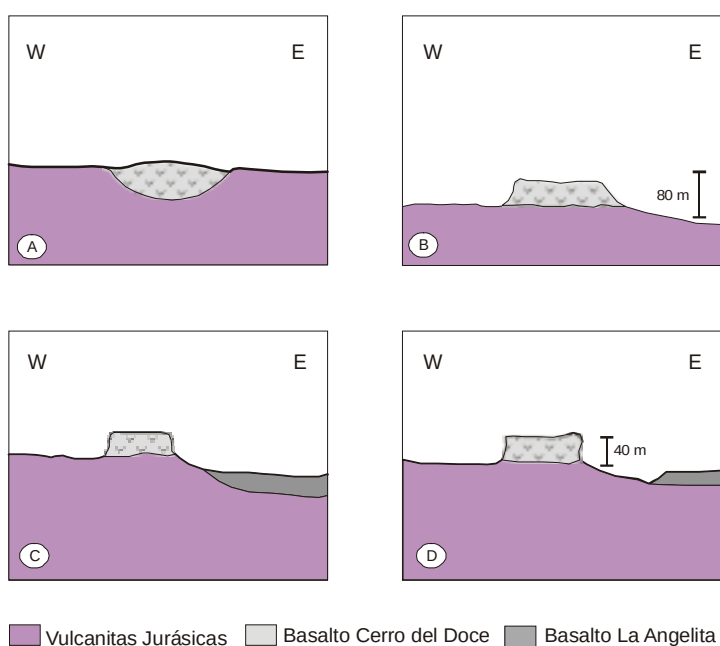


Fig. 3-132. Esquema de la inversión de relieve pos-jurásica en el área La Josefina.



Fig. 3-133. Inversión de relieve en el sector "Veta Norte", los cerros altos corresponden a los basaltos Cerro del Doce y en los bajos se observan las coladas de basalto La Angelita.



Fig. 3-134. Inversión de relieve en las cercanías del casco de la estancia La Josefina.

3-3-6. DEPÓSITOS CUATERNARIOS

Los depósitos actuales del área La Josefina están vinculados a los procesos relacionados con el relleno de las zonas bajas, el derrubio de los faldeos y los depósitos aluviales. En general son materiales inconsolidados, de poco espesor, formados por sedimentos de diferente granulometría.

Depósitos de planicies aluviales (arenas finas a gruesas, gravas, limos y arcillas)

Se trata de sedimentos de planicie aluvial que se observan en los cauces de los principales cursos de agua efímeros. Son depósitos de materiales sueltos generalmente arenosos, de grano fino a grueso y de colores claros (castaño amarillentos a gris blanquecinos). Localmente hay delgadas camadas conglomerádicas intercaladas o bien guijarros sueltos en las arenas. El espesor máximo medido no supera el 1.5 m, si bien puede ser mayor ya que la base no es visible.

Material de derrumbes y deslizamientos (bloques)

Son acumulaciones de materiales sueltos localizados en las laderas de las principales mesetas basálticas, producto de la destrucción mecánica de estas bardas, las cuales se disponen como una orla al pie de las mismas. Cubren gran parte de los faldeos y enmascaran a las capas infrayacentes más friables. La integran fragmentos angulosos a subangulosos de basalto, de tamaño sumamente variable con dimensiones que varían entre 0.1 y 1 m de diámetro, localmente aún mayores.

Sedimentos finos de bajos y lagunas (limos y arcillas)

En el área hay gran cantidad de bajos y lagunas temporarias que constituyen los llamados guadales o barreales. En estas depresiones se depositan sedimentos muy finos (limos, limos arcillosos y arcillas) de colores castaño claros a grises. Las márgenes de las lagunas presentan una zona con abundantes rodados y bloques dispersos, los cuales a veces son llevados hacia la zona central por efecto de los fuertes vientos. En la margen oriental de muchos bajos, este material se mezcla con otro de origen eólico aportado por los vientos dominantes del oeste.

3-4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Introducción

La realización de un estudio estructural en el Macizo del Deseado es algo complejo ya que la espesa cobertura de rocas del Cretácico superior a Cuaternario oculta la mayoría de las evidencias de estructuras previas. Los principales rasgos están representados por fallas de difícil observación directa; muchas de ellas corresponden a fotolineamientos, que pueden inferirse en el campo por el desplazamiento que sufren algunos mantos de rocas piroclásticas de flujo considerados como guías, o también por la presencia de crestones o brechas tectónicas silicificadas y por la observación de muy escasos espejos de fricción. Además porque en ocasiones estas estructuras se alinean en bajos donde se ubican los cursos de agua. En la mayoría de los casos, la inclinación del plano de falla y el movimiento relativo que ocurre a lo largo de la misma no es evidente.

El objetivo de este capítulo es dar a conocer los resultados del estudio estructural realizado y caracterizar fundamentalmente a las estructuras de falla reconocidas. Primero se presenta una síntesis de los sistemas de fracturación definidos para el Macizo del Deseado y de datos previos obtenidos en el área (Fernández et al., 1996). Luego se exponen los estudios realizados en este trabajo sobre las principales fallas, a partir de observaciones realizadas en el terreno y de los datos obtenidos de los testigos de las perforaciones. Finalmente se presenta un análisis que integra la nueva información junto con la existente y que permite arribar a un modelo estructural que incluye los diferentes sistemas de fracturamiento para el área La Josefina y los esfuerzos que los originaron.

Principales sistemas de fracturación del Macizo del Deseado

Con el objetivo de abordar la geología estructural del área La Josefina, se intenta resumir en esta sección los conocimientos actualizados acerca del comportamiento estructural del Macizo del Deseado.

Explicar el origen y evolución de estos sistemas de fracturación en el Macizo del Deseado no es sencillo, ya que se han originado (o reactivado) a partir de una tectónica que está relacionada con la ruptura del sur de Gondwana y la apertura del Atlántico, produciendo una deformación de las rocas por la combinación de dos regímenes tectónicos diferentes, compresivo al oeste, relacionado a subducción del margen convergente, y extensional al este, generado por los estadios de rift temprano durante la apertura del Atlántico sur (Reimer et al., 1996).

La estructura del Macizo del Deseado es el producto de la acción combinada de varias fases diastróficas, desde el Jurásico superior hasta el neógeno, donde el fallamiento ha sido el

rasgo sobresaliente con un estilo estructural dominado por bloques rígidos limitados por fallas, con plegamiento subordinado (Panza, 1986). Por lo general, estas fallas producidas y/o reactivadas durante el Jurásico no pueden ser distinguidas de aquellas del Cretácico o más tardías y probablemente la estructura actual, es muy similar a la de aquellos tiempos. Echavarría (1997) indica la existencia de lineamientos que revelan sistemas de fracturación jurásicos o más antiguos en sedimentos modernos, y postula a partir de esto, que la reactivación de fracturas perdura prácticamente hasta la actualidad.

Panza (1982) definió para la provincia geológica Macizo del Deseado, dos sistemas principales de fracturación, el primero generado en el Jurásico superior lo denominó El Tranquilo. Tiene rumbo promedio N 325° y una conjugada N 60° y desplazamiento horizontal levógiro y dextrógiro, respectivamente, con componente vertical no muy marcada. El segundo sistema, más joven (Cretácico inferior) pero con mayor representación que el anterior, fue denominado Bajo Grande; posee una dirección principal N 296° y una conjugada N 35° con desplazamiento horizontal levógiro y dextrógiro, respectivamente, con componente vertical. Estos lineamientos de dirección NO en la Patagonia extraandina son interpretados como reactivaciones del basamento (Dessanti, 1973) debido a esfuerzos compresivos que, de acuerdo a Ramos (1976) y Panza (1982 y 1995a), debieron provenir del oeste-noroeste para originar el sistema El Tranquilo y del oeste-sudoeste los responsables del sistema Bajo Grande. Echavarría (1997) postuló que los primeros han actuado con mayor intensidad en el sector occidental del Macizo del Deseado, y que los esfuerzos provenientes del sudoeste, han tenido mas influencia en el sur y sudeste de la región donde se desarrolla un intenso fracturamiento de dirección N 300°, y que esta migración del esfuerzo hacia el sur puede coincidir con algún evento que ocasionó el levantamiento de la Cordillera Patagónica.

de Barrio (1989) reconoce en el sector noroeste del Macizo del Deseado un tercer sistema que llamó Río Pinturas con una dirección principal N 10° y una conjugada con rumbo E-O, fracturación temporalmente más joven a las anteriores. Guido (2002) reconoce un sistema en el sector oriental del Macizo del Deseado al que denomina Sistema Bahía Laura, donde la dirección principal es E-O y la conjugada NNE.

Reimer et al. (1996) determinan tres sistemas principales de deformación en el Macizo del Deseado, el primero denominado La Frisia, generado en el Calloviano alto - Oxfordiano temprano, de rumbo principal N 350° (desplazamiento horizontal dextrógiro y generado a partir de un esfuerzo de rumbo NNE) y con una conjugada N 40° (desplazamiento horizontal levógiro). La migración de dicho esfuerzo hacia el oeste (N 350°) produce un segundo sistema de cizalla denominado Zanjón del Pescado con una dirección principal de rumbo N 15° (desplazamiento horizontal levógiro) y una conjugada N 325° (desplazamiento horizontal dextrógiro). De acuerdo a estos autores, durante el Cretácico temprano alto, una nueva migración del esfuerzo (N 315°), desarrolla un nuevo sistema de cizalla conjugado que denominan Bajo Grande, con fallas principales N 340° (desplazamiento horizontal levógiro) y

conjugadas N 290° (desplazamiento horizontal dextrógiro) que coinciden con la dirección principal del sistema del mismo nombre definido por Panza (1982), aunque con un sentido contrario en el desplazamiento horizontal.

Estudios estructurales previos

Panza et al. (2001) determinaron en el sector central del Macizo del Deseado (Hoja Geológica La María) diferentes sistemas de falla. Consideran que los principales corresponden a fallas inversas de rumbo N 320°-335° con suaves inflexiones de hasta N 300° e indican que los altos estructurales generalmente coinciden con asomos de rocas de la Formación La Modesta. En el área La Josefina, asocian a estos bloques altos con estructuras de tipo corrimientos y en el área El Tranquilo, limitando los bloques de las metasedimentitas, proponen, aunque con dudas, fallas inversas de rumbos N 330° (al norte) y N 290° (al sur). Finalmente mencionan fallas directas de escaso rechazo vertical principalmente de rumbo N 15°-25° y secundariamente N 70°-80°.

Marchionni et al. (1997) a partir del análisis de lineamientos en una imagen SAR de ERS-1 determinaron para el sector central del Macizo del Deseado que el sistema de fracturación más desarrollado presenta una orientación aproximada N 325°-335° y lo relacionan con la orientación principal del sistema El Tranquilo, otro sistema identificado es el sistema N 80°-90° aunque de escaso desarrollo. Estos autores indican que no han identificado la dirección principal de fracturación del sistema Bajo Grande pero suponen que es debido a que coincide con la faja de invisibilidad del radar; solo mencionan lineamientos N 25°-35° poco desarrollados que asignan a su conjugada.

En el área La Josefina, el análisis estadístico de 400 lineamientos y cerca de 1100 planos de diaclasas permitió reconocer cuatro direcciones de mayor desarrollo N 340°, N 65°, N 302° y N 36°, que Fernández et al. (1996) asignan a los sistemas El Tranquilo y Bajo Grande determinados por Panza (1982). Estos datos están representados en los diagramas de rosas de la figura 3-135 A y B. Además estos autores indican que las diaclasas generalmente muestran una posición vertical a subvertical. Asimismo determinaron que en el sector sudeste del área La Josefina hay predominio de lineamientos con orientación N 30° (Fig. 3-135 C) asociados a brechas tectónicas y secundariamente mencionan otros lineamientos de rumbo N 330-340°. Estas estructuras estarían vinculadas al hundimiento de los bloques que se ubican hacia el naciente, favoreciendo la depositación de unidades estratigráficamente más jóvenes hacia ese cuadrante, culminando con la aparición de la Formación Baqueró en el extremo este, fuera del área de estudio.

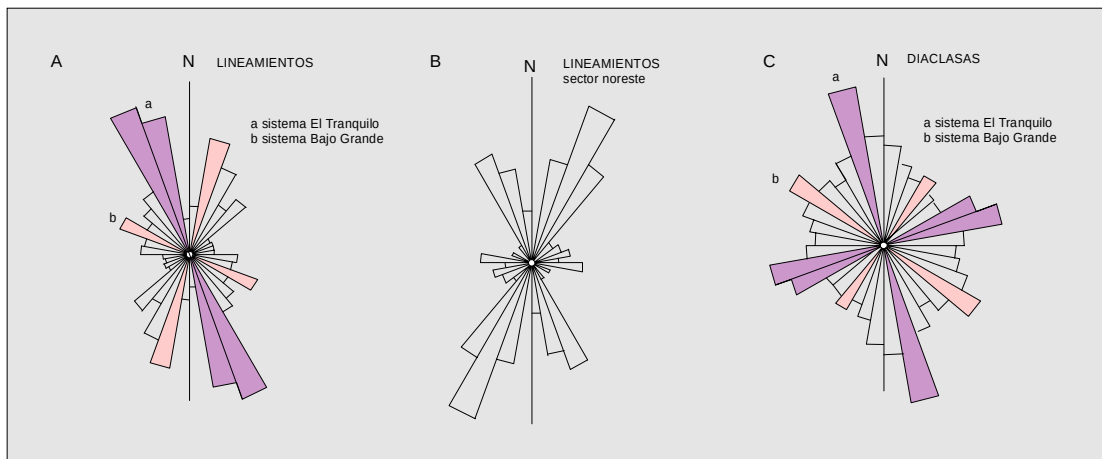


Fig. 3-135. Diagramas de rosas de datos tomados a partir de diaclasas y lineamientos del área La Josefina (Fernández et al., 1996).

Principales zonas de fallas

El levantamiento detallado de las unidades volcánicas permitió determinar los rasgos estructurales más sobresalientes en el área estudiada, así se identificaron 7 estructuras correspondientes a fallas y numerosas estructuras menores.

Una de las fracturas evidentes, denominada “Zona de falla La Josefina” (ZFLJ) se ubica a unos 800 metros al sureste del casco de la estancia homónima; tiene rumbo N 15-20° y unos 1000 metros de corrida por 50 a 100 metros de ancho (**Mapa sector central La Josefina**). Se trata de una brecha con grandes fragmentos (en casos superiores a 1 m³) de ignimbritas de cristales con fiammes del Miembro Piedra Labrada (Fig. 3-136 y 3-137). Estos fragmentos, en algunos sectores se presentan prácticamente sin movimiento, separados por delgados tabiques de material brechoso y microbrechoso de tonalidad gris verdosa, de la misma roca. Tiene una notable piritización superpuesta. Las brechas de talud del Miembro La Josefina, tal como se mencionó anteriormente, se han desarrollado posiblemente a lo largo de esta zona de debilidad de rumbo NNE a N-S con el labio bajo al este. Por otra parte, la disposición de una colada de basalto terciario con esa orientación, estaría evidenciando también la presencia de una zona topográficamente baja, relacionada con esa estructura.



Fig. 3-136. Afloramiento de la brecha de la ZFLJ.



Fig. 3-137. Detalle de brecha de falla de la ZFLJ.

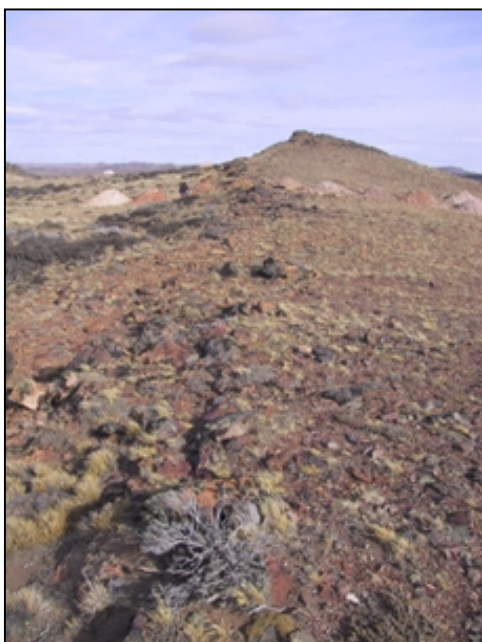
Relacionados con los altos estructurales que conforman las rocas de la Formación La Modesta se determinaron dos fotolineamientos que representan importantes estructuras de fracturamiento que se denominaron LM I y II. La primera es de aproximadamente 7 km (Fig. 3-2), tiene rumbo NO-SE (N 330°) y atraviesa en forma oblicua al pliegue antiforme conformado por las metamorfitas. Sobre la base de los rasgos estructurales mencionados previamente, se puede interpretar a este lineamiento como una zona de cizalla frágil a frágil-dúctil. La complejidad estructural a la que se encuentra relacionada, posiblemente esté asociada con una larga actividad tectónica, vinculada con sucesivas reactivaciones. Estas reactivaciones quedan evidenciadas a través de la disposición de los complejos de domos del Miembro La Josefina y parte de los domos del Miembro María Esther (Formación Chon Aike) que se han emplazado a lo largo de esta zona de fractura en el Jurásico superior. Se interpreta que esta estructura es una zona de cizalla más moderna que el Devónico inferior (edad de la Formación La Modesta) y por sus relaciones con las rocas volcánicas jurásicas parece haber sido ya un alto estructural anterior al menos a parte del volcanismo jurásico.

La otra estructura de falla (LM II) relacionada a las rocas de la Formación La Modesta tiene una longitud de alrededor de 2 km (Fig. 3-2), un rumbo N-S a ligeramente NNE (N 10-15°) y afecta al flanco oeste de la estructura plegada. Presenta características semejantes respecto de la fractura antes mencionada. Representa el extremo norte, de un lineamiento regional, con el labio bajo hacia el oeste. Se interpreta, al igual que al anterior como una estructura que ha sufrido constantes reactivaciones a lo largo de la historia geológica del área.

Se observaron tres importantes zonas de cizalla de orientación NO que coinciden con la dirección de fracturación más representativa determinada a partir de datos de fotolineamientos y diaclasas relevadas por Fernández et al. (1996). Una de estas estructuras está representada por una escarpa de falla (EF) ubicada al sureste al área La Josefina (Fig. 3-138). Se trata de una escarpa continua por unos 4 kilómetros, de dirección N 330° y con el labio bajo al SO que afecta a las unidades del Miembro Cerro Jorge Paz.



Fig. 3-138. Escarpa de falla vista desde la cima del Cerro Piedra Labrada.



En el sector Noreste del área (**Mapa sector Noreste**) se determinaron varias fallas subparalelas de rumbo NO-SE por lo general verticales a subverticales de aproximadamente 700 metros de largo que conforman la denominada “zona de falla Mogote Hormigas” (ZFMH). La falla principal de orientación N 340-350° conforma una pequeña escarpa que alcanza su máximo desnivel (unos 5 m) inmediatamente al este del Mogote Hormigas (Fig. 3-139).

Fig. 3-139. Lineamiento del Mogote Hormigas visto de norte a sur.

No se halló ninguna evidencia en el campo sobre la dirección y sentido del desplazamiento dominante de la ZFMH; no obstante sobre la base de los reconocimientos efectuados a partir de las perforaciones, se la interpretó como una zona de debilidad poco profunda acompañada por fracturamiento frágil extensional de escaso rechazo. Las fuertes inclinaciones de las estructuras planares presentes en los afloramientos de tufitas del Mogote Hormigas y la presencia de rocas brechadas, argilizadas y silicificadas, indican esta zona con dislocaciones. Normalmente las brechas corresponden a brechas de falla con pequeños fragmentos angulosos. Estas fracturas afectan tanto a las ignimbritas de pómez y líticos (al Sur del Mogote Hormigas) como a los niveles tufíticos silicificados. Esta zona de fractura, está acompañada de variado grado de silicificación y, en menor medida, piritización y se asocia a manifestaciones epitermales superficiales.

Asimismo en este sector, se han observado principalmente en las labores de destape (trincheras) fallas más modernas de orientación NE (Fig. 3-140). En el Cerro de las Aguilas se

repite estas zonas de fracturas de orientación NO atravesadas por otras NE que se presumen son más modernas.



Fig. 3-140. Falla NE más moderna, vista en una trinchera realizada sobre la ZFMH.

En el sector conocido como “Veta Norte” (**Mapa sector Veta Norte**) la presencia de una zona de falla (ZFVN) se evidencia por una brecha tectónica (Fig. 3-141 y 3-142) cuyo afloramiento tiene un rumbo variable entre NNE y NO, pero con una dirección predominante N 330° e inclinación de aproximadamente 50° hacia el este. Se destaca porque constituye parte de una importante estructura mineralizada. Cortando estas estructuras mineralizadas se han determinado fracturas de rumbo NE. Un sistema de fallas más modernas, de rumbo ONO y comportamiento dextrógiro (evidenciado por el desplazamiento de algunas estructuras vetiformes) y otro de orientación NNO que provoca un importante brechamiento en las estructuras mineralizadas, afectan a los sistemas mencionados.

Asomos de orientación E-O de brechas de talud al pie del Cerro Jorge Paz y numerosas estructuras menores de igual rumbo en toda el área, pueden interpretarse como asociadas a sistemas de fracturas con esa orientación. Este sistema generó un bloque bajo donde se depositaron manifestaciones hidrotermales superficiales como depósitos calcáreos estromatolíticos. Finalmente, al sur del área la Josefina se determinaron otras estructuras pequeñas, como una falla de dirección ENE a E-O con labio bajo posiblemente al NO, a la que se le asocia una gran escarpa donde se superponen varios mantos de tobas de flujo piroclástico, basculados hacia el sur.



Fig. 3-142. Detalle de brecha de falla de la ZFVN.

Fig. 3-141. Brecha de falla de la ZFVN.

Discusión

A partir del análisis de las estructuras de falla del área estudiada se establecen 2 direcciones principales de fracturas $N 15^\circ$ y $N 330^\circ$, coincidentes aunque con ligeras variaciones, con la dirección principal y conjugada del sistema Zanjón de Pescado definido por Reimer et al. (1996). No se han encontrado indicadores cinemáticos que permitieran definir el movimiento relativo de los bloques según estas direcciones, pero estos autores sugirieron, un desplazamiento horizontal de tipo levógiro para la dirección principal ($N 15^\circ$) y dextrógiro para la conjugada ($N 325^\circ$). Asimismo se interpreta que estas direcciones son el resultado de reactivaciones de estructuras pre-jurásicas, ya que coinciden con las orientaciones de las estructuras que limitan los bloques de las metamorfitas de la Formación La Modesta.

En este trabajo se propone como mecanismo de deformación, para el sector estudiado, la existencia de Zonas de Cizalla Frágil de tipo sinistral con orientación aproximada $N 30^\circ$, producto de un esfuerzo compresivo máximo de dirección $N 350^\circ$ que va rotando hacia el oeste. A partir de una cizalla generada en la dirección propuesta, las estructuras originadas estarían de acuerdo con el modelo teórico propuesto por Petit (1987) para la formación de estructuras frágiles, coincidiendo las cizallas (fracturas) de tipo R y R' con las direcciones principal y conjugada del sistema Zanjón de Pescado (Fig. 3-143).

La ZFMH que tiene una dirección promedio $N 345^\circ$, representa una estructura extensional ya que coincide aproximadamente con la dirección del esfuerzo compresivo

máximo. Las fracturas de rumbo NE que afectan a las estructuras principales del la ZFMH y ZFVN, se corresponden con las fracturas tardías de tipo P del modelo de Petit (1987).

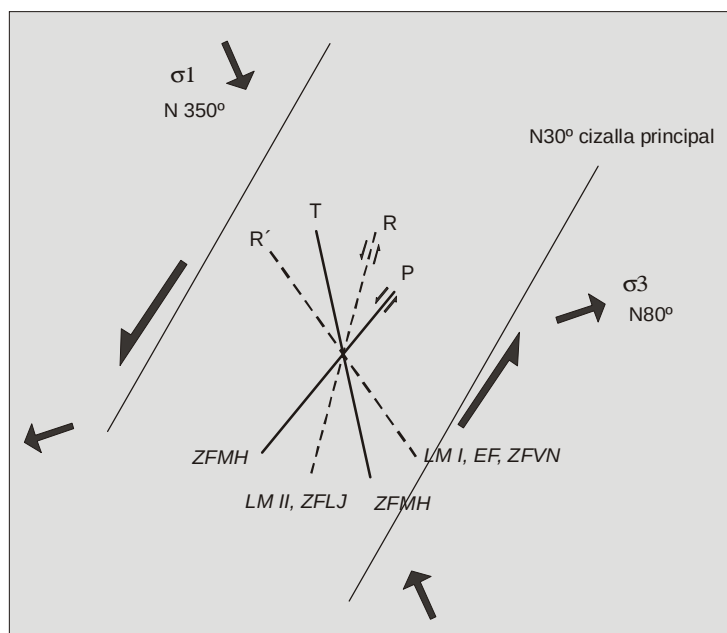


Fig. 3-143. Distribución de las estructuras según el sistema conjugado de cizalla frágil Zanjón de Pescado.

Cortando y desplazando a las estructuras generadas por el sistema Zanjón de Pescado se encontraron principalmente fallas dextróginas de rumbo ONO y estructuras NNO menos desarrolladas que se interpretaron como la dirección principal y conjugada del sistema Bajo Grande definido por Reimer et al.

(1996) que se originaron por un esfuerzo principal proveniente del oeste (Fig. 3-144).

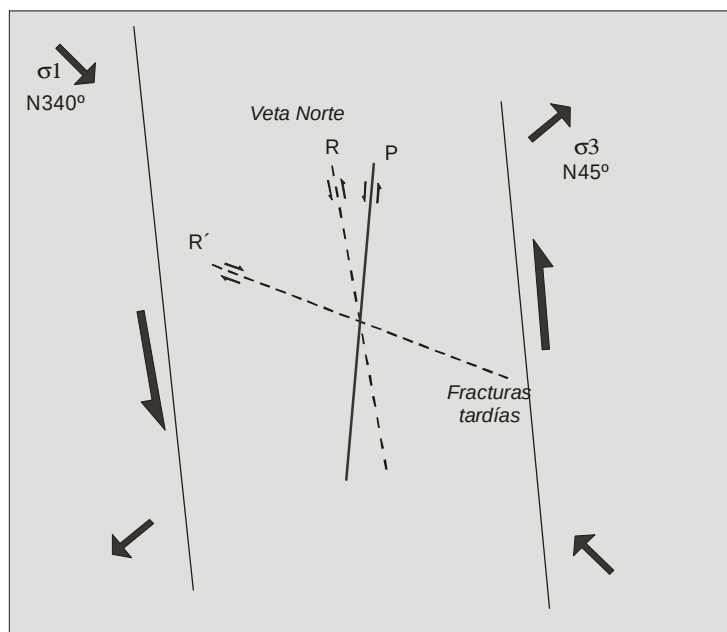


Fig. 3-144. Modelización de las estructuras asociadas al sistema de cizalla frágil Bajo Grande.

Las estructuras de falla E-O son productos de alivios tensionales que provocan fallamiento directo y se presentan asociados a bajos estructurales donde se formaron los depósitos geotermales. Este sistema E-O coincide con las apreciaciones realizadas por Uliana

et al. (1989); Figueiredo et al. 1996) y Homovc et al. (1996), quienes señalan que hacia el Jurásico medio a alto se producen grabens con orientación E-O en el Macizo del Deseado. Asimismo concuerda con las direcciones de fracturación del sistema Río Pinturas y Bahía Laura propuestos por de Barrio (1989) y Guido (2002) para el sector occidental y oriental del Macizo del Deseado, respectivamente.

A partir de estas observaciones se interpretaron nuevamente los diagramas de rosas presentados por Fernández et al. (1996) para los lineamientos del área La Josefina. Del gráfico con los lineamientos de toda el área, surge que predomina la dirección N 330-340° y le sigue la N 20-30°, con una dirección menos marcada N 290-300°. En el sector sureste, se identificaron estos mismos lineamientos aunque con leves modificación en los rumbos, predominan los de orientación N 30°, le siguen los de orientación N 330-340° y finalmente escasos N 280°. Estas tres direcciones determinadas a partir del análisis de los lineamientos coinciden con las

estudiadas en los sistemas de fallas y con las direcciones propuestas por Reimer et al. (1996) para los sistemas Zanjón de Pescado y Bajo Grande (Fig. 3-145).

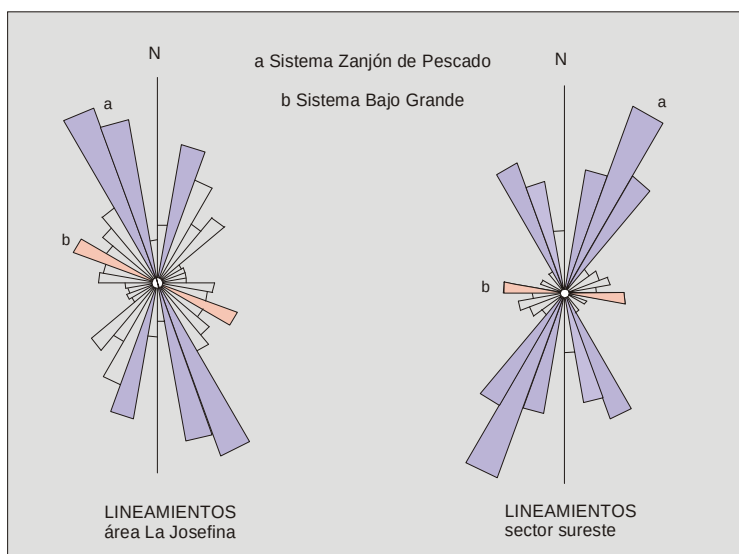


Fig. 3-145. Diagramas de rosas de lineamientos re-interpretados (Modificado de Fernández et al. 1996).

Las observaciones realizadas en este trabajo no coinciden con las interpretaciones propuestas por Marchionni et al. (1997) y Fernández et al. (1996), quienes asignan al sistema El Tranquilo definido por Panza (1982) como responsable de las principales estructuras en el área La Josefina. Se interpreta que mediante este sistema que, de acuerdo con Panza (1982 y 1995a), tiene un esfuerzo de dirección oeste-noroeste, no es posible explicar las estructuras de cizalla extensional en las direcciones N-S y NNE.

Con respecto a la edad de los esfuerzos principales, es de resaltar que estos se desarrollaron junto a los procesos volcánicos que en el área La Josefina tuvieron lugar en el Jurásico superior (Oxfordiano), por lo tanto se postula que los sistemas Zanjón de Pescado y Bajo Grande, se desarrollaron dentro de ese período de tiempo. El primer sistema mencionado es más joven y como se verá más adelante es el más importante desde el punto de vista metalogénico porque a él se asocia la mineralización.

Interpretación

En el sector estudiado, las evidencias de los ciclos famatinianos y gondwánicos no son claras. Posiblemente el final del ciclo orogénico Famatiniano (Paleozoico inferior) o el comienzo del ciclo Gondwánico, estaría representado por los protolitos sedimentarios y volcánicos que se han depositado en una cuenca de antearco y ahora conforman las rocas de la Formación La Modesta (edad Silúrico superior-Devónico inferior). Asimismo, la discordancia angular que separa a estas rocas de las unidades suprayacentes del Jurásico, se asigna a una fase orogénica del Paleozoico, cuya ubicación temporal no se conoce claramente pero posiblemente haya tenido lugar cuando se desarrolló el metamorfismo y la deformación de las rocas de la Formación La Modesta.

Tal como se señaló anteriormente, para el período Triásico superior-Cretácico inferior (ciclo Patagonídico), la región estaba sujeta a un régimen de subducción lenta a muy lenta en el margen occidental y el inicio de la apertura del Atlántico, favoreciendo una extensión E-O. Esta situación generó el intenso volcanismo jurásico medio a superior en el Macizo del Deseado. Este volcanismo, de acuerdo con Gust et al. (1985), fue precedido y acompañado por deformación extensional dando lugar a un complejo conjunto de sistemas de fracturación que probablemente aprovechó para desarrollarse, las debilidades estructurales preexistentes como antiguas estructuras famatinianas y gondwánicas. En el área La Josefina las estructuras N-S a NNE y NO que controlan los bloques de rocas de la Formación La Modesta pueden evidenciar esta reactivación. Estas fracturas limitantes de los bloques fueron sectores que se reactivaron durante el Jurásico superior, favoreciendo la salida y el emplazamiento de domos lávicos y diques subvolcánicos (Complejos de Domos La Josefina y María Esther).

En el área La Josefina, esta extensión dio lugar a una suave deformación de tipo frágil desarrollada en el Jurásico superior y que generó un sistema de fallas directas que conforman una compleja estructura en bloques (horst y grabens), en principio representada por el sistema de fracturas Zanjón de Pescado posteriormente afectado por el sistema Bajo Grande. Se puede interpretar que las rocas de La Modesta afloran en un horst con orientación ONO y en las depresiones (grabens) contiguas a dicho horst, se acumularon las rocas volcánicas jurásicas.

Son pocas las evidencias en el área La Josefina del ciclo compresivo Ándico solo se reconoce que las unidades terciarias a recientes se encuentran en una posición prácticamente subhorizontal y esto indica que la deformación producida por este ciclo ha sido mínima.

CAPÍTULO 4

ASPECTOS GENERALES DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES

4-1. MANIFESTACIONES HIDROTERMALES

Introducción

En este apartado se realiza en su primera parte, una síntesis acerca de las generalidades de los depósitos epitermales de metales preciosos, con especial énfasis en los principales modelos conocidos. Luego se analizan las características generales de los depósitos y manifestaciones epitermales jurásicas que se conocen en la provincia geológica Macizo del Deseado. Finalmente se describen las manifestaciones epitermales del área La Josefina, las que se subdividieron en cuatro tipos principales: precipitados silíceos superficiales (y silicificaciones asociadas), estromatolitos calcáreos, brechas de erupción hidrotermal y sistemas de vetas y vetillas de cuarzo, las 3 primeras como representantes de la actividad hidrotermal a muy poca profundidad y el último, aunque también poco profundo, desarrollado en un nivel inferior.

Generalidades de depósitos epitermales

El término epitermal fue introducido por Lindgren (1922) para denominar a un grupo de depósitos de Au-Ag-Hg-Sb formados por aguas calientes ascendentes (entre 50 y 200 °C) de origen incierto, similares a los productos de “hot springs” actuales. Corbett (2002) indica que el término epitermal se utiliza principalmente, para describir depósitos hidrotermales de Au ± Ag ± Cu, formados a baja temperatura (<300°C), relacionados a ambientes de arco magmático (que incluye a rifts) y emplazados en sectores poco profundos de la corteza, por encima del nivel de formación de los yacimientos de tipo pórfidos Cu-Au (< 1 km de profundidad).

Numerosos investigadores han trabajado y prosiguen aún investigando estos depósitos, entre otros, Buchanan, 1981; Berger y Eimon, 1982-1983; Sillitoe, 1984-1993a; Ashley, 1982; Giles y Nelson, 1982; Bonham, 1986; Hayba et al., 1985; Berger y Henley, 1989; Heald et al., 1987, John, 2001; Hedenquist et al., 2000; Cooke y Simmons, 2000; Einaudi et al., 2002 y Corbett, 2002. Debido a la demanda de energía eléctrica, países como USA y Nueva Zelanda, avanzaron en el estudio y exploración de los campos geotermales, donde se encontraron con verdaderos laboratorios naturales para el entendimiento de las condiciones de formación de los depósitos epitermales.

En el cuadro 4-1 se presenta un resumen de las distintas clasificaciones propuestas para los depósitos epitermales. Las tipologías propuestas por Hedenquist (1987) y Hedenquist et al. (2000) son las más aceptadas en la actualidad y son las que se utilizan en el presente trabajo. Estos autores diferencian sobre la base del estado de sulfuración del azufre de los sulfuros hipogénicos presentes en el depósito epitermal, tres tipos diferentes: Baja Sulfuración, Sulfuración Intermedia y Alta Sulfuración. Asimismo a los de Baja y Alta Sulfuración se los

subdivide utilizando distintos parámetros considerando el tipo de roca ígnea asociada y los contenidos en metales. Las principales características de estos depósitos y algunos ejemplos de los mismos se presentan en los Cuadros 4-2, 4-3 y 4-4.

Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Año
Epitermal alcalino		Epitermal ácido	Sillitoe (1977)
epitermal			Buchanan (1981)
		Au-enargita	Ashley (1982)
Hot spring			Giles y Nelson (1982)
Baja sulfuración		Alta sulfuración	Banham (1986-1988)
Adularia-sericita		Sulfato ácido	Hayba et al. (1985) Heald et al. (1987)
Baja sulfuración		Alta sulfuración	Hedenquist (1987)
Adularia-sericita		Alunita-caolinita	Berger y Henley (1989)
Adularia-sericita Tipo 2	Adularia-sericita Tipo 1		Albino y Morgolis (1991)
Baja sulfuración subtipo pobre en sulfuros y metales base	Baja sulfuración subtipo rico en sulfuros y metales base	Alta sulfuración	Sillitoe (1989, 1993a)
BAJA SULFURACIÓN	SULFURACIÓN INTERMEDIA	ALTA SULFURACIÓN	Hedenquist (2000)

Cuadro 4-1. Clasificación de los depósitos epitermales (Sillitoe y Hedenquist, 2003).

John (2001), realiza una distinción de los ambientes epitermales del norte de Great Basin (USA) con respecto al volcanismo asociado, diferenciando por una parte, depósitos de alta sulfuración y de baja sulfuración ricos en metales base y Ag (sulfuración intermedia, según Hedenquist et al., 2000) asociados a volcanismo intermedio calcoalcalino de arco volcánico, y con una posible relación con pórfidos de Cu-Au. Por otra parte, depósitos de baja sulfuración (sin otros depósitos hidrotermales asociados), con baja relación Ag/Au y bajos contenidos en metales base asociado a volcanismo bimodal (riolita-basalto), rico en K y con afinidades toleíticas, formado en ambiente de rift. Estos depósitos se caracterizan por muy bajas salinidades (<1,5% NaCl equiv.), incapaces de transportar Ag y metales base (Henley, 1990), forman típicos depósitos vetiformes de bonanza y se forman en un corto período de tiempo (2 Ma).

Corbett (2002) dividió a los depósitos epitermales del cinturón magmático del Pacífico en depósitos de Baja (Au + Cu + Ag) y Alta Sulfuración (Au + Cu) usando como criterio de diferenciación los minerales metalíferos y asociados. Asimismo separó a los primeros en dos subtipos (de arco y de rift) en función de la mineralogía que está directamente relacionada con la profundidad y el ambiente en el que se formaron. Los depósitos epitermales de Baja Sulfuración de ambiente de arco (Sulfuración Intermedia, según Hedenquist et al., 2000) derivan de una fuente predominantemente magmática y pasan desde profundidad a superficie por

vetas de cuarzo-sulfuros Au + Cu, vetas polimetálicas de Au-Ag, vetas de carbonato + Au + metales base y finalmente vetas epitermales de cuarzo Au-Ag superficiales. Estos tipos de depósitos están zonados en tiempo y espacio donde los estilos superficiales se superponen a los más profundos. El contenido en metales varía de alto Cu en profundidad, pasando por Ag y Au que dominan en los niveles corticales más superficiales. Los depósitos epitermales de Baja Sulfuración de ambiente de rift (Baja Sulfuración, según Hedenquist et al., 2000) tienen una mineralogía que evidencia depositación a partir de fluidos geotermales ricos en aguas meteóricas. Corbett (2002) indica que los depósitos epitermales de Alta Sulfuración se desarrollan por la acción la roca de caja con fluidos magmáticos calientes y ácidos que producen una alteración zonada característica y la depositación tardía de sulfuros de Cu + Au + Ag. Este autor propone que estos depósitos pueden variar según la permeabilidad de la roca de caja que depende de la litología y la presencia de estructuras; asimismo sostiene que se producen cambios en la alteración de la roca de caja y en la mineralogía con la profundidad.

Manifestaciones hidrotermales en el Macizo del Deseado

En el Macizo del Deseado la exploración de depósitos epitermales comienza a fines de los '70 y principios de los '80, con el descubrimiento de Cerro Vanguardia (Genini, 1977, 1984, 1990), el mayor depósito epitermal de Au y Ag en explotación de la región. A principios de los '90, el interés en las mineralizaciones de metales preciosos, hace que esta región se convierta en un foco de atracción para compañías mineras nacionales e internacionales. Las primeras exploraciones de metales preciosos fueron realizadas por geólogos del Plan Patagonia Comahue (sede Comodoro Rivadavia de la Secretaría de Minería de la Nación) y del Instituto de Recursos Minerales. Desde entonces y hasta la actualidad, se vienen llevando adelante importantes tareas de prospección y exploración en esta provincia geológica.

Estas investigaciones han contribuido al conocimiento de las características geológicas, mineralógicas, geoquímicas, estructurales y metalogénicas de los depósitos epitermales del Macizo del Deseado, definiéndose de tal manera la Provincia Auroargentífera del Deseado (Schalamuk et al., 1999a, Fig. 4-1).

En la actualidad el Macizo del Deseado se encuentra casi en su totalidad cubierto con cateos mineros por exploración de metales preciosos. Existen más de 30 manifestaciones y depósitos minerales en estudio. Una de las áreas de interés es La Josefina (objeto de esta investigación) y además, se destacan algunos proyectos como Mina Marta, Manantial Espejo, El Dorado-Montserrat, Piche, Cerro Negro, Eureka-Marianas, Cerro Saavedra-El Pluma, El Macanudo-El Mirasol, La Marcelina, Microondas-Martinetas, Chispas, Cerro Moro, Buena Esperanza, Bajo Pobre, La Manchuria, Huevos Verdes y Laguna Guadalosa. Estas ocurrencias de metales preciosos fueron incluidas por Fernández y de Barrio (1994); Schalamuk et al. (1995a) y Schalamuk et al. (1997) en el modelo epitermal de baja sulfuración.

tipos	ALTA SULFURACIÓN		SULFURACIÓN INTERMEDIA	BAJA SULFURACIÓN	
subtipos	Magma oxidado	Magma reducido		Magma subalcalino	Magma alcalino
Rocas volcánicas	Andesitas (riodacitas)	Riodacitas	Andesitas (Riodacitas y localmente riolitas)	Basalto-riolita (bimodal)	Basalto alcalino-traquita
Minerales de alteración	Qz-alunita Sulfatos y fosfatos de Al Qz-pirofilita Dickita (en prof.)	Qz-alunita Sulfatos y fosfatos de Al Qz-dickita (en prof.)	Sericita (adularia poco común)	Illita-esmectita adularia	Roscoelita Illita adularia
Ganga silícea	Silicificación masiva "Vuggy" qz residual		Relleno de vetillas con qz crustiforme y en peine	Relleno de vetillas con calcedonia y qz crustiforme y coloforme Texturas de reemplazo de carbonatos	Relleno de vetillas con calcedonia y qz crustiforme y coloforme Deficiencia de qz en los primeros estadios
Ganga carbonática	Ausente		Común, típicamente incluye variedades con Mn	Presente, pero típicamente escasa y tardía	Abundante, pero no Mn
Otra ganga	Baritina común, tardía		Baritina y silicatos de Mn localmente	Baritina poco común, fluorita presente localmente	Baritina, celestina y/o fluorita localmente
Abundancia de sulfuros	10-90 vol %		5-<20 vol %	Típicamente < 1-2 vol % (pero puede llegar hasta 20 vol %, cuando la roca huésped es basalto)	2-10 vol %
Sulfuros característicos	Enargita, luzonita, famatinita, covelina	Acantita stibnita	Esfalerita, galena, tetraedrita-tennantita calcopirita	Escasa a muy escasa arsenopirita ± pirrotita, escasa esfalerita, galena, tetraedrita-tennantita, calcopirita	
Principales metales	Au-Ag Cu As-Sb	Ag, Sb, Sn	Ag-Au Zn, Pb, Cu	Au ± Ag	
Otros metales	Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg	Bi, W	Mo, As, Sb	Zn, Pb, Cu, Mo, As, Sb, Hg	
Especies con Te y Se	Telururos comunes Seleniuros localmente	No se conoce (pocos datos)	Telururos comunes localmente Seleniuros poco comunes	Seleniuros comunes Telururos localmente	Telururos abundantes seleniuros poco comunes

Cuadro 4-2. Resumen de las principales características de los tres tipos de depósitos epitermales (compilado de los trabajos de Hedenquist et al., 2000 y Sillitoe y Hedenquist, 2003).

tipos	ALTA SULFURACIÓN		SULFURACIÓN INTERMEDIA	BAJA SULFURACIÓN	
subtipos	Magma oxidado	Magma reducido		Magma subalcalino	Magma alcalino
ejemplos	Vetas: El Indio (Chile) Diseminado: Yanacocha (Perú) Goldfield, Summiiville, Lepanto, Pascua-Veladero	Potosí (Bolivia)	Rico en Au: Baguio (Filipinas) Rico en Ag: Fresnillo (Mexico) Comstock, Creede, Mexican Ag, Perú, Romania	Midas (Nevada) Sleeper, Hishikari, Round Mountain	Emperor (Fiji) Cripple Creek, Porgera, Ladolam

Cuadro 4-3. Resumen de los principales ejemplos de depósitos epitermales (compilado de los trabajos de Hedenquist et al., 2000 y Sillitoe y Hedenquist, 2003).

Las mineralizaciones epitermales están asociadas espacial y temporalmente a las volcanitas jurásicas (Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike) que son las rocas de caja más comunes. Aisladamente hospedan a las mineralizaciones, sedimentitas pérmicas de la Formación La Golondrina, granitoides liásicos de la Formación La Leona y sedimentitas y piroclastitas liásicas de la Formación Roca Blanca.

Las mineralizaciones se caracterizan por estar estructuralmente controladas y consisten en vetas, sistemas de vetillas y stockworks de sílice (cuarzo, calcedonia y ópalo) que se presentan principalmente con rumbo NO. El relleno de estas vetas se ha depositado, por lo común en forma multiepisódica, en un ambiente de dilatación persistente, con desarrollo de texturas bandeadas, macizas, brechosas con pseudomorfos de calcita y/o baritina y accesoriamente fluorita y ceolitas. Los minerales metalíferos son escasos y están representados principalmente por pirita, oro nativo, electrum, argentita, plata nativa, sulfosales de Ag, hematita, escasos sulfuros de metales base (esfalerita, galena, calcopirita) y algunos minerales secundarios (óxidos, hidróxidos y halogenuros de Ag).

La alteración hidrotermal está normalmente restringida a las vetas y está representada por silicificación, argilización (illita, esmectita y caolinita), sericitización y propilitización. La signatura geoquímica es típica de depósitos epitermales, con anomalías en metales preciosos (Au-Ag) y algunos otros elementos como As, Sb, Hg, Mo, Ba, Mn y bajos contenidos en metales base. Los fluidos hidrotermales que formaron estas mineralizaciones son soluciones H₂O-ClNa neutras a ligeramente alcalinas, con salinidades de entre 0.18 a 8 % en peso

equivalente de ClNa que precipitan cuarzo y adularia entre < 100 a 320°C , según la temperatura de homogenización que resulta de los estudios de inclusiones fluidas. Los valores de isótopos de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$ para fluidos) varían de -6.4 a 5‰ (Schalamuk et al., 1999a) y sugieren una importante participación de aguas meteóricas en las soluciones hidrotermales.

tipos	Alta sulfuración	Baja Sulfuración
Caract. del fluido	-ácido, oxidante ($\text{SO}_4 > \text{H}_2\text{S}$), generado por condensación de volátiles magmáticos ricos en SO_2 -temperatura variable (>400 a 100°C) -salinidades bajas ($<5\%$ NaCl equivalente) pero pueden llegar a 40%	-casi neutro, reductor, muy rico en aguas meteóricas (convección comienza a 0.5 a 1 Ma después del fin del volcanismo), con escaso aporte magmático (gases presentes son CO_2 y H_2S). -temperatura $>300^{\circ}\text{C}$ -salinidades bajas ($< 6\%$ NaCl equivalente)
Zonas de alteración	-extensas (varios km^2) y claramente visibles. -sector central con cuarzo residual, alunita y baritina, halo de alteración argílica avanzada (cuarzo, alunita, caolinita, illita y pirofilita en profundidad), seguido de otro propilítico (clorita, montmorillonita, calcita y escaso epidoto)	-restringidas (dos veces mayor al depósito) y casi imperceptibles. -Halo de alteración argílica (illita, sericita, adularia, esmectita, piritita) luego propilítico (clorita, esmectita, calcita, escaso epidoto) -A veces argílica avanzada por aguas calentadas por vapor o supergénico.
Forma del depósito	diseminaciones, reemplazo y relleno de oquedades, raramente stockworks y vetas	rellenos de espacios (brechas, stockworks, vetas y diseminaciones) y en menor medida reemplazo.
Formas paleo-superficiales	-lagos ácidos o cráteres en bordes de domos, con S nativo, y sedimentos silíceos laminados. -Brechamiento hidrotermal, alteración argílica avanzada (hipogénica y por aguas calentadas por vapor). silicificación penetrativa.	-sinter silíceo, brechamiento hidrotermal -alteración argílica avanzada por aguas calentadas por vapor, silicificación penetrativa.

Cuadro 4-4. Características de los depósitos epitermales de baja y alta sulfuración.

Una variable de este modelo de baja sulfuración en el Macizo del Deseado fue propuesto por González Guillot et al. (2004) para el depósito rico en Ag conocido como Mina Marta. Este depósito se caracteriza por sus relaciones Ag:Au de $1000:1$ y por sus altos

contenidos en metales base. Los autores citados han clasificado a Mina Marta como del tipo sulfuración intermedia de Hedenquist et al. (2000).

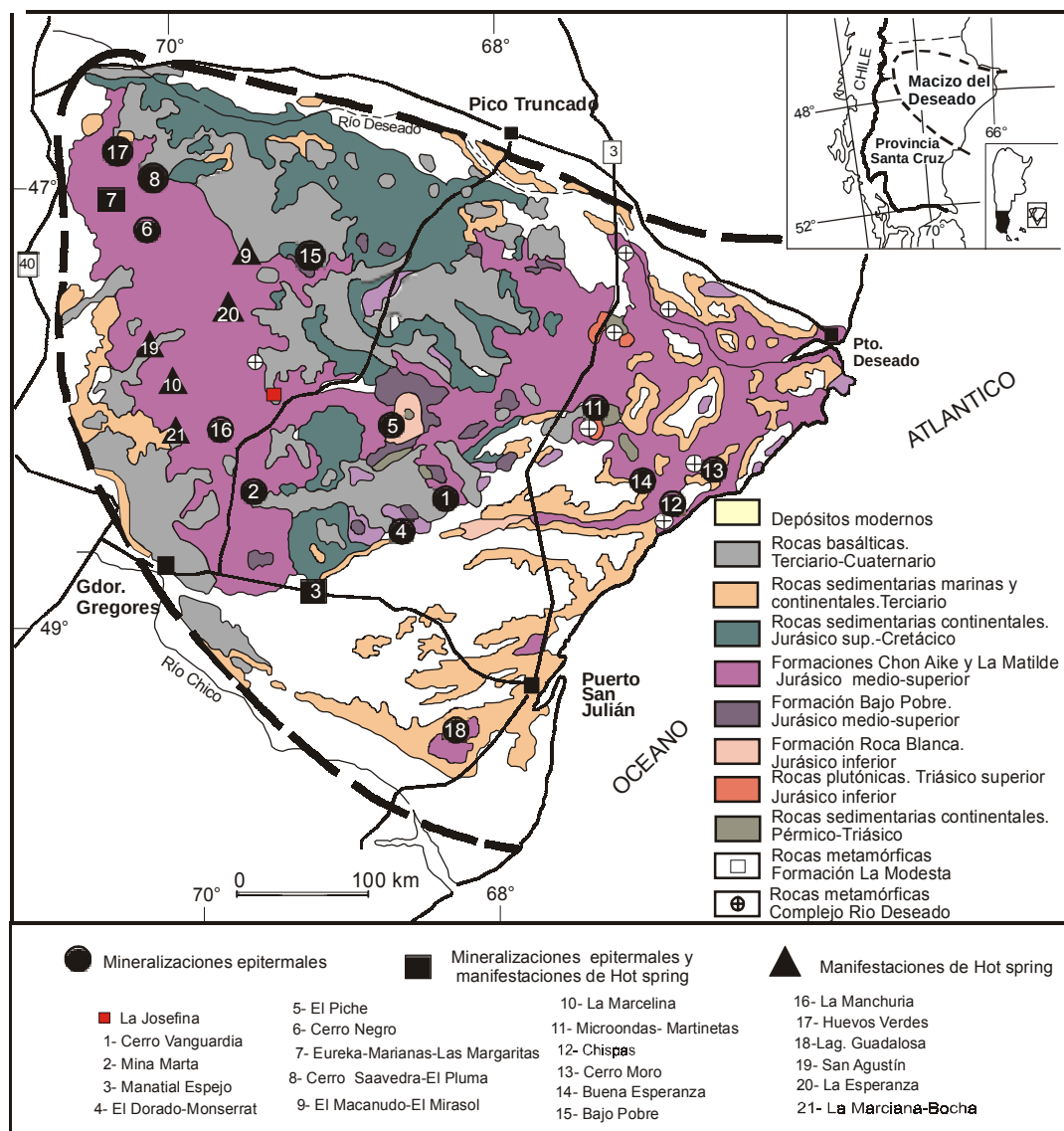


Fig. 4-1. Principales mineralizaciones epitermales y depósitos de hot spring en el Macizo del Deseado.

Guido et al. (en prensa) determinaron una nueva asociación metalogénica para la provincia Auroargentífera del Macizo del Deseado. Esta asociación encontrada en el Proyecto vetiforme Cerro León, está compuesta por altos valores de Sn, Cd e In, junto a contenidos anómalos de Zn y Ag y en menor medida Cu, Mn, Pb, W y Bi representados por una compleja mineralogía rica en sulfuros. Estos autores proponen que esta mineralogía puede estar relacionada a una mineralización de mayor temperatura o una tipología diferente dentro del rango epitermal.

En los últimos años, principalmente en el sector central y occidental del Macizo del Deseado (Fig. 4-1), se encontraron varios depósitos epitermales de tipo “hot spring” como sinters silíceos, estructuras estromatolíticas calcáreas y alteraciones argílicas de tipo “steam heated” que son interpretadas como representantes de la paleosuperficie jurásica de los sistemas geotermales relacionados al vulcanismo. Algunos asomos de sinters silíceos se encuentran en el sector estudiado y en La Marciana-Bocha, San Agustín, El Macanudo, Manantial Espejo, La Esperanza y Las Margaritas. Los estromatolitos calcáreos también se determinaron en el sector estudiado y otros se ubican en El Macanudo, San Agustín, La Marcelina, Manantial Espejo, La Esperanza y Marianas-Eureka (Schalamuk et al., 1999a; Schalamuk et al., 1999b; Guido et al., 2002, Moreira et al., 2002a, López et al., 2003). Guido et al. (2003) señalaron que los depósitos epitermales aflorantes en el sector oriental del Macizo del Deseado, representan niveles de emplazamiento más profundo.

4-2. MANIFESTACIONES HIDROTERMALES DEL AREA LA JOSEFINA

El envolvente externo de estas manifestaciones lo constituye una faja de alteración de forma curva que se extiende desde cerca del casco de la estancia Piedra Labrada en dirección N-S y luego se torna NNE hasta las inmediaciones del Cerro Jorge Paz, a unos 6 km al ENE del casco de la estancia La Josefina. Esta faja tiene aproximadamente 12 kilómetros en sentido N-S y anchos variables de 0.5 a 2 kilómetros e incluye las manifestaciones hidrotermales más superficiales junto con los sistemas de vetas y vetillas. En esta faja de alteración, se estableció la presencia de manifestaciones hidrotermales que incluyen estructuras mineralizadas y zonas con alteraciones hidrotermales con altas anomalías auríferas.

Manifestaciones hidrotermales superficiales y subsuperficiales son dominantes en el SECTOR NORESTE del área (**Mapa Sector Noreste**). Hacia el sur se encuentran los sistemas de vetas y vetillas que fueron divididos en diferentes sectores denominados: SECTOR VETA NORTE, SECTOR LA JOSEFINA, SECTOR PAREDONES, SECTOR PIEDRA LABRADA y SECTOR BASAMENTO (Fig. 4-2). En cada uno de estos sectores se han realizado tareas de mapeo de detalle, generando mapas que se incluyen en el texto y en el ANEXO.

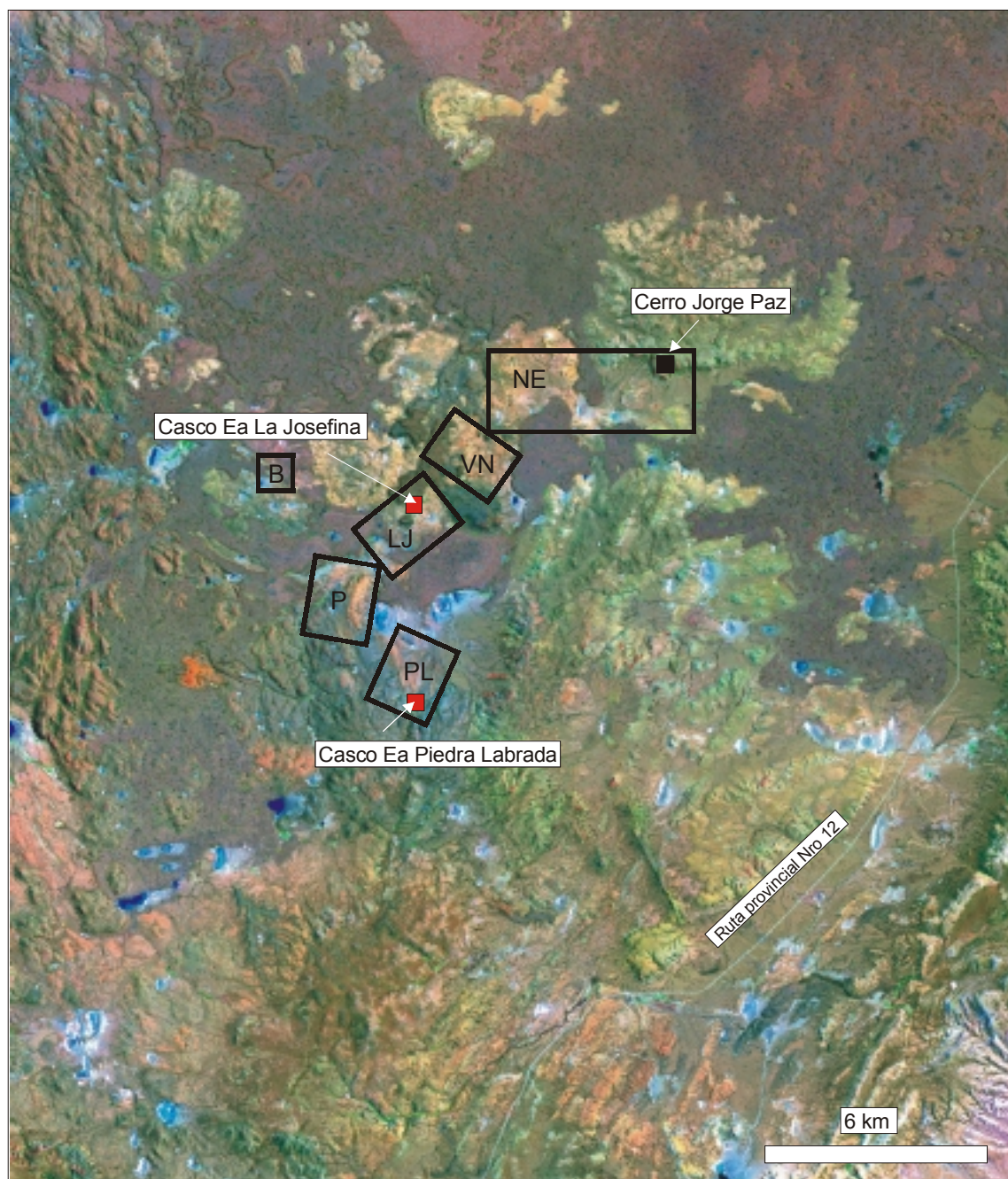


Fig. 4-2. Imagen satelital del área La Josefina donde se muestran los distintos sectores con mineralizaciones. Siglas: NE: sector Noreste, VN: sector Veta Norte, B: sector Basamento, LJ: sector central La Josefina, P: sector Paredones y PL: sector Piedra Labrada.

4-2-1. MANIFESTACIONES SUPERFICIALES

En el sector Noreste se identificaron manifestaciones superficiales de un sistema geotermal que están representadas por precipitados silíceos y calcáreos, y por brechas de erupción hidrotermal. Todos estos depósitos se encuentran temporal y espacialmente asociados.

Precipitados silíceos superficiales

Los asomos de estas manifestaciones están distribuidos en una superficie de aproximadamente 6 km de largo por unos 4 km de ancho, donde pueden reconocerse tres variedades principales: un sinter silíceo, tufitas laminadas silicificadas y geyseritas. En general los asomos forman resaltos en el terreno por su dureza con respecto de las rocas volcánico-piroclásticas, ya que están compuestas principalmente por sílice bajo la forma de calcedonia (Fig. 4-3 y 4-4).

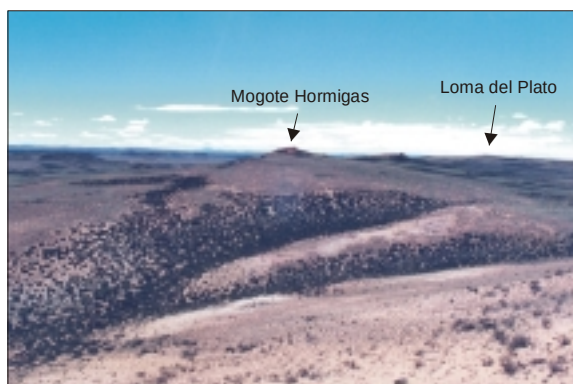


Fig. 4-3. Sinter silíceo en el Mogote Hormigas y en la Loma del Plato.



Fig. 4-4. Resalto de sinter silíceo en la Loma del Plato.

Sinter silíceo y tufitas laminadas silicificadas (TLS)

Los precipitados y reemplazos silíceos superficiales fueron reconocidos en varios asomos que ocupan una superficie de aproximadamente 10000 m². Se definieron 4 grupos de afloramientos principales: Mogote Hormigas, Mogote Divisoria, Loma del Plato y Bajos Rojos (**Mapa Sector Noreste**).

Se trata de niveles laminares que forman sucesiones rítmicas que alcanzan hasta unos 3 metros de espesor (Fig. 4-5 y 4-6), donde los precipitados de sílice en superficie (sinter) se asocian a tufitas silicificadas del Miembro Mogote Hormigas, por lo que, frecuentemente son difíciles de diferenciar. En ocasiones suelen observarse, entre las porciones laminares silíceas, intercalaciones de tufitas amarillentas con mayor o menor grado de reemplazo.

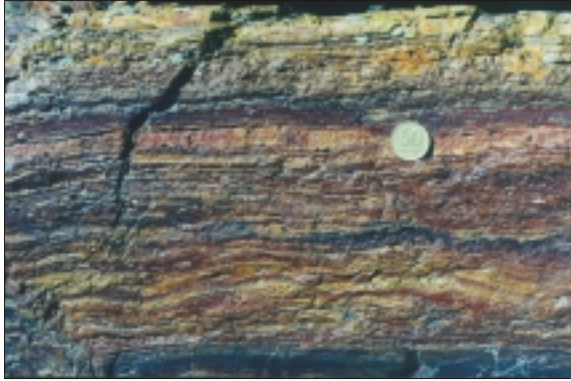


Fig. 4-5. Detalles de la estructura laminar del sinter silíceo.

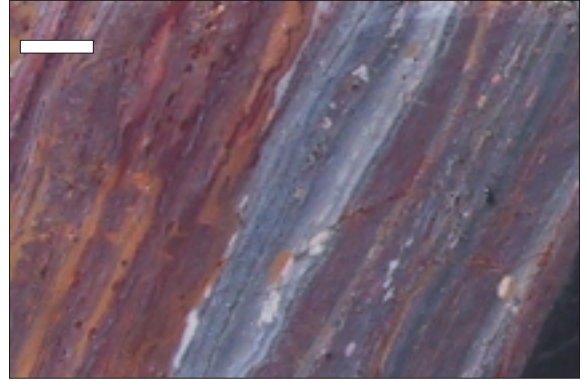


Fig. 4-6. Estructura laminar en testigo de perforación. Barra 2 cm.

La estructura laminar es distintiva de estas unidades; observada en detalle es irregular y muchas veces presenta las típicas ondulaciones que evidencian la precipitación de estromatolitos silíceos (Fig. 4-7). Consiste en capas milimétricas silíceas de colores rojizos con tonos amarillentos y marrones; éstas forman conjuntos de varios decímetros de espesor entre los que, ocasionalmente, se intercalan bancos de sílice masiva de 10 a 30 centímetros, con tonalidades grises. Al microscopio, la laminación consiste en bandas de 100 a 300 μm de espesor, unas compuestas por sílice (posiblemente calcedonia formada a partir de ópalo) en granos de 1 a 2 μm , acompañada por granos de minerales opacos de tamaño similar, las otras corresponden a sílice microcristalina (2 a 5 μm) o calcedonia con muy escasos minerales opacos diseminados; series donde predomina uno u otro tipo de bandas son los que otorgan la laminación observable en muestra de mano; otras bandas son de sílice algo más gruesa (10-15 μm). Algunas

bandas muestran una distribución irregular de fragmentos de cuarzo inmersos en una matriz silíceica microcristalina que representan niveles de cenizas (TLS) que han sido reemplazados.



Fig. 4-7. Detalle de estructura estromatolítica laminada.

Otras estructuras mesoscópicas están representadas por fragmentos hundidos que deforman las láminas silíceas, superficies de deslizamientos (slumping, Fig. 4-8) y grietas de desecación (Fig. 4-9). Estructuras redondeadas (Fig. 4-10), nódulos alargados (Fig. 4-11) y formas redondeadas globosas (Fig. 4-12) son claros indicios de actividad orgánica.

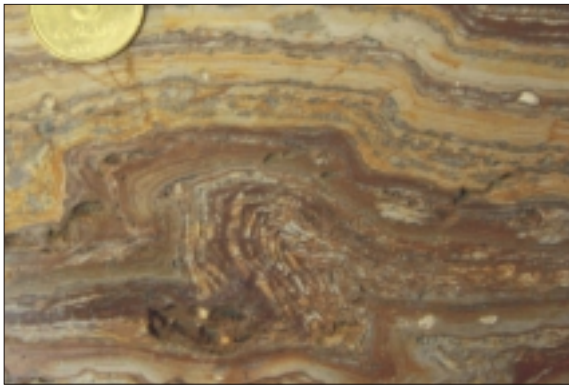


Fig. 4-8. Estructuras de tipo slumping



Fig. 4-9. Grietas de desecación. Barra 2 cm.



Fig. 4-10. Estructuras circulares. Barra 1 cm.



Fig. 4-11. Formas nodulares alargadas paralelas a las láminas síliceas.



Fig. 4-12. Formas redondeadas globosas.

También se han observado en las tufitas y tobas, marcas posiblemente de gotas de lluvia, restos de flora fósil y lapillis acrecionales.

Asimismo, se observó microscópicamente, sectores con fragmentos de agregados policristalinos de sílice de granulometría heterogénea (desde 5 a 200 μm), en general de bordes redondeados y rodeados por calcedonia fina que suelen mostrar una laminación que sigue la forma de esos clastos; podrían corresponder a trozos de sinter depositados previamente y luego desprendidos (agrietamiento por contracción, oleaje u otro mecanismo) provocando hundimientos

en el barro síliceo, para ser cementados por la precipitación continua de ópalo/calcedonia (Fig. 4-13 A y B).

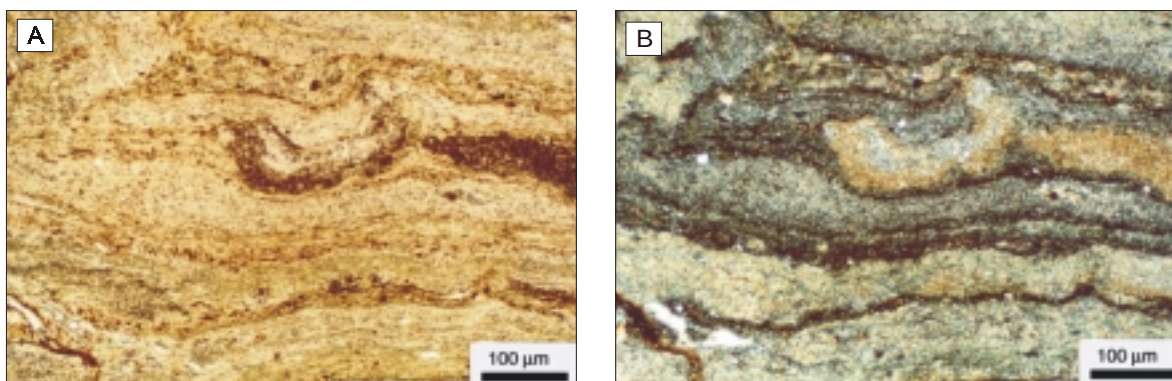


Fig. 4-13 A y B. Fragmentos de material síliceo rodeados por laminación fina, sin nicoles y con nicoles cruzados, respectivamente.

Delgadas láminas compuestas por asociaciones criptocristalinas de óxidos e hidróxidos de hierro, que se intercalan entre las síliceas u otras con una distribución de granos de calcita en proporciones variables, netamente diferentes a las láminas síliceas, podrían representar el reemplazo de niveles carbonáticos.

Formas euhédricas de hasta algunos milímetros rellenas por óxidos e hidróxidos de hierro corresponden originalmente a pirita, resultante de un fenómeno de piritización tardío, pero existen algunas láminas síliceas portadoras de micronódulos de esos óxidos, que se asemejan a piritas framboidales.

Mogote Hormigas: los niveles de sinter se disponen entre cotas de 635 y 640 m s.n.m. por encima de las tobas lapillíticas del Miembro Mogote Hormigas. Se presentan con ondulaciones de longitud de onda del orden del metro; son subhorizontales y hacia el norte, se pierde la laminación tan delgada y predominan capas más gruesas (10-20 centímetros) de calcedonia gris clara que parecen apoyar sobre niveles tobáceos estratificados, también con intercalaciones de laminas de sílice. La continuación en profundidad de esta unidad se reconoció a partir de algunas perforaciones que evidencian espesores de hasta 10 metros (INREMI-FOMICRUZ 2004). Este afloramiento, como ya se indicó en el capítulo 3, está asociado especialmente a una cornisa en su parte oriental (Mogote Hormigas) que está controlada por una zona de fractura (Fig. 4-14 y 4-15). Normalmente esta zona de fractura, está acompañada de nuevos procesos de silicificación y, en menor medida, piritización.



Fig. 4-14. Afloramientos de tobas laminadas brechadas.

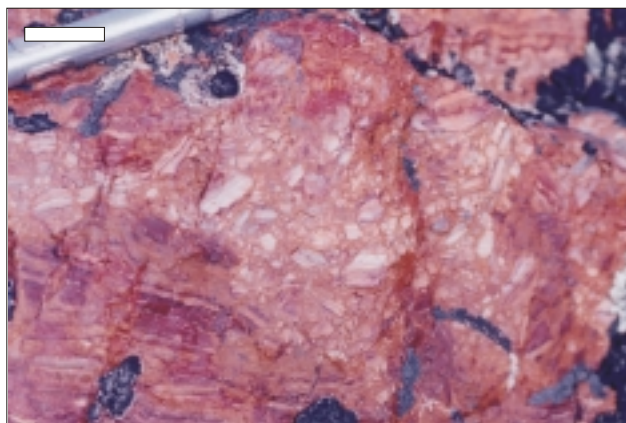


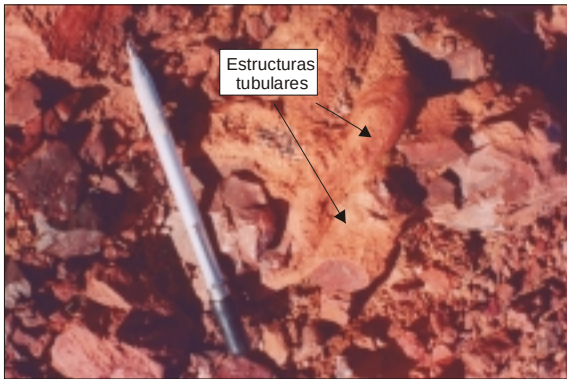
Fig. 4-15. Sinter brechado. Barra 2 cm.

Mogote Divisoria: asoma discontinuamente, en unos 1800 metros en sentido NNE. En su parte central está a cotas del orden de 625 m s.n.m. y desciende hacia el sur y al norte hasta cotas cercanas a 575 m s.n.m.. En la mitad sur del afloramiento que pasa al este del Mogote Divisoria, las capas onduladas de esta unidad tienen un rumbo promedio de N 53° con inclinaciones de 10 a 40° al sureste. Por debajo aparecen tobas lapillíticas de estratificación más gruesa que cubren a las ignimbritas de pómez y líticos del Miembro Mogote Hormigas que tienen una muy grosera estratificación de actitud similar a la de estas capas. Algunas zonas de fractura, orientadas N 340-330°, afectan a estas unidades, provocando pequeños sectores con brechas. Una serie de asomos de TLS se disponen al este del Mogote Divisoria, en capas con la dirección de inclinación al SE.

Loma del Plato: los afloramientos están situados a cotas de 625 a 650 m s.n.m. Forman un cuerpo ligeramente cóncavo con inclinaciones menores a 15° al NE en el sector occidental y al oeste en el oriental donde está acompañado por disturbaciones y enmascaramiento por silicificación posterior. Principalmente en todo su borde occidental es típicamente laminar y suelen verse ondulaciones de longitud de onda del orden de 0,30 a 0,50 metros que representan posibles estructuras estromatolíticas silíceas. Sobre el borde oriental, aunque como un subafloramiento, se observaron estructuras plegadas, bastante apretadas en algunos casos.

Bajos Rojos (asomo del Lejano): son cuerpos o mantos subhorizontales de sílice roja laminada (normalmente una mezcla de calcedonia con algunas arcillas y óxidos de Fe de granulometría muy fina) de aspecto opalino en las que se encontraron estructuras tubulares de algunos centímetros (Fig. 4-16).

Acompañan a estas láminas de sílice rojiza, niveles de ópalo negro, amarillento y verdoso. Estos materiales opalinos frecuentemente están recrystalizados a cuarzo sacaroide



blanquecino. Intercalados con estos depósitos y posiblemente debajo, existen sedimentos tobáceos finos laminados de coloración grisácea, en ocasiones reemplazados por sílice.

Fig. 4-16. Estructuras tubulares presentes en los Bajos Rojos.

Otros asomos: cuerpos de ópalo con una orientación N-S a NO-SE, se ubican al oeste del Cerro del Caolín, a lo largo de 180 metros, consisten en saltuarias masas de ópalo y calcedonia de colores rojizos. Están compuestas por microcristales de cuarzo, producto de recristalización de ópalo, con gran cantidad de cavidades o geodas rellenas por cuarzo de hasta 5 milímetros. Otros cuerpos de ópalo tienen dimensiones más limitadas y una expresión estructural mejor definida. Están contenidos en las tobas de flujo caolinizadas del Cerro Centinela como también hacia el sur, donde desaparecen debajo del basalto neógeno. Mineralógicamente están compuestos por sílice muy fina, maciza o con laminación delgada a veces flexurada.

Geyseritas

Los depósitos de geyseritas se localizan principalmente en una zona deprimida situada al este de los cerros de las Aguilas y de la Cueva, y en el área del Lejano, aunque localmente se identificaron numerosas brechas con cemento síliceo que afectan a los precipitados síliceos que podrían corresponder a este tipo de manifestación geotermal.

Los asomos de esta unidad cercanos a los cerros de las Aguilas y de la Cueva, se distribuyen irregularmente en amplias zonas conformando cuerpos de calcedonia maciza y ópalo de colores rojo y negro con características brechosas (Fig. 4-17).



Fig. 4-17. Asomos redondeados de rocas brechosas.

Presentan fragmentos laminares síliceos de algunos decímetros cementados por calcedonia maciza que corresponden a restos de sinter y en parte a estromatolitos síliceos (Fig. 4-18 y 4-19). Además tiene numerosos individuos redondeados que van de algunos micrones a 2

mm de ópalo castaño claro (Fig. 4-20). También tiene ocasionales formas circulares de varios centímetros de diámetro, compuestas por calcedonia (Echeveste et al., 1995) y nódulos de calcedonia gris y amarillenta, con crecimiento concéntrico, intercaladas entre la laminación (Fig. 4-21). Al microscopio se observa que estos depósitos están compuestos por pequeñas formas redondeadas (Fig. 4-22 A y B).

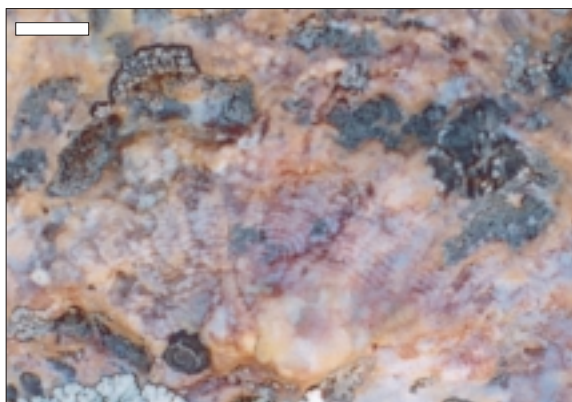


Fig. 4-18. Resto de estromatolitos silíceos en geyserita. Barra 0.5 cm.

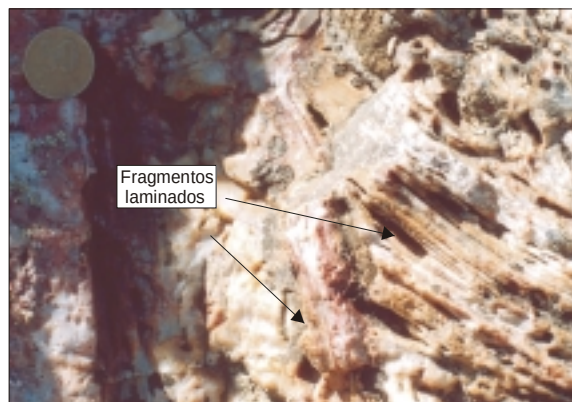


Fig. 4-19. Fragmentos de sinter laminar en geyserita.

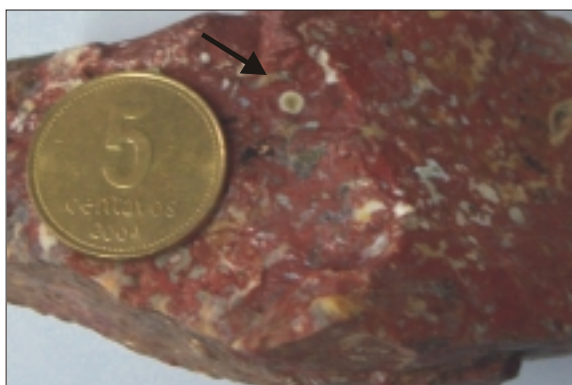


Fig. 4-20. Estructuras redondeadas.

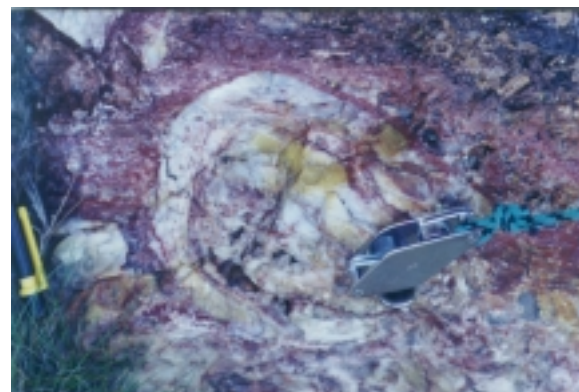


Fig. 4-21. Estructuras circulares concéntricas en la Geyserita.

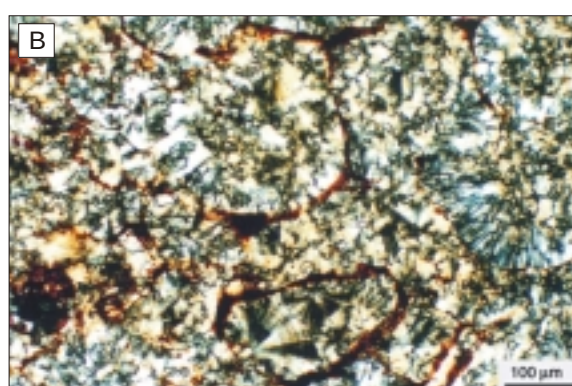
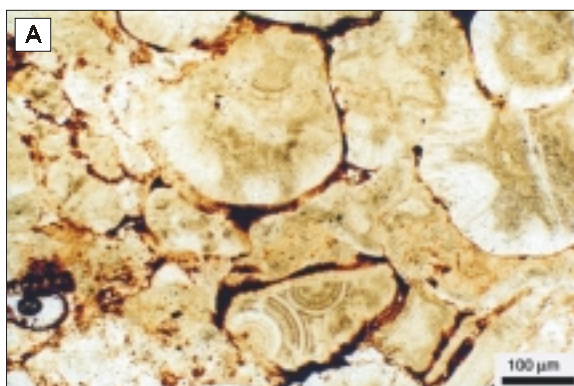


Fig. 4-22 A y B. Fotomicrografía donde se observa los fragmentos que componen la geyserita, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

En el área el Lejano, se hallaron dos depósitos brechosos que podrían corresponder a geyseritas y que están conformados mayormente por fragmentos silíceos, de formas angulosas, de coloración rojiza a anaranjada y que tienen tamaños que oscilan de < 1 centímetro hasta 5 centímetros. Estos fragmentos se encuentran cementados por calcedonia grisácea que lleva individuos redondeados de algunos milímetros y algunos clastos de sílice laminar. Estas brechas se pueden presentar tanto en masas irregulares (Fig. 4-23) o en delgados bancos (Fig. 4-24) que se intercalan con niveles laminares de sinter silíceo, estromatolitos calcáreos y tufitas. Además suelen presentar cavidades alargadas que podrían corresponder a restos de organismos.

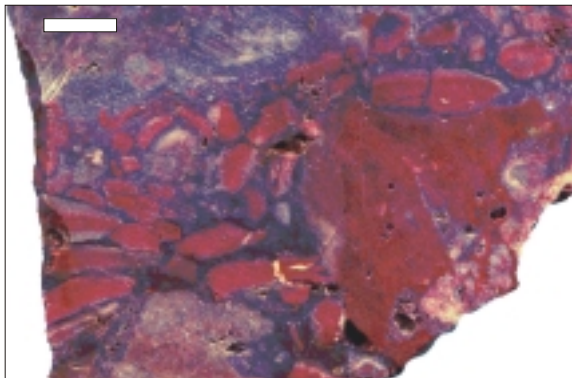


Fig. 4-23. Brecha dispuesta en agregados irregulares. Barra 2 cm.

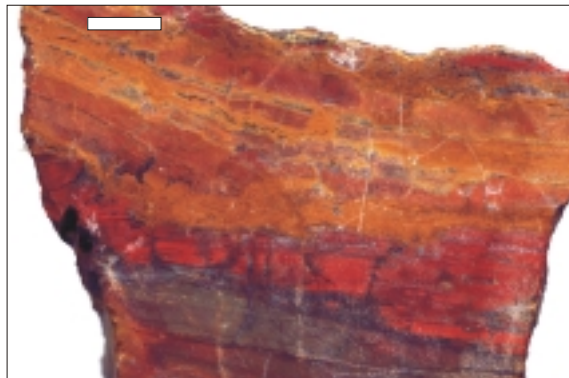


Fig. 4-24. Niveles brechosos intercalados en niveles laminares de sinter silíceo. Barra 2 cm.

Depósitos carbonáticos

Estas rocas se presentan en pequeños afloramientos de aproximadamente 10 hasta 100 m² conformados por capas o niveles que constituyen al menos 3 aparentes terrazas (**Mapa Sector Noreste**, Fig. 4-25 y 4-26). Son de coloración grisácea y en general las rocas forman masas redondeadas de hasta 50 x 50 centímetros; con 5 tipos de estructuras internas: macizas, laminares, circulares, tubulares y brechosas.

En general, el carbonato muestra distintos grados de recrystalización. En sectores, han sido parcialmente remplazados por sílice y frecuentemente están atravesados por venillas y geodas de calcedonia y cuarzo.



Fig. 4-25. Banco masivo de estromatolito calcáreo.



Fig. 4-26. Terraza de carbonatos

Estructuras macizas

Están conformadas por un mosaico impuro de pequeños cristales anhedrales de calcita, en gran parte recrystalizada. Las impurezas corresponden a minerales opacos (óxidos de hierro) distribuidos irregularmente en el agregado.

Estructuras laminares

Presentan bandeamiento ondulado constituido por capas de 1 a 30 milímetros de espesor de diferente composición (Fig. 4-27 y 4-28). Estas bandas presentan colores muy variables, que van desde rojizos, a verdes y ocasionalmente blanquecinos y castaños. Se reconocieron bandas de las siguientes composiciones:



Fig. 4-27. Estructuras laminares de carbonatos en muestra de mano.



Fig. 4-28. Estructuras laminares onduladas que representan restos de estromatolitos. Barra 1 cm.

-Tipo A: De calcita recristalizada con cristales tabulares y fibrosos de un tamaño promedio de 100 μm de ancho por 1000 μm de largo. Pueden corresponder a un reemplazo pseudomórfico de aragonita (Fig. 4-29 A y B).

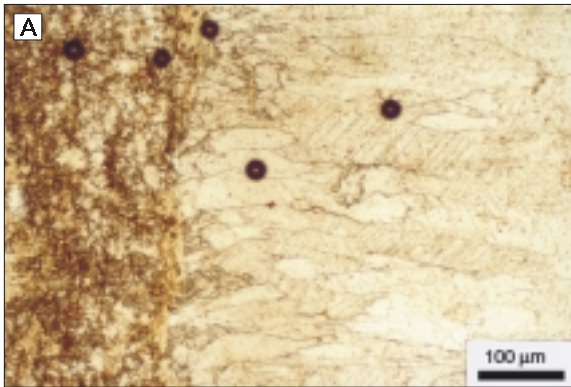


Fig. 4-29 A y B. Bandas de calcita de tipo A (a la izquierda de la foto), sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

-Tipo B: De cristales de calcita de hasta 30 μm que forman un mosaico apretado, con abundantes impurezas de argilominerales y minerales opacos, diseminados irregularmente o aglomerados en ciertos sectores del mosaico carbonático (Fig. 4-30 A y B).

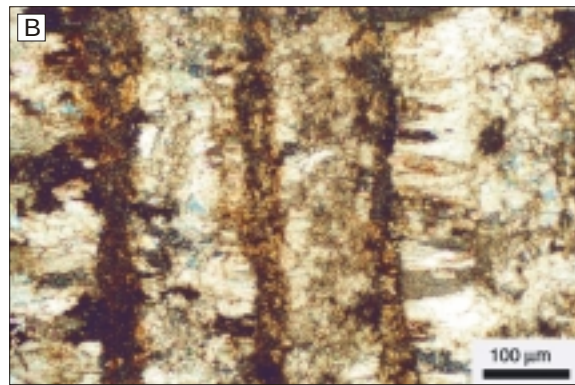


Fig. 4-30 A y B. Intercalación de bandas de tipo B y A, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

-Tipo C: Silíceas, conformadas por delgadas capas de un fino agregado de sílice (20 μm) (Fig. 4-31 A y B, 4-32 A y B), con sectores donde se observan cristales de cuarzo de mayor tamaño (40 μm). Inmersos en este agregado silíceo se observaron pequeñas cavidades lenticulares dispuestas paralelamente a las láminas que comúnmente se encuentran rellenas por precipitados tardíos de calcita, cuarzo o calcedonia fibrosa radiada. En las capas silíceas más finas se pueden observar laminaciones onduladas y estructuras de deslizamiento tipo *slumping* (Fig. 4-33 A y B).

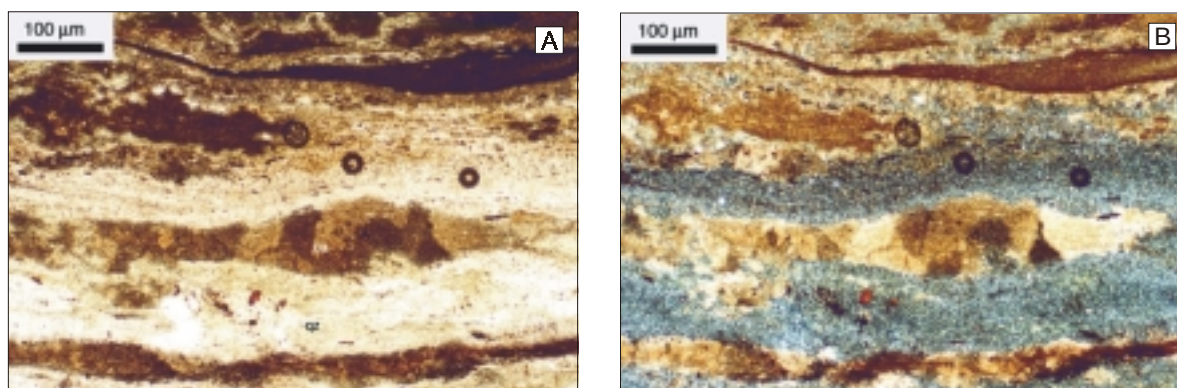


Fig. 4-31 A y B. Intercalación de bandas de tipo C y B, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

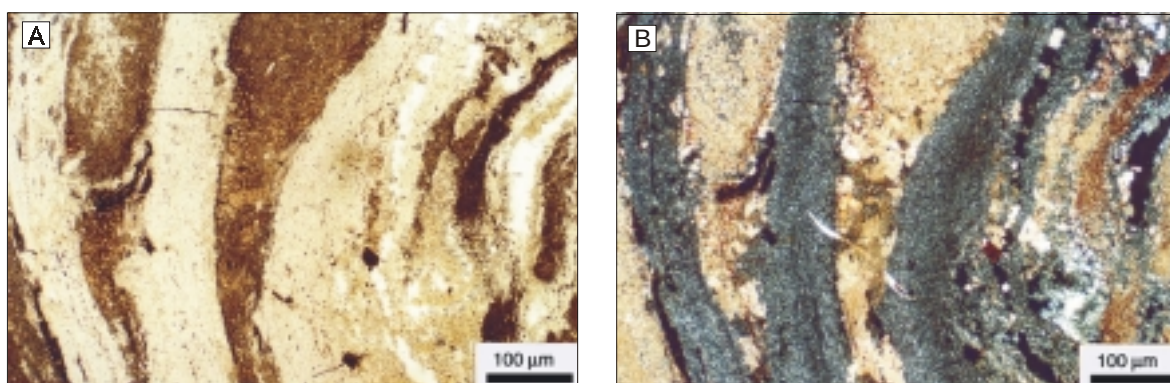


Fig. 4-32 A y B. Intercalación de bandas de tipo C y B, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

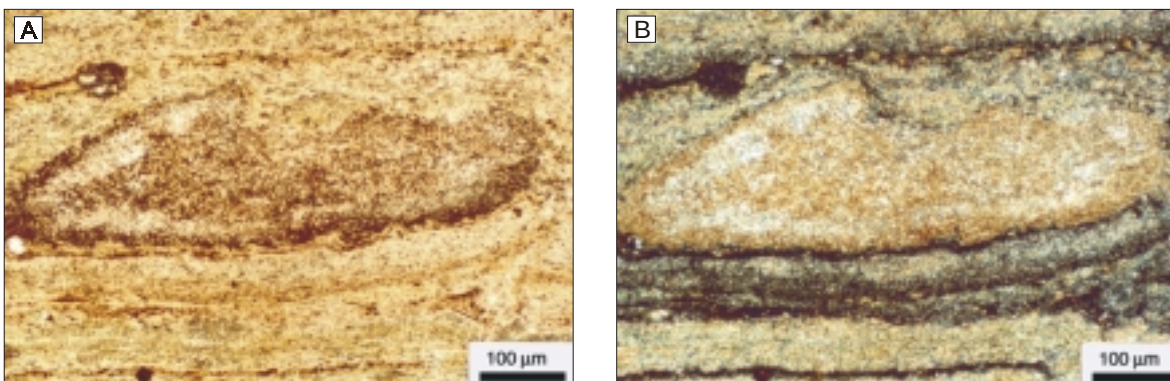


Fig. 4-33 A y B. Estructuras de deslizamiento (*slumping*) en bandas de composición silíceas, sin y con nicoles cruzados, respectivamente.

-Tipo D: bandas de calcita con superficies onduladas de 1 a 2 cm que representan las típicas formas estromatolíticas (Fig. 4-34 y 4-35) y que en planta forma pequeños nódulos o montículos (Fig. 4-36).

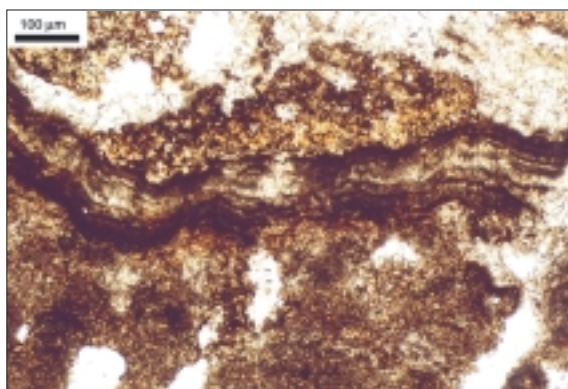


Fig. 4-34. Detalle de laminación ondulada de tipo estromatolítica en carbonatos.

Fig. 4-35. Fotomicrografía del bandeo estromatolítico.

Fig. 4-36. Nódulos o montículos estromatolíticos.

Las bandas, carbonáticas y silíceas, se disponen en forma intercalada. Los cambios temporales en las condiciones del sistema geotermal serían los responsables de su presencia y ritmicidad. Se han observado sectores donde predominan ampliamente las bandas de composición silícea aunque probablemente los carbonatos no se hayan preservado completamente por ser un material fácilmente meteorizable. Se presume que, al menos en parte, estas estructuras laminares corresponden a crecimientos algales de tipo estromatolítico.

Estructuras circulares

Principalmente asociadas a las bandas de tipo B, se observaron estructuras circulares de 200 a 500 μm de diámetro que posiblemente sean el reflejo de actividad orgánica (Fig. 4-37). Algunas poseen estructura interna concéntrica con centro de calcedonia, y sucesivas capas (líneas de crecimiento?) constituidas por minerales opacos, calcedonia fibrosa radiada, calcita recristalizada y otras de calcita muy impura (Fig. 4-38). Ocasionalmente se forman niveles casi totalmente conformados por estas estructuras circulares calcáreas.

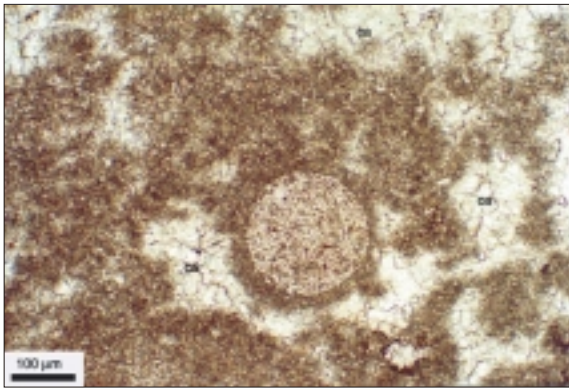


Fig. 4-37. Estructura circular en mosaico de calcita impura y parcialmente recrystalizada

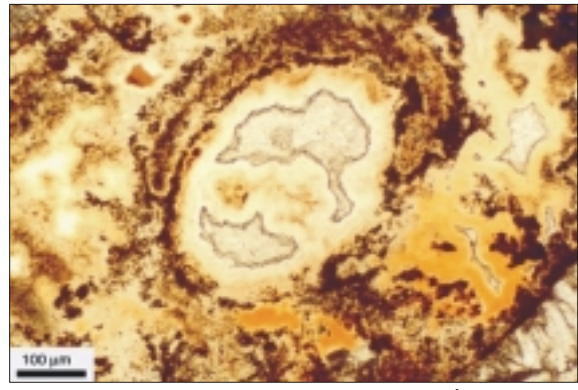


Fig. 4-38. Estructura interna concéntrica con centro de calcedonia.

Estructuras tubulares

Se hallaron estructuras tubulares perpendiculares a las laminaciones (Fig. 4-39). Los tubos presentan un tamaño de 1000 μm de largo por 400 μm de ancho y están constituidos por un agregado muy fino de calcita.

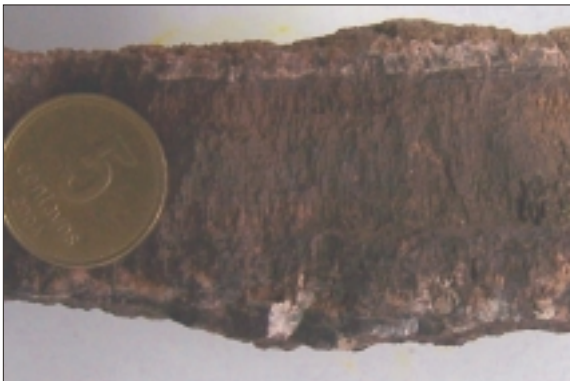


Fig. 4-39. Muestra de mano de estructuras tubulares.

En general, la mayoría de estas estructuras presentan un reborde de calcita recrystalizada y líneas de crecimiento reflejadas por la presencia de bandas de minerales opacos (óxidos de hierro) (Fig. 4-40 y 4-41). Estos tubos se disponen de forma paralela entre si, dejando cavidades que ocasionalmente se encuentran rellenas por calcita recrystalizada, cristales de cuarzo y de calcedonia recrystalizada, minerales opacos y/o clastos detríticos (cuarzo policristalino). Se les asocian a estas bandas, estructuras redondeadas con relleno de calcita y/o cuarzo y un reborde de óxidos de hierro. Posiblemente estas estructuras fueron formadas por algas filamentosas de *hot springs*.

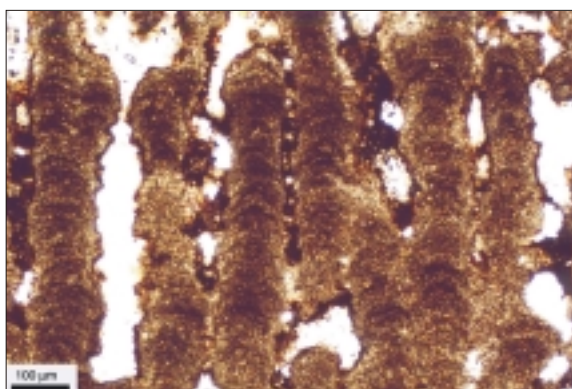


Fig. 4-40. Estructuras tubulares compuestas por calcita impura de grano fino.

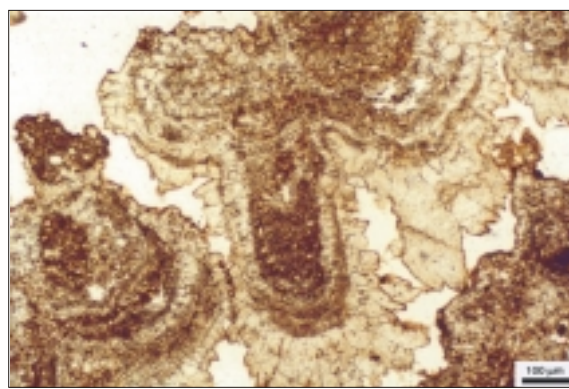


Fig. 4-41. Estructuras algales tubulares con recrystalización periférica de calcita.

Estructuras brechosas

Están integradas por clastos subredondeados a subangulosos compuestos por un agregado oscuro de pequeños cristales de calcita con abundantes impurezas (Fig. 4-42 y 4-43). Estos fragmentos presentan en su parte central cristales de cuarzo y/o calcedonia fibrosa radiada. Hay otros fragmentos líticos subredondeados conformados por calcita cristalina de 60 µm y/o cristales cuarzosos de 30 µm (recristalizados?) y también líticos alterados a arcillas y óxidos de Fe. Además, se encontraron fragmentos de cristales de biotita y cuarzo. La matriz de esta roca está constituida por cristales de calcita muy fina con óxidos de hierro y diminutos cristales de cuarzo. El cemento de estas brechas es un carbonato impuro de grano fino. Podrían corresponder a facies carbonáticas retrabajadas.

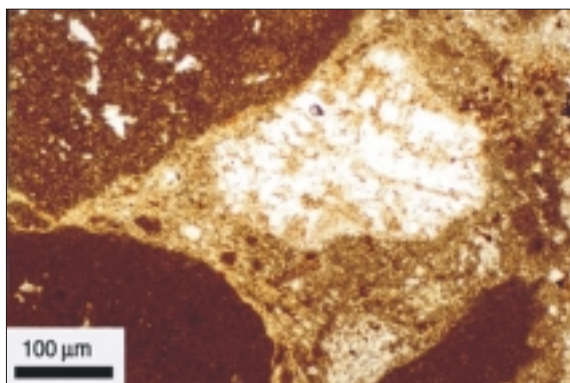


Fig. 4-42. Fragmentos líticos en un cemento carbonático de grano fino.

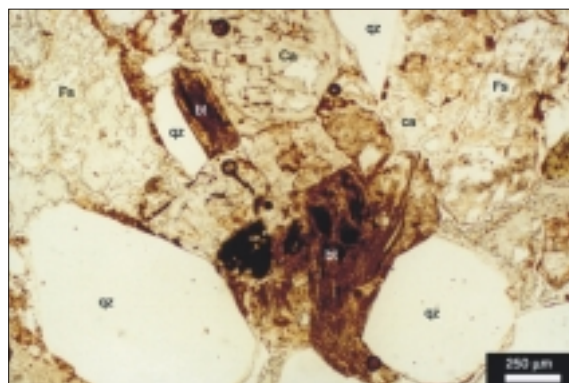


Fig. 4-43. Brecha compuesta por fragmentos de cristales y clastos compuestos totalmente por calcita en una matriz muy impura compuesta por argilominerales y carbonato.

Brechas hidrotermales

Las brechas hidrotermales conforman afloramientos de pequeñas dimensiones (4- 10 m²) que se distribuyen principalmente en las cercanías del Mogote Hormigas y al sur del Mogote Divisoria (**Mapa Sector Noreste**). Sobre la base de las observaciones de campo y en muestra de mano, estas brechas se agruparon en dos tipos (A y B) que se diferencian principalmente en algunas características tales como la cantidad, tamaño y forma de los fragmentos, la matriz, las cavidades y el grado de silicificación.

Brechas tipo A

Los principales asomos de las brechas de tipo A, están situados a pocos metros al oeste del Mogote Hormigas y se distribuyen en un área de aproximadamente 200 x 200 metros. Principalmente es matriz soportada aunque más raramente es clasto soporte (Fig. 4-44).

La matriz consiste en variables cantidades (10 a 30 % en volumen) de roca finamente triturada. La mayoría de los clastos son de tamaño pequeño a mediano (con un tamaño promedio de aproximadamente 15 cm) aunque también presenta bloques grandes. El cemento está conformado por sílice (cuarzo y calcedonia) y óxidos de hierro provenientes de la oxidación de piritas, que tienen elevados contenidos de oro, usualmente el cemento deja pequeñas cavidades de hasta 0.5 cm, tapizadas por cristales de cuarzo.

La litología de los fragmentos es la misma que la de la roca hospedante de esta brecha. Clastos de ignimbritas ricas en líticos y pómez, tobas lapillíticas y tufitas del Miembro Mogote Hormigas son los que predominan. Tiene fragmentos de sinter silíceo, que aflora a unos pocos metros, de <1 cm hasta 50 cm y además las capas de sinter silíceo están también brechadas mostrando una textura de tipo *jig-saw*, probablemente como continuación de estos mismos procesos de brechación (ver Brecha tipo B). Los fragmentos de sinter son angulosos a subangulosos (Fig. 4-45). Se han encontrado clastos exóticos de esquistos de basamento metamórfico de la Formación La Modesta, que tienen apariencia de plato y bordes redondeados. La morfología de los fragmentos de ignimbritas, lapillitas y tobas, varían desde angulosa a subredondeada. La brecha contiene clastos hidrotermalmente alterados que derivan del reservorio geotermal (fragmentos silicificados y con argilización illítica-caolinítica, calcedonia-caolinita, illita-smectita e interestratificados illita/smectita). Asimismo, la presencia de fragmentos de brecha muestran que ha ocurrido más de un episodio de brechación.



Fig. 4-44. Brecha heterolítica en muestra de testigo de perforación.

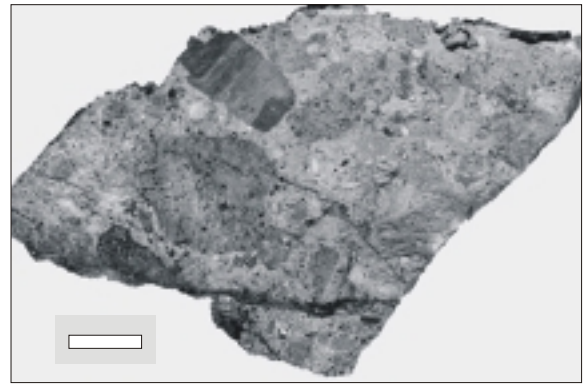


Fig. 4-45. Fragmentos de sinter siliceo y rocas piroclásticas en Brecha A. Barra 1,5 cm.

Moreira et al. (2001) encontraron fragmentos de rocas metamórficas que contienen numerosas y pequeñas laminillas de oro concordantes con los planos de esquistosidad (Fig. 4-46). Las rocas metamórficas son filitas y esquistos cuarzo-muscovíticos. Estudios de DRX muestran que estos fragmentos están hidrotermalmente alterados, y que están compuestos por láminas de sericita orientada y lentes de caolinita y cuarzo (Fig. 4-47).

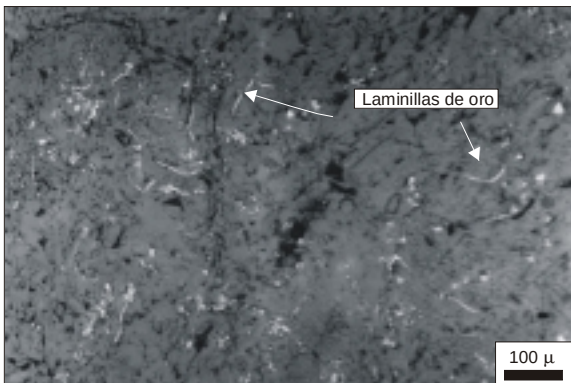


Fig. 4-46. Sección pulida de fragmentos de rocas metamórficas con laminillas de oro.

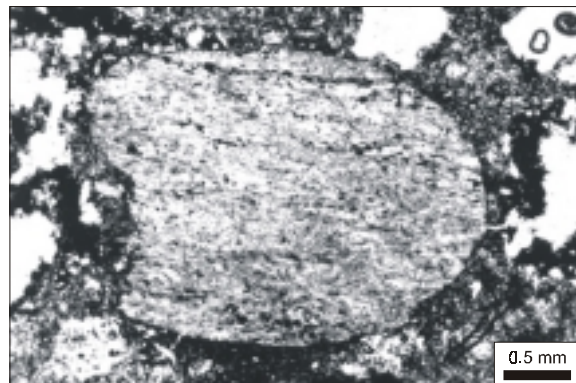


Fig. 4-47. Clastos de basamento en secciones delgadas de la Brecha A.

Finalmente abundantes venillas pequeñas y finas (< 1 mm a 2 cm) cortan esta brecha.

Estas vetillas están compuestas por cuarzo blanquecino a grisáceo y representan un fracturamiento hidráulico posterior (Fig. 4-48).

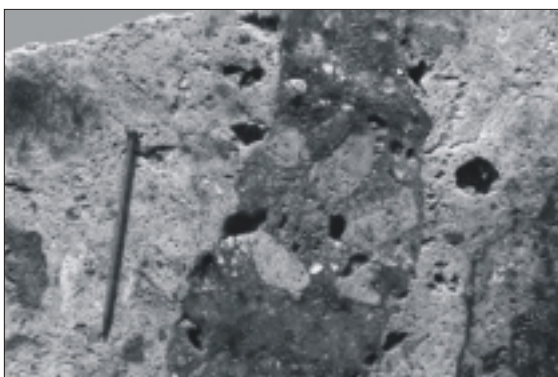


Fig. 4-48. Venillas de cuarzo que representan fracturamiento hidráulico tardío en la Brecha tipo A.

Los datos de las perforaciones (INREMI-FOMICRUZ S.E., 2004) indican que la forma de esta brecha es un cono de aproximadamente 100 metros de profundidad por 20 metros de diámetro cuyo contacto oriental con la roca de caja (Ignimbrita de líticos y pómez del Miembro Mogote Hormigas) es neto y el occidental es una zona de fractura asociada a importantes silicificaciones. Los sectores mineralizados de esta brecha, con altos valores en Au, están solo en su posición superior y no han sido cortados por las perforaciones. Asimismo lateralmente a esta brecha se presentan otras fracturas de menor escala y zonas con argilización de distribución irregular.

Brechas tipo B

Las brechas de tipo B se estudiaron a partir de los testigos de una perforación (DDH-18, MINAMERICA S.A.) situada en un bajo topográfico localizado en el sur de este sector y a partir de unos asomos que se ubican en un área de aproximadamente 300 x 250 metros y están situados a unos pocos metros al sur del Mogote Divisoria.

En testigos de perforación se observó una brecha hidráulica monolítica que afecta a las ignimbritas ricas en líticos y pómez del Miembro Mogote Hormigas. Esta brecha evoluciona desde fracturas de dilatación (Fig. 4-49 y 4-50) a una brecha clasto soportada (“tipo *crackle*”) (Fig. 4-51) y luego a una brecha matriz soportada (Fig. 4-52) que gradúa finalmente a una brecha con fragmentos subredondeados y re-brechados (Fig. 4-53). Generalmente, se produce un progresivo reemplazo de la matriz por sílice gris microcristalina con sulfuros, que generó un patrón distintivo de fragmentos interconectados separados por delgados canales de matriz silicificada (en parte textura “*jigsaw/puzzle*”). Frecuentemente los fragmentos de ignimbrita están intensamente argilizados, especialmente los componentes pumíceos.

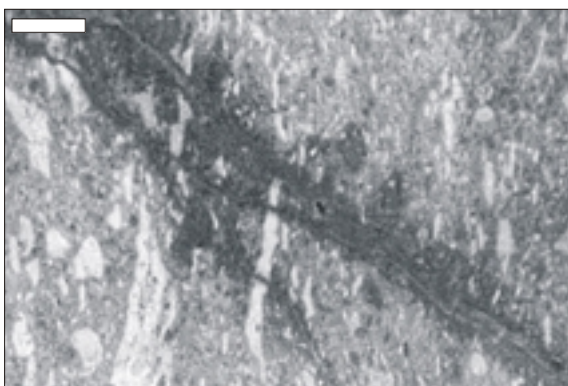


Fig. 4-49 Pequeñas fracturas irregulares (1-2 cm) rellenas por polvo de roca y fragmentos (<0.5 cm) cementados por pirita y cuarzo.

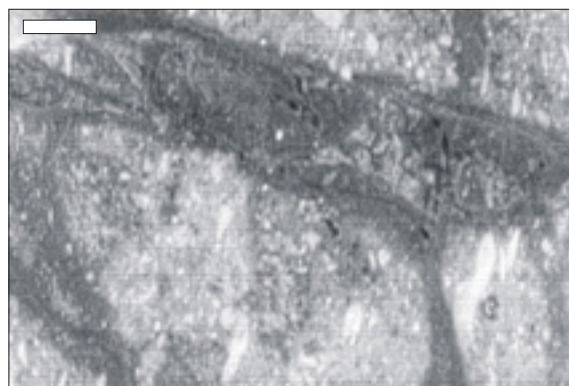


Fig. 4-50. Las fracturas se extienden hacia la roca de caja. Barra 1 cm.

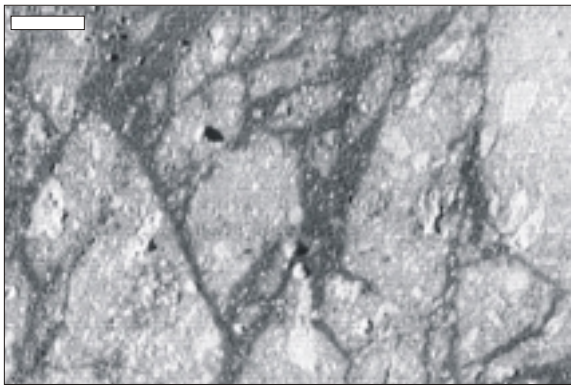


Fig. 4-51. Brecha tipo "crackle". Los fragmentos van de angulares a subangulares (5 a 15 cm de tamaño) y forman comúnmente una textura tipo "jigsaw". Típicamente contienen más de 90% de fragmentos y son clasto soportadas. Barra 1 cm.

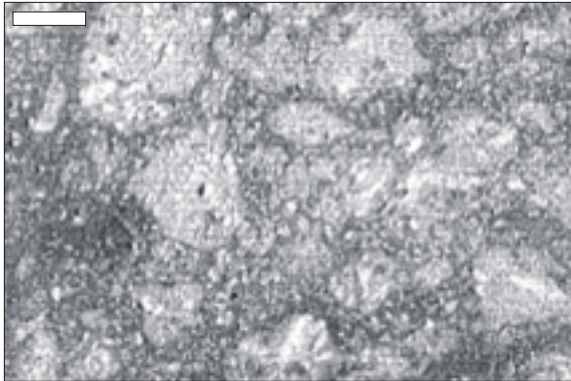


Fig. 4-52. Brecha matriz soportada con fragmentos que comienzan a rotar y flotar en la matriz. Esto es debido al reemplazo o la alteración de los pequeños fragmentos de la matriz por minerales hidrotermales (sílice y pirita) que afectan a los mas finos. Barra 1 cm.

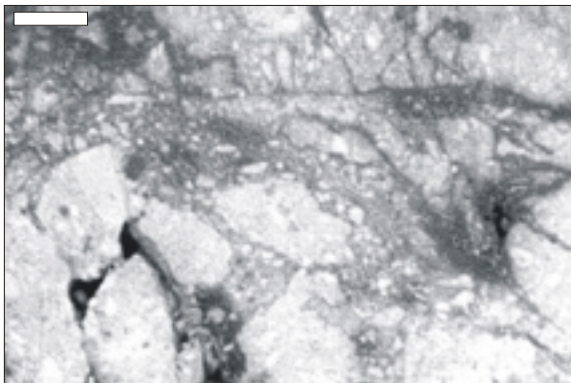
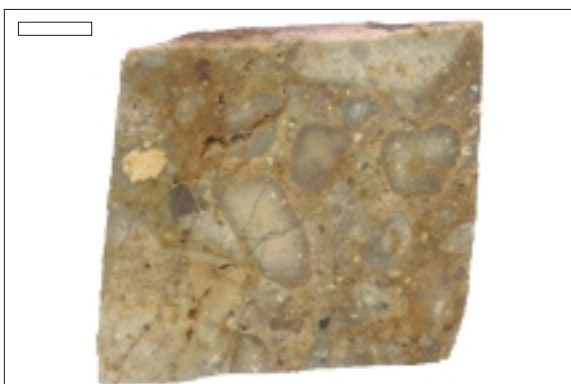


Fig. 4-53. Los clastos están rotados y subredondeados, indicando evidencias de abrasión, rotación y transporte. Hay algunas cavidades vacías. Una característica importante es la presencia de fragmentos re-brechados (rbx). La matriz y algunos fragmentos de esta brecha muestran una silicificación de moderada a intensa. Barra 1 cm.

Otro brechamiento de tipo hidráulico afecta a la brecha conglomerádica del Miembro Cerro de la Cueva. Los fragmentos además de estar silicificados y/o argilizados (caolinita-sericita), muestran un importante reborde milimétrico silicificado. Las cavidades en el cemento son abundantes y están tapizadas por cristales de cuarzo formando texturas de relleno de



espacios abiertos. Finas guías de cuarzo tardío cortan esta brecha (Fig. 4-54). Se trata de una brecha clasto soportada, aunque en ocasiones al tratarse originalmente de una roca brechosa, su textura es difícil de definir.

Fig. 4-54. Brecha tipo B con rebordes de silicificación y guías de cuarzo. Barra 2 cm.

4-2-2. SISTEMAS DE VETAS Y VETILLAS

La mineralización de La Josefina junto con la alteración hidrotermal relacionada fueron tratadas previamente por Del Blanco et al. (1994), Echeveste et al. (1995), Fernández et al. (1996), Schalamuk et al. (1998) y Moreira et al. (2002a,b).

Como ya se mencionó previamente y para un mejor entendimiento de los sistemas de vetas y vetillas del área, la misma fue dividida en 6 sectores: VETA NORTE (VN), LA JOSEFINA (LJ), PIEDRA LABRADA (PL), NORESTE (NE), PAREDONES (P) y BASAMENTO (B) (Fig. 4-2). Los dos primeros son los más importantes hasta el momento (LJ y VN) en función de la magnitud, contenido de metales y por ende su potencial económico. Estos sistemas, en general, tienen una orientación NO y muestran una posición vertical a subvertical, aunque resulta sumamente difícil establecer este dato en superficie, debido a la discontinuidad y a la pobre expresión de sus afloramientos.

En cada uno de estos sectores se han realizado tareas de mapeo de detalle, generando información y mapas que se incluyen en el texto y/o en el ANEXO. Las estructuras mineralizadas han sido clasificadas según su espesor en **guías** cuando presentan anchos de menos de 1 centímetro, **vetillas** cuando tienen entre 1 y 10 centímetros y **vetas** si tienen más de 10 centímetros de potencia.

En esta sección se presenta una caracterización de la morfología de las distintas vetas así como una descripción de los pulsos de relleno que cada una de estas presenta. Por su parte, en los capítulos sucesivos, se tratarán separadamente las características estructurales, mineralógicas y geoquímicas de estas mineralizaciones, así como las alteraciones asociadas a ellas. Finalmente a partir de toda esta caracterización y los estudios isotópicos y de inclusiones fluidas se tipifican las soluciones hidrotermales actuantes.

rojizo y verde, f) vetillas de cuarzo con sulfuros (pirita, galena, esfalerita y calcopirita) asociadas a cuarzo grueso negro y cuarzo blanco con textura en peine.

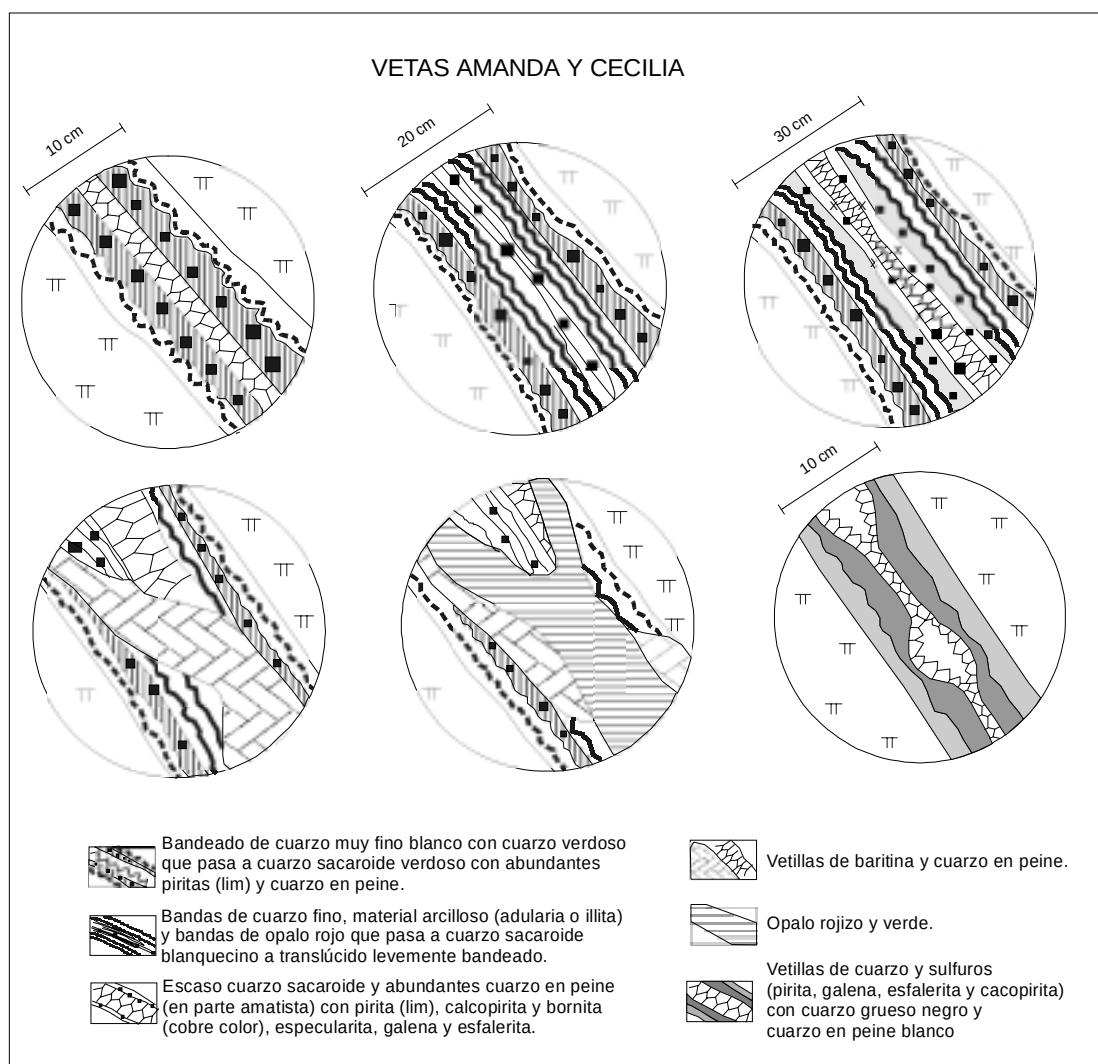


Fig. 4-56. Esquema de los tipos de relleno de las Vetas Amanda y Cecilia.

La Veta Amanda está conformada de norte a sur por: 3 pequeños cuerpos escalonados de rumbo general N 330°, de entre 7 y 15 metros de largo, con espesores de 0,2 a 1,2 metros. Continúa con una orientación N 350°, de 30 metros de largo, 3,2 metros de ancho máximo, asociada a vetillas de cuarzo de algunos centímetros de rumbos N 310-330°. Hacia el sur se ramifica en dos estructuras, la rama oeste de rumbo N 345° y de 0,3 metros de espesor y la rama este orientada N 330° de un ancho máximo de 1 metro. Estos dos cuerpos vuelven a aflorar a unos 65 metros al sur, donde la rama oeste cambia su rumbo a N 320° y la rama este se ensancha (hasta 3 metros) y se vuelve a dividir en una rama N-S y otra N 330° (**Mapa Veta Norte**).

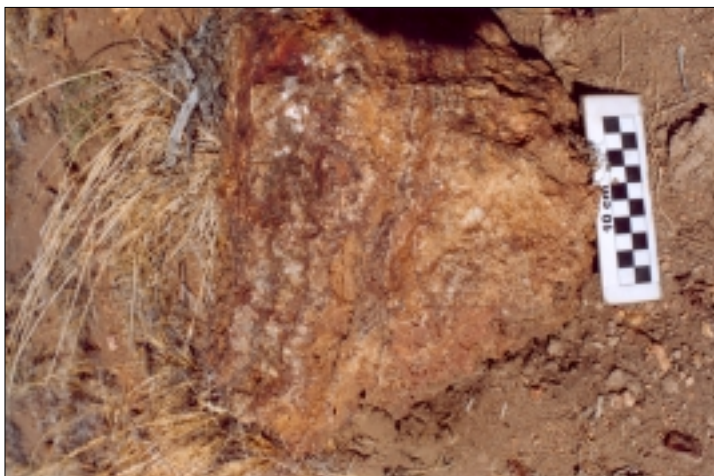


Fig. 4-57. Texturas bandeadas de la Veta Cecilia.



Fig. 4-58. Vetillas de baritina y cuarzo que forman parte de la Veta Amanda.

La veta Cecilia se presenta en su porción norte como un sistema de vetillas de cuarzo de entre 1 y 3 centímetros de espesor, la cual continua hacia el sur en 3 cuerpos muy discontinuos de rumbo N 330° e inclinación al este, con espesores que van de 0,9 a 3,5 metros.

Vetas Cruzada, Norte y Sur: se localizan en la porción centro-sur del sector Veta Norte y tienen orientaciones variables. En estas vetas se establecieron tres tipos de relleno (Fig. 4-59): a) cuarzo sacaroide con oro nativo, minerales del grupo FAHLORE, pirita, calcopirita y bornita, hematita especular, galena y esfalerita; b) vetillas de cuarzo en peine (en parte amatista); c) vetillas de cuarzo con sulfuros (pirita, galena, esfalerita y calcopirita) asociadas a cuarzo grueso negro y cuarzo blanco con textura en peine; d) brechas compuestas por fragmentos de vetillas cementadas por óxidos de Fe y Mn (Fig. 4-60).

La Veta Cruzada se extiende a lo largo de 115 metros; la porción norte esta representada por una zona con vetillas de cuarzo y floats de estructuras brechosas que se resuelven en cuerpo de 25 metros de largo de rumbo N 10° a N 50° con un ancho promedio de 0,5 metros. A unos 35 metros al sur aparece un cuerpo de unos 10 metros de largo por 1 metro de ancho promedio con orientación N 35°. Finaliza en un conjunto de vetillas de orientación N 50° y en un pequeño cuerpo de menos de 4 metros de longitud por 1 metro de ancho de rumbo N 332° que hacia el sur se continua en un conjunto de vetillas de hasta 5 centímetros de espesor.

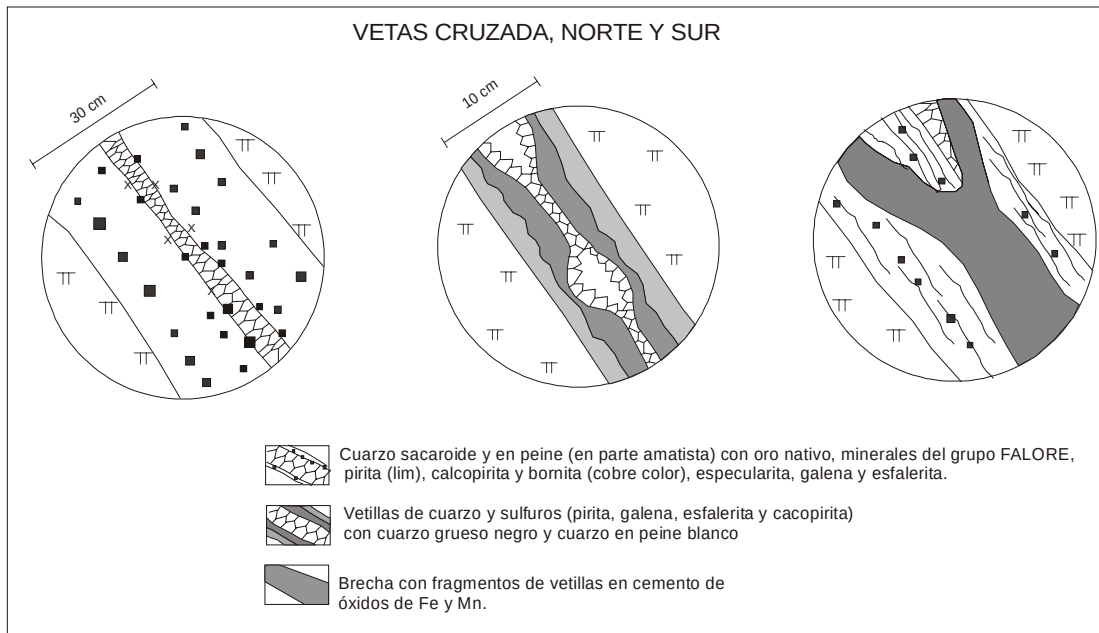


Fig. 4-59. Esquema de los tipos de relleno de las vetas Cruzada, Norte y Sur.



Fig. 4-60. Brecha compuesta por fragmentos de veta con cemento de óxidos de Fe y Mn.

La Veta Norte tiene una longitud total de aproximadamente 180 metros y una orientación aproximada N-S (Fig. 4-61 y 4-62). Comienza como una serie de floats orientados N 15° a lo largo de unos 40 metros, prosigue más al sur en un cuerpo de unos 30 metros con rumbo N 350°/ 60-70° E (Fig. 4-63) brechado tectónicamente, luego pasa a una serie de pequeños cuerpos lentiformes de rumbo N 340° con anchos máximos de hasta 3 metros. Finalmente se resuelve en una estructura brechosa inclinada al este y compuesta por vetillas de cuarzo orientadas entre N 310-330°. A unos 45 metros al sur de esta veta aparece un pequeño cuerpo de orientación N-S de unos 0.3 metros de espesor que podría corresponder a una extensión de la Veta Norte.

La Veta Sur tiene una longitud total de 140 metros, comienza con una serie de numerosos y pequeños cuerpos escalonados de orientación variable N 320° a N 342°, de hasta 1.5 metros de largo y hasta 1 metros de espesor, asociados a numerosas vetillas de rumbo NO. Hacia el sur forma dos cuerpos lentiformes brechosos de rumbo N 325°, de unos 6 y 9 metros de largo por unos 2 y 3 metros de espesor máximo, respectivamente.

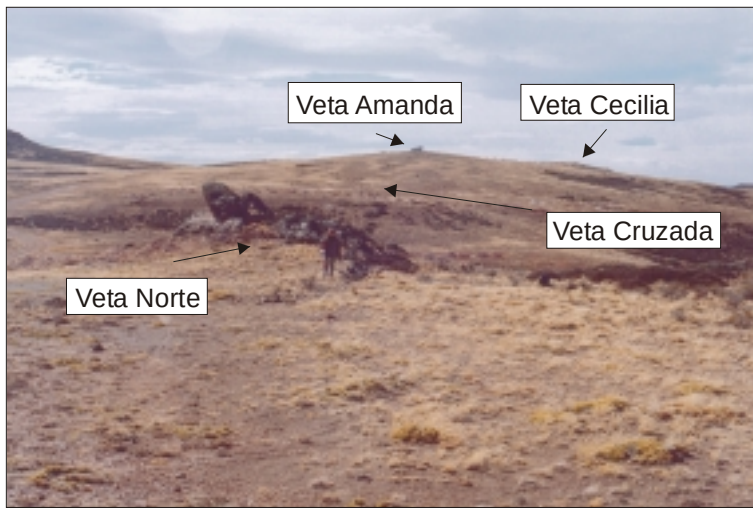


Fig. 4-61. Vista en primer plano de la Veta Norte con curvatura hacia el SO, atrás vetas Noreste, Amanda y Cecilia.



Fig. 4-62. Detalle de estructura que forma parte de la Veta Norte.



Fig. 4-63. Sector de la veta Norte brechada tectónicamente.

Sector La Josefina

El sector denominado La Josefina se ubica en los alrededores del casco de dicha estancia y ocupa un área elongada en sentido noreste de aproximadamente 4.5 x 2 km. En este sector las mineralizaciones se manifiestan en 8 vetas principales asociadas a numerosas estructuras menores tales como vetillas de cuarzo y sectores con fuerte silicificación penetrativa (**Mapa Sector Central**). Una colada del basalto La Angelita separa las vetas María Belén, Las Latitas, Ailín, Adularia, Frida y Lola en el sector noreste, de las vetas Simona y Upi que se ubican en el sector suroeste. La roca de caja de todas estas mineralizaciones es la ignimbrita rica en cristales del Miembro Piedra Labrada, menos la parte norte de la veta Simona que se aloja en la unidad de flujo rica fiammes grandes de este mismo Miembro. Las vetas en general están formadas por cuerpos discontinuos de tipo sigmoides conformados por densas fajas de vetillas de cuarzo de espesores variables de entre < 1 y 10 centímetros. Tienen potencias variables de hasta 3.5 metros y alcanzan longitudes de centenares de metros (220 a 600 metros) y por lo general presentan una dirección principal NO.

Veta Upi: es una estructura muy discontinua de rumbo general NO que se extiende a lo largo de unos 400 metros (Fig. 4-64). La porción norte está conformada por un conjunto de vetillas de cuarzo de rumbos entre N 320-350° que forman un cuerpo de hasta 2 metros de espesor. En la parte central predominan las vetillas de rumbo N 320° y secundariamente las N 10°; en esta zona el espesor de la faja varía entre 0,4 a 1, 5 metros. La porción sur está conformada por numerosas vetillas entrelazadas que forman una especie de *stockwork* de orientación N 340° de unos 3,5 metros de ancho (Fig. 4-65) que continúan hacia el sur en una estructura N 320° de unos 0,4 metros de ancho (Fig. 4-66). La parte más austral de la veta tiene una dirección N 10° y está compuesta por fajas de vetillas subparalelas de entre 1 y 8 centímetros de espesor. Inmediatamente al oeste de la veta aparece una zona con numerosas vetillas de cuarzo de unos 50 metros de longitud y entre 0,5 y 3 centímetros de ancho.

Al noreste de la Veta Upi, hay otro sistema de vetillas de rumbos N 320° e inclinación 75° al este, acompañadas por numerosas guías de orientación entre N 335-350°.

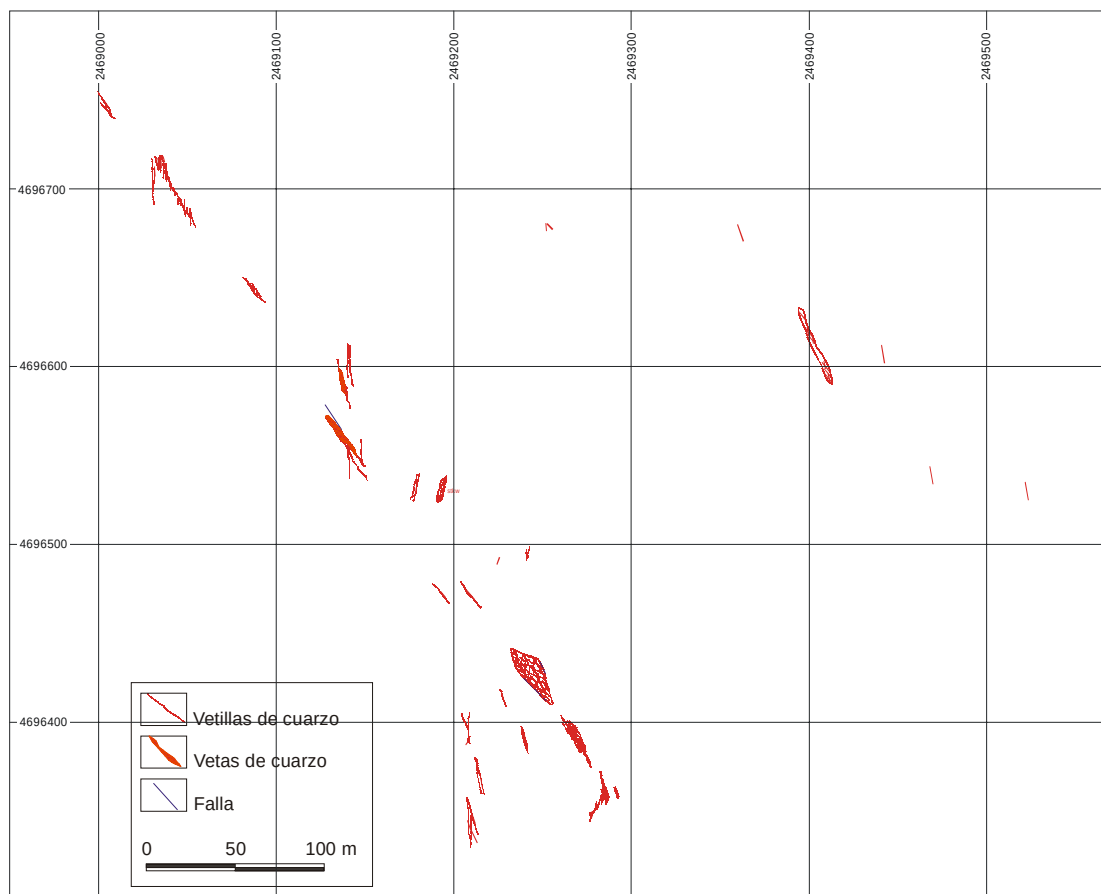


Fig. 4-64. Mapa Veta Upi.



Fig. 4-65. Stockwork de la Veta Upi.



Fig. 4-66. Parte sur de la veta Upi.

Se han reconocido en esta veta cinco tipos de relleno (Fig. 4-67): a) cuarzo sacaroide con “*platy*” calcita, pirita, calcopirita y/o bornita y galena; b) vetillas de cuarzo blanco en peine; c) relleno de ópalo rojizo; d) vetillas de cuarzo translúcido en peine (Fig. 4-68); e) relleno de ópalo castaño claro bandeado que reemplaza a la “*platy*” calcita (Fig. 4-69).

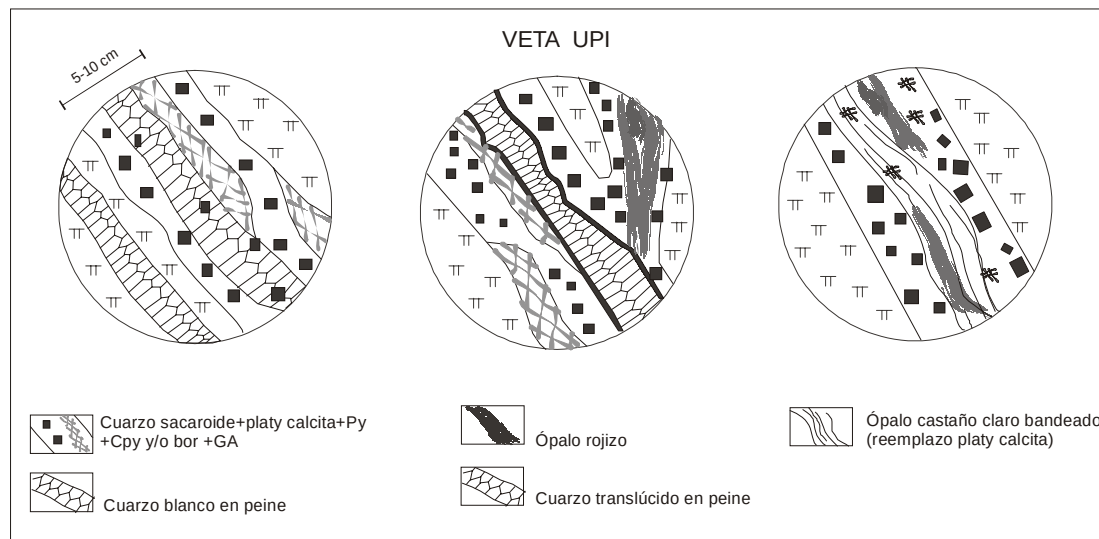


Fig. 4-67. Esquema de los tipos de relleno de la Veta Upi.



Fig. 4-68. Vetillas de cuarzo translúcido en peine que hacia los bordes presenta bandas de ópalo rojizo.



Fig. 4-69. “*Platy*” calcita reemplazada por sílice.

Veta Simona: tiene un rumbo principal NO y asoma en forma discontinua en unos 500 metros (Fig. 4-70). La porción septentrional se caracteriza por la presencia de baritina y comienza con una serie de *floats* de estructuras brechosas orientados N 340° y dispuestos en un ancho de hasta 0,6 metros. Continúa en un cuerpo de 1,2 metros de espesor conformado por, 3 vetas de baritina paralelas, de entre 0,1 y 0,4 metros de espesor, y numerosas vetillas de cuarzo de aproximadamente 1 centímetro que presentan orientaciones muy variadas tales como N-S, E-O, N 340°, N 325° y N 20°. Este cuerpo también se orienta N 340°. La parte

central está compuesta por una faja de vetillas de cuarzo de rumbo N 330° y de 10 centímetros de ancho, al que se asocian una estructura mayor de orientación N 320-325° de un ancho máximo de 1,5 metros (Fig. 4-71), delgadas vetillas de rumbo N-S a N 10°. La porción sur se inicia con vetillas de entre 1 y 3 centímetros de rumbo N 330° que luego se resuelven en dos cuerpos con rumbos promedio N 330° y N 345° y espesores máximos de 3 y 1,5 metros, respectivamente. Estos dos cuerpos están separados por un conjunto de vetillas de rumbo N-S.

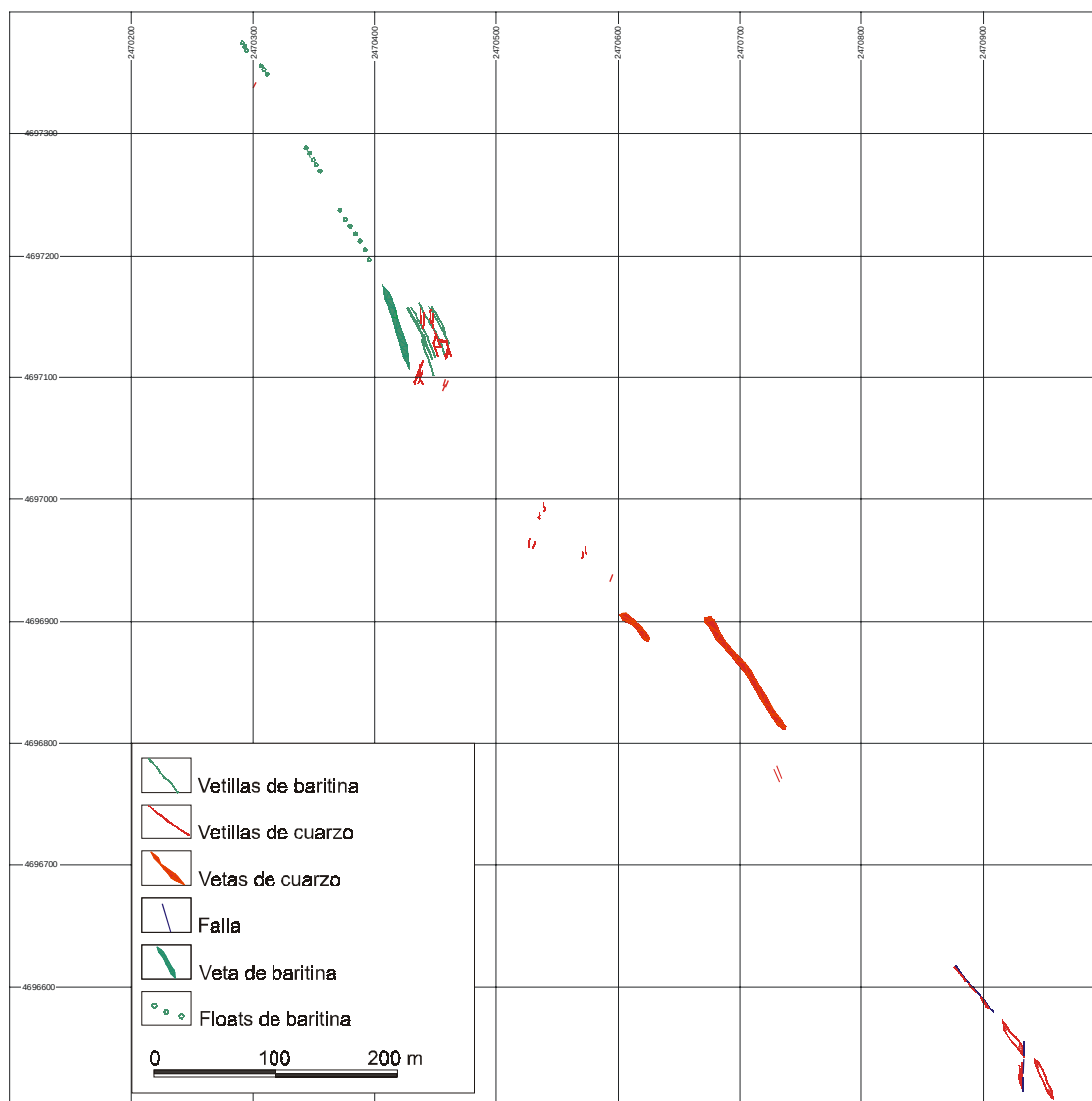


Fig. 4-70. Mapa de Veta Simona.

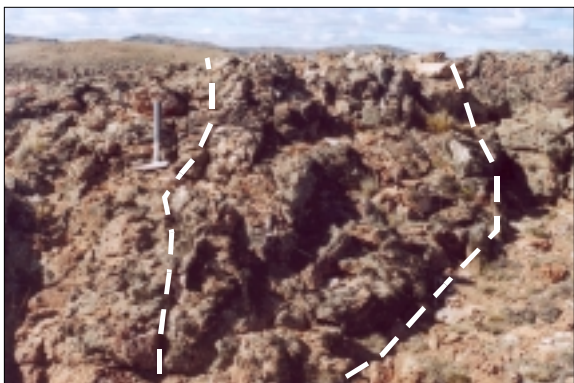


Fig. 4-71. Porción central de Veta Simona.

Se determinaron cinco tipos de relleno en la Veta Simona (Fig. 4-72) que son los siguientes: a) cuarzo sacaroide con “*platy*” calcita, pirita, calcopirita y/o bornita, y galena; b) vetillas de cuarzo blanco en peine; c) cuarzo gris fino que reemplaza totalmente a la “*platy*” calcita; d) relleno de baritina; e) relleno de ópalo castaño claro bandeado.

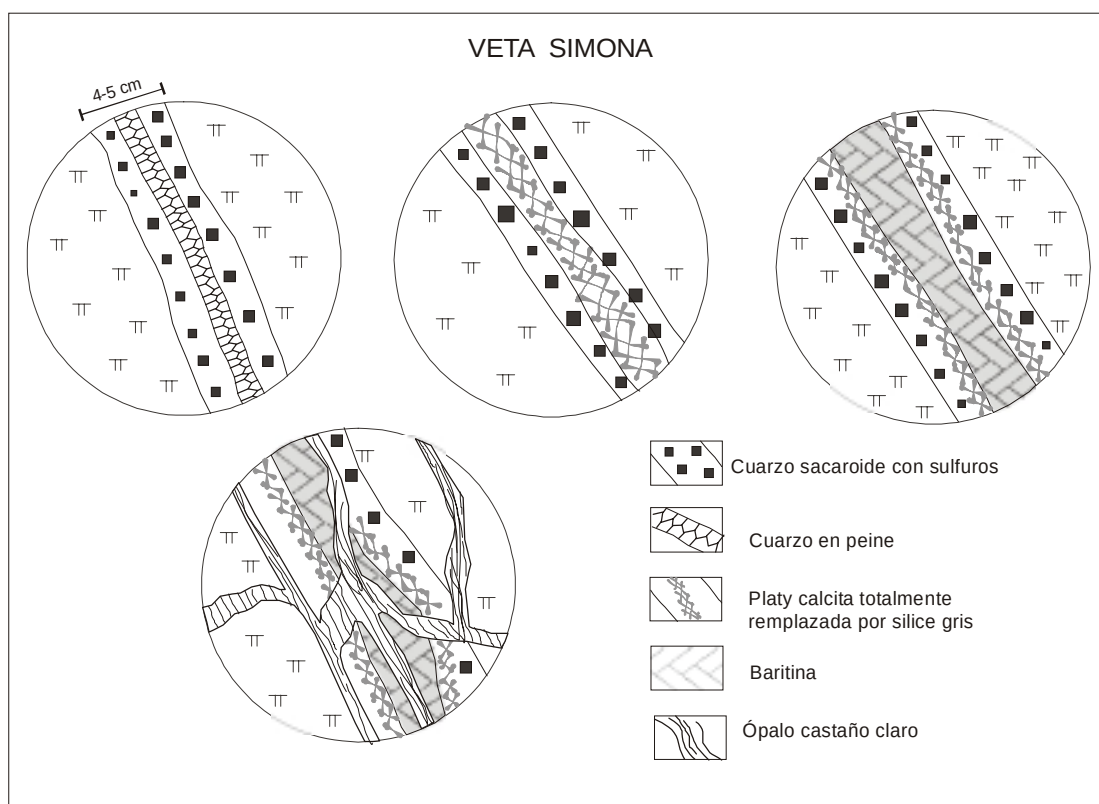


Fig. 4-72. Esquema de los tipos de relleno de la Veta Simona.

Veta Lola: se extiende a lo largo de unos 350 metros con un rumbo principal N 330° (Fig. 4-73). Su extremo norte está conformado por un conjunto de vetillas entrelazadas de cuarzo, que forman un *stockwork* cuyas principales orientaciones son N 8° y N 350° (Fig. 4-74). Hacia el SE se continúa en pequeños cuerpos arrosariados orientados aproximadamente N 330°, cuyas

dimensiones van de 3 a 9 metros de largo por 0,3 a 1 metro de ancho (Fig. 4-75). Finalmente se resuelve en lomadas donde la roca de caja está silicificada y se reconocen vetillas de orientación NO y algunas N 10°. Al sur de la Veta Lola aparecen sectores con vetillas de rumbo N 300°, que alcanzan hasta 10 centímetros de ancho y están acompañadas por otras menores y guías de orientación N 10°. Asimismo entre la Veta Lola y la Veta Frida aparecen una serie de vetillas de cuarzo de < 1 a 2 centímetros de potencia y de rumbo N-S.

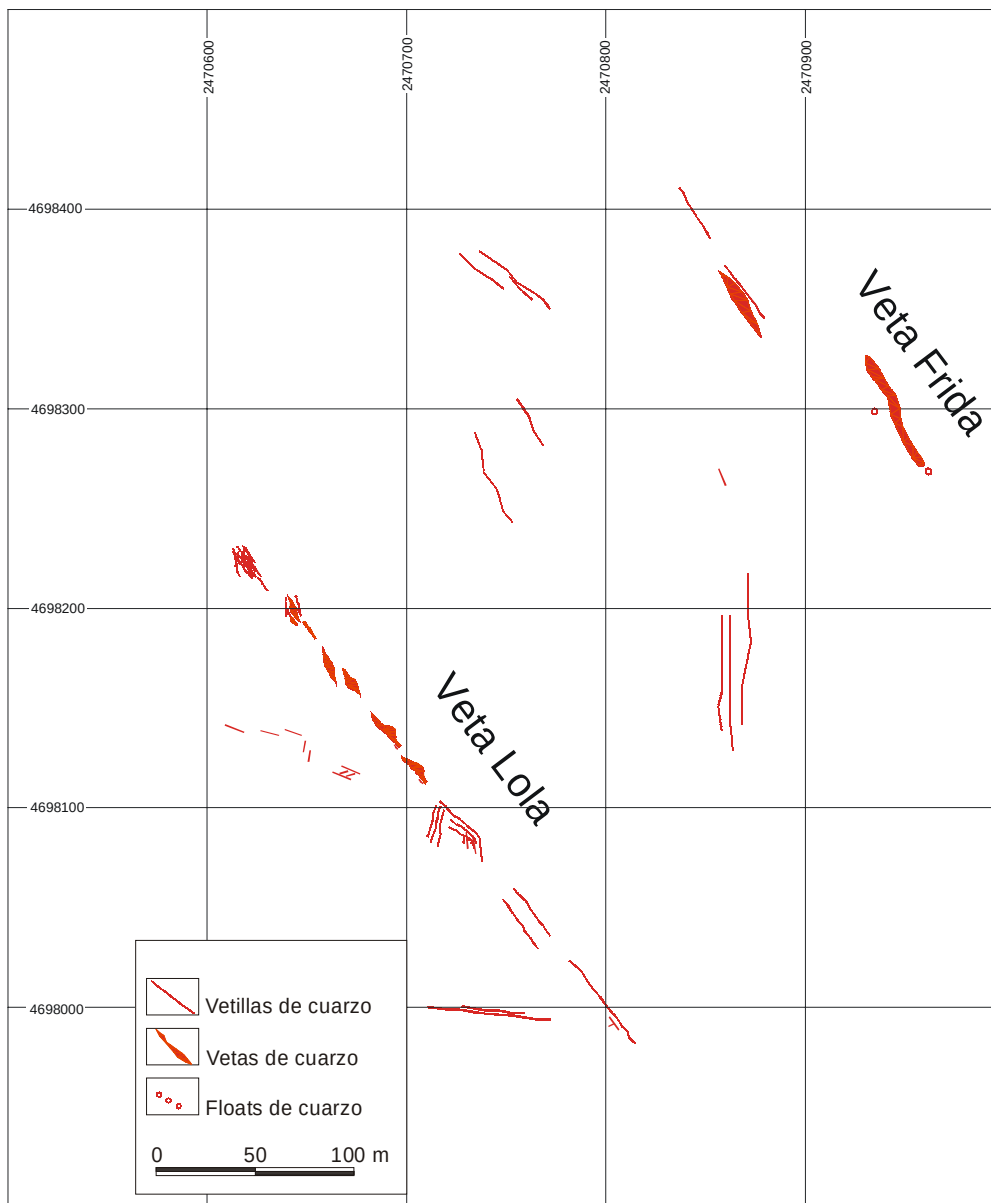


Fig. 4-73. Distribución de las vetas, vetillas y *floats* que componen las estructuras Lola y Frida.

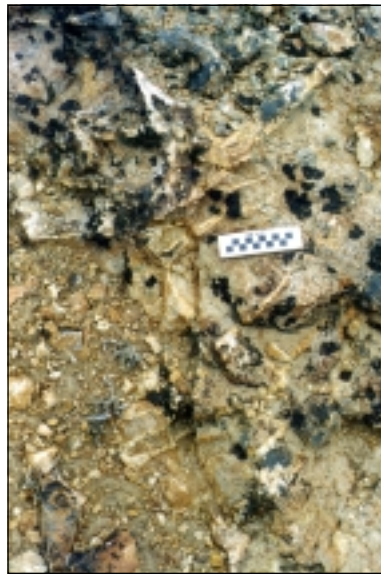


Fig. 4-74. Parte central de la Veta Lola.

Fig. 4-75. *Stockwork* en el norte de la Veta Lola.

Se encontraron cinco tipos de relleno en la Veta Lola que son los siguientes (Fig. 4-76): a) cuarzo sacaroide gris oscuro con escasos sulfuros, predominio de pirita, y menor calcopirita y/o bornita; b) cuarzo en peine que desarrolla abundantes geodas y drusas; c) bandeo de cuarzo blanco, gris y translúcido (Fig. 4-77); d) vetillas de cuarzo en peine transparente y verdoso hacia los extremos de los cristales (Fig. 4-78); e) relleno de ópalo castaño claro.

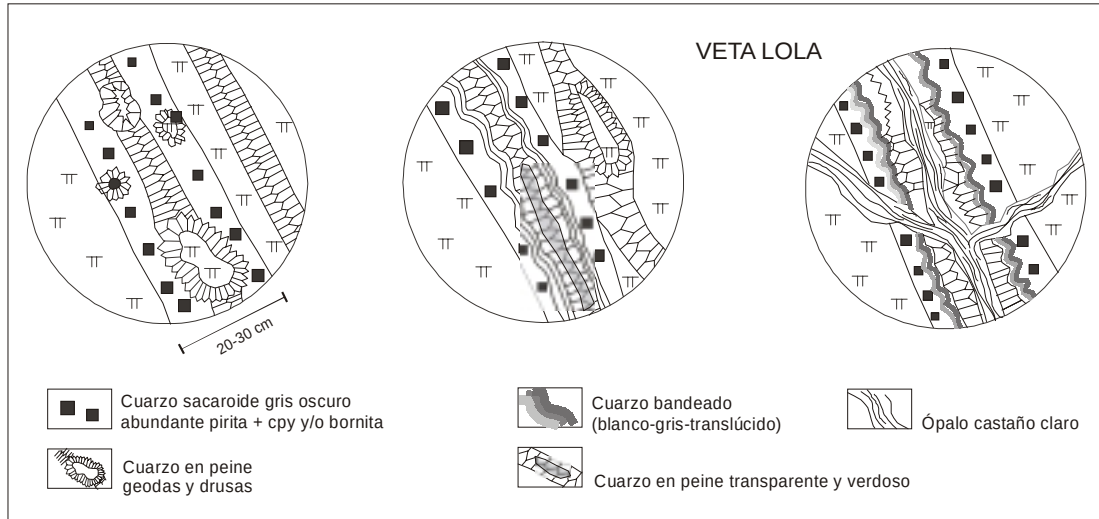


Fig. 4-76. Esquema de los tipos de relleno de la Veta Lola.

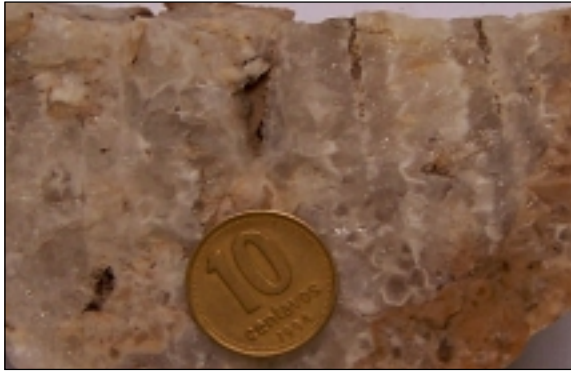


Fig. 4-77. Cuarzo bandedo de la Veta Lola, pulso c.



Fig. 4-78. Cuarzo en peine del pulso d.

Veta Frida: se extiende a lo largo de unos 220 metros (Fig. 4-73). Comienza en el norte con un conjunto de vetillas de rumbo N 330° que tienen entre 2 y 3 centímetros de espesor; luego sigue un cuerpo brechoso de igual orientación que se extiende a lo largo de unos 5 metros con una potencia máxima de 2 metros, que contiene vetillas de rumbo N 330° (2 a 3 centímetro), N 290° (1 a 2 centímetros) y N 320 (hasta 10 centímetros). Más al sur aparece el cuerpo de mayores dimensiones (24 metros de largo por 25 centímetros de espesor promedio) que tiene una orientación N 350° y que se continúa a lo largo de unos 10 metros en *floats* alineados en unos 50 centímetros de ancho.

Se observaron cinco tipos de relleno en la Veta Frida (Fig. 4-79): a) cuarzo sacaroide blanco con escasos sulfuros, predominio de pirita, y menos presencia de calcopirita y/o bornita; b) “*platy*” calcita; c) cuarzo sacaroide gris que reemplaza parcialmente a la “*platy*” calcita; d) bandedo de cuarzo blanco, gris y translúcido; e) vetillas de cuarzo en peine.

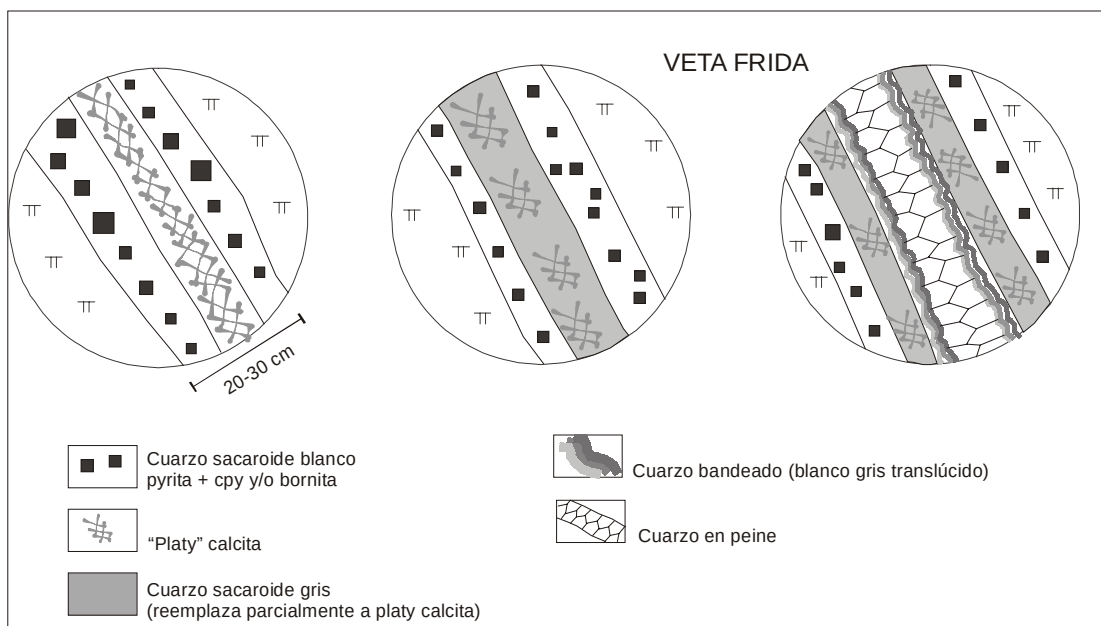


Fig. 4-79. Esquema de los tipos de relleno de la Veta Frida.

Veta Adularia: se extiende discontinuamente a lo largo de unos 600 metros con orientación NO (Fig. 4-80). Al norte está conformada por una serie de cuerpos de cuarzo de rumbo N 330° que tienen espesores variables entre 0,3 y 1,5 metros y que hacia el sudoeste se ramifican en una serie de vetillas N 290° y N-S (Fig. 4-81). Continúa en tres cuerpos de cuarzo y adularia, el primero de rumbo variable entre N 308° y N 320°, otro de orientación N 334° con un espesor máximo en su porción central de 0,4 metros y se adelgaza hacia el sur (Fig. 4-82) y el tercero, de menores dimensiones, corresponde a una silicificación con vetillas de orientación N 10°. Al sur de esta veta se encontró una silicificación muy penetrativa y un pequeño afloramiento de una brecha con rumbo N 320°, compuesta por fragmentos de baritina y cuarzo cementados por ópalo rojizo.

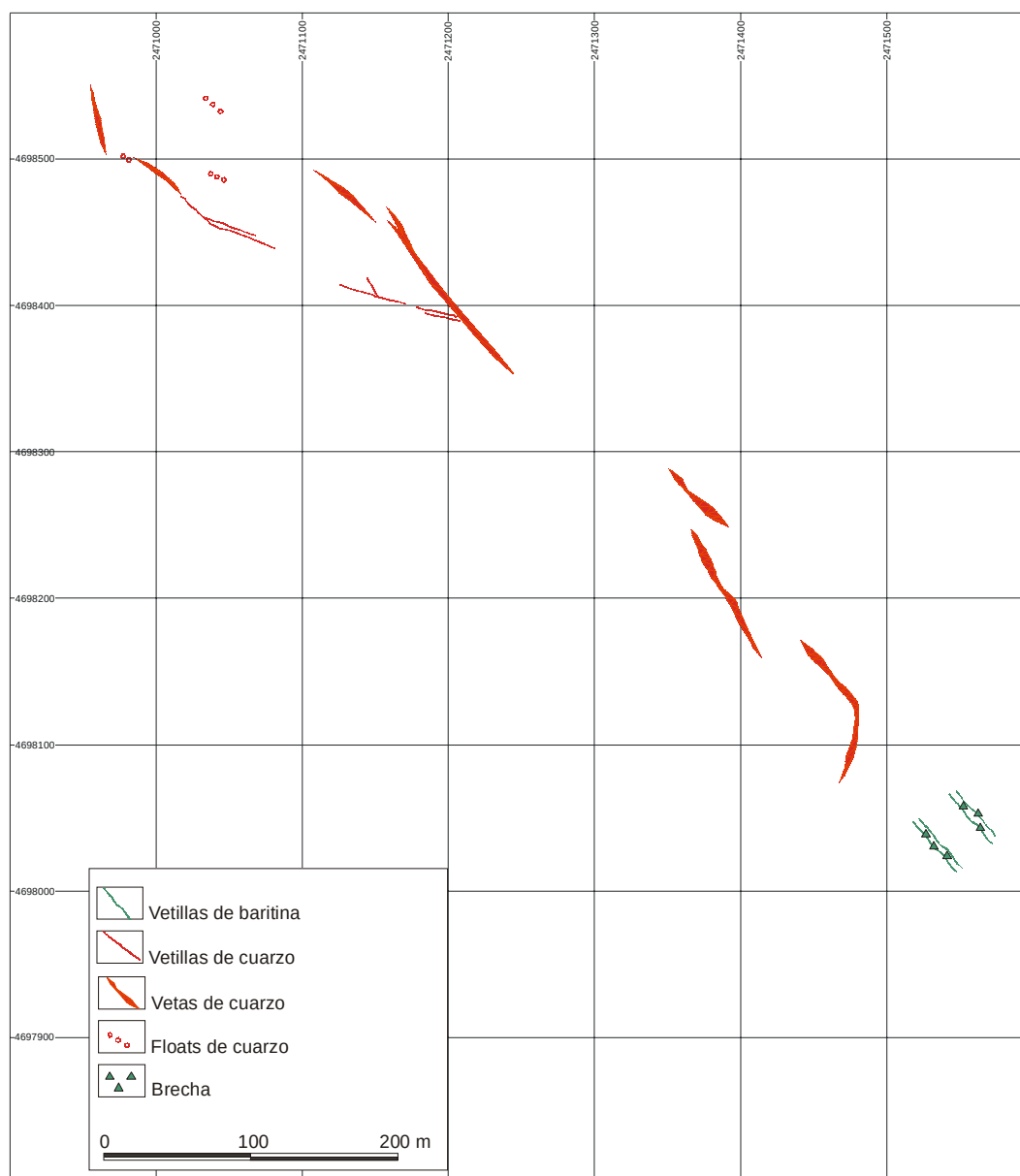


Fig. 4-80. Distribución de elementos que integran la veta Adularia.



Fig. 4-81. Cuerpos arrosariados de la veta Adularia.

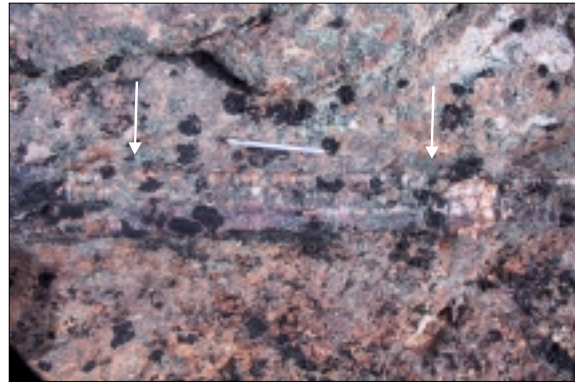


Fig. 4-82. Vetillas de cuarzo en peine que conforman la ramificación norte de la veta Adularia.

Se reconocieron 6 tipos de relleno en esta veta (Fig. 4-83): a) vetillas de cuarzo blanco en peine; b) relleno de ópalo rojizo; c) cuarzo sacaroide verdoso, d) cuarzo sacaroide blanco con adularia, “*platy*” calcita y escasos sulfuros oxidados (Fig. 4-84); e) cuarzo sacaroide gris que reemplaza a “*platy*” calcita; f) vetillas de cuarzo en peine transparente y verdoso hacia los extremos de los cristales.

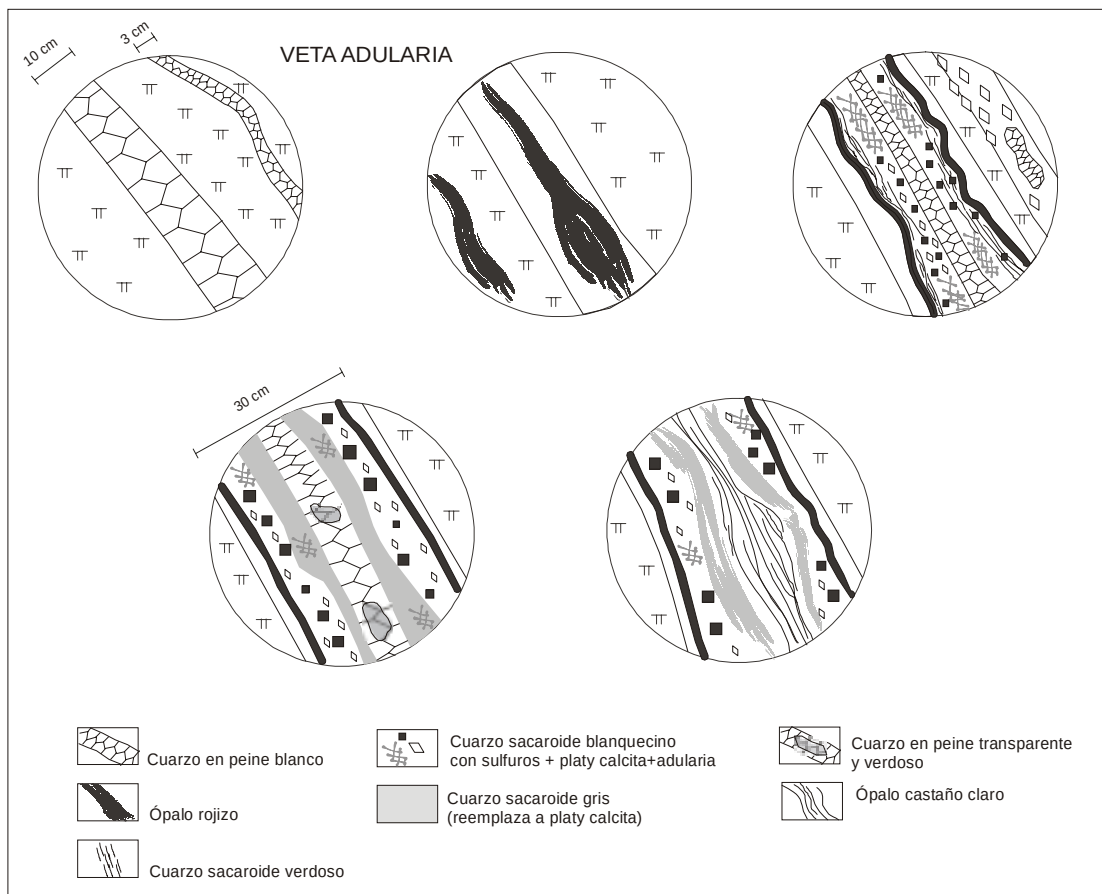


Fig. 4-83. Esquema de los tipos de relleno de la veta Adularia.

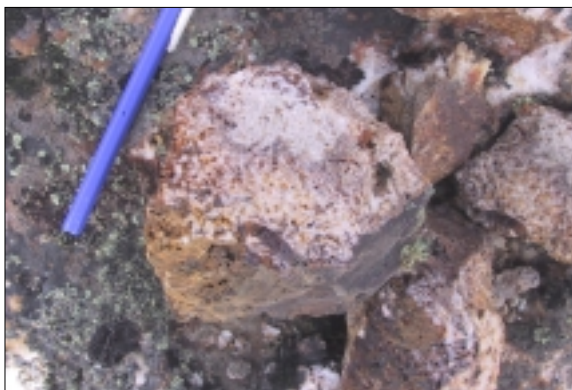


Fig. 4-84. Cuarzo sacaroide con sulfuros oxidados de la veta Adularia.

Veta Ailín: está compuesta por una serie de cuerpos discontinuos que se extienden a lo largo de unos 300 metros con rumbo NO (Fig. 4-85). Al norte, comienza con dos cuerpos subaflorantes de orientación N 330°, de unos 15 metros de largo y de 0,5 metros de espesor máximo. Continúa en una faja de vetillas que forman una estructura de entre 15 y 50 centímetros de espesor. Finalmente al sur está el cuerpo principal, que sigue el mismo rumbo que los anteriores, tiene un ancho medio de 1 metro, inclina al este y su piso está asociado a una zona de falla (Fig. 4-86); hacia el sur, su espesor disminuye hasta que se pierde en un conjunto de finas vetillas de cuarzo y roca con tinciones limoníticas.



Fig. 4-86. Parte sur de la veta Ailín, en el piso zona de falla (señalada por las flechas).

Se identificaron seis tipos de relleno en la Veta Ailín (Fig. 4-87): a) bandeo de cuarzo blanco, oro nativo, hematita especular y pirita; b) agregado masivo de especularita, oro nativo y pirita (Fig. 4-88); c) cuarzo sacaroide blanco con abundante pirita, escasa especularita, calcopirita y/o bornita, galena, esfalerita, tetraedrita y minerales de Ag; d) vetillas de cuarzo en peine (en parte amatista); e) relleno de ópalo rojizo; f) vetillas de cuarzo en peine transparente y verdoso hacia los extremos de los cristales.

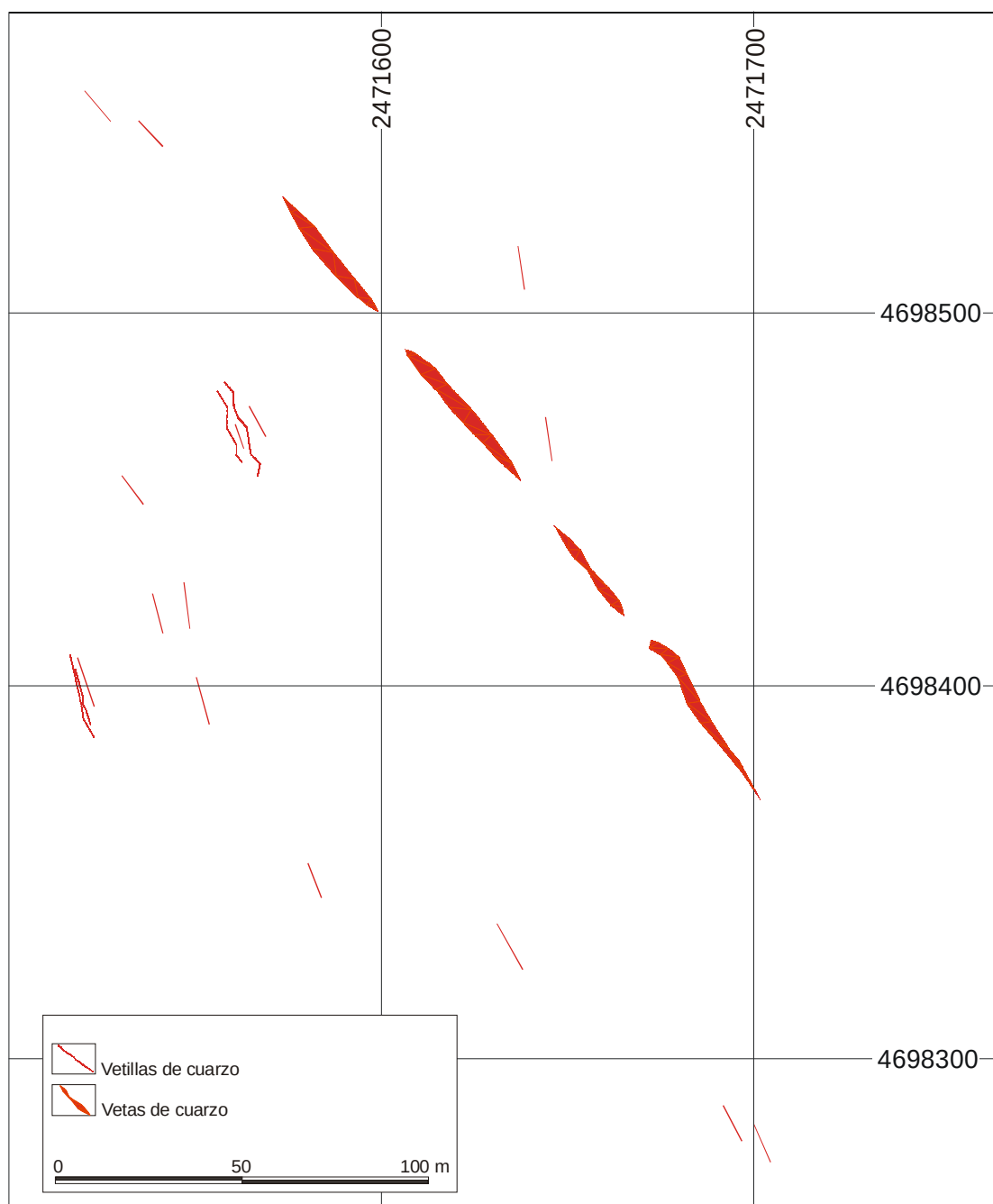


Fig. 4-85. Esquema de la veta Ailín.

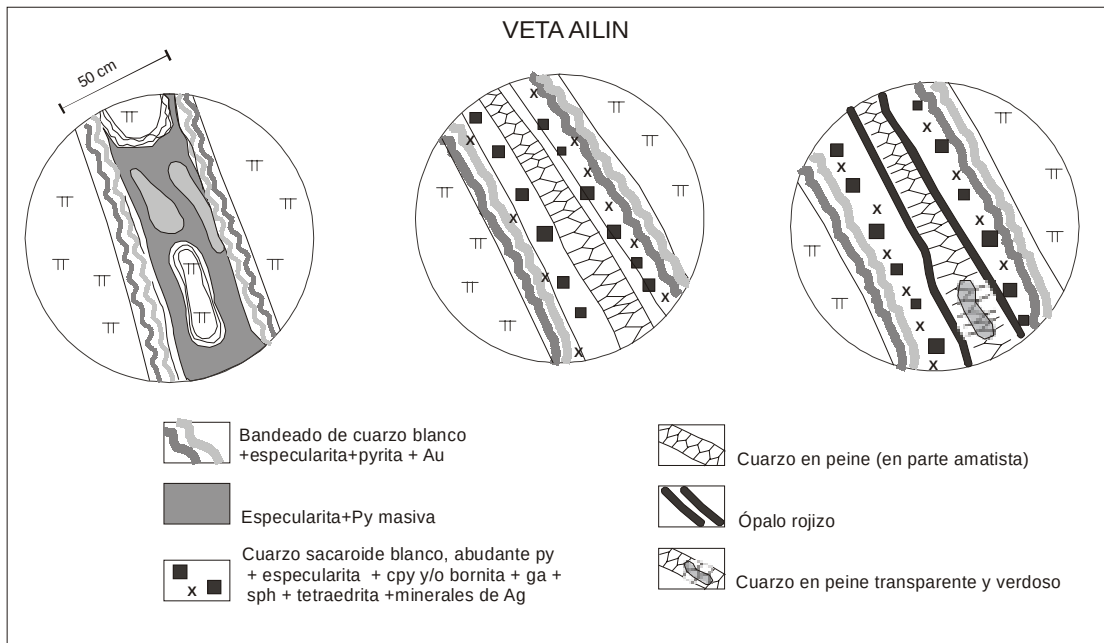


Fig. 4-87. Esquema de los tipos de relleno de la veta Ailín.



Fig. 4-88. Detalle de los pulsos de mineralización ricos en oro nativo, especularita y pirita de la veta Ailín.

Veta Las Latitas: es una estructura discontinua de unos 450 metros de longitud (Fig. 4-89). En su parte norte se desarrolla un *stockwork* de delgadas vetillas de cuarzo y continua al sureste con dos cuerpos subparalelos de rumbo N 330°, de entre 0,1 y 0,7 metros de espesor. La estructura principal tiene una orientación N 340° y un ancho promedio de 0,5 metros, que hacia el sur se resuelve en un conjunto de vetillas de cuarzo de algunos centímetros de espesor.

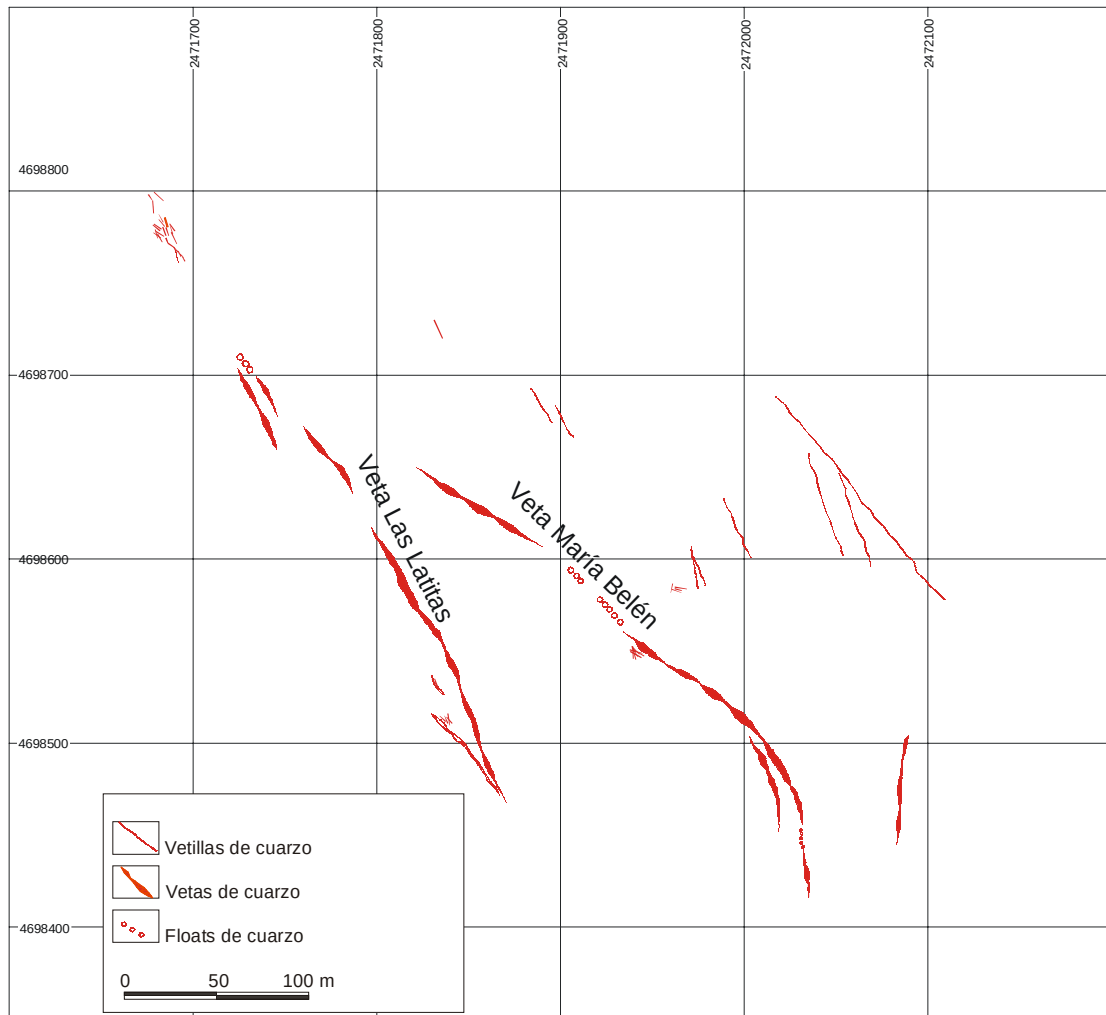


Fig. 4-89. Distribución de las estructuras que conforman las vetas Las Latitas y María Belén.

Se reconocieron 3 tipos de relleno (Fig. 4-90): a) bandeo de cuarzo sacaroide blanquecino con sulfuros (principalmente pirita y menor calcopirita y/o bornita); b) cuarzo sacaroide verdoso; c) vetillas de cuarzo en peine.

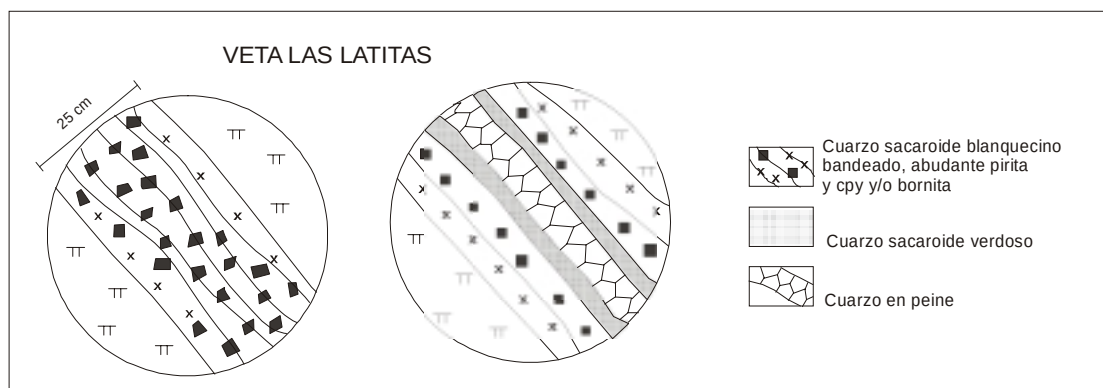


Fig. 4-90. Esquema de los tipos de relleno de la veta Las Latitas.

Veta María Belén: se presenta al este de la anterior, presenta una longitud de 350 metros, con rumbo general NO (Fig. 4-89). Comienza con un cuerpo discontinuo de orientación N 300° que

se extiende unos 30 metros con de 0,7 metros de espesor máximo. Luego se reconoció un sector con abundantes *floats* que se continúa en una estructura de hasta 1,2 metros de espesor en su porción central, orientada N 310° que se torna N-S hacia el sur del área (Fig. 4-91).



91). Dos estructuras de menores dimensiones se localizan al este y oeste respectivamente de esta veta, la primera de 0,2 a 0,5 metros de espesor y rumbo N 10° y otra N 340° con espesores comprendidos entre 1,3 y 2 metros.

Fig. 4-91. Parte central veta María Belén, barra 0.5 metros.

Se establecieron cinco tipos de relleno (Fig. 4-92): a) bandeo de cuarzo blanco, hematita especular y pirita; b) cuarzo sacaroide con bandeo de sulfuros principalmente pirita y menor proporción de calcopirita y/o bornita, galena y esfalerita (Fig. 4-93); c) relleno de ópalo rojizo; d) vetillas de cuarzo en peine blanquecino, en parte verdoso y amatista (Fig. 4-94); e) brecha conformada por fragmentos de vetillas de cuarzo cementadas por óxidos de Fe.

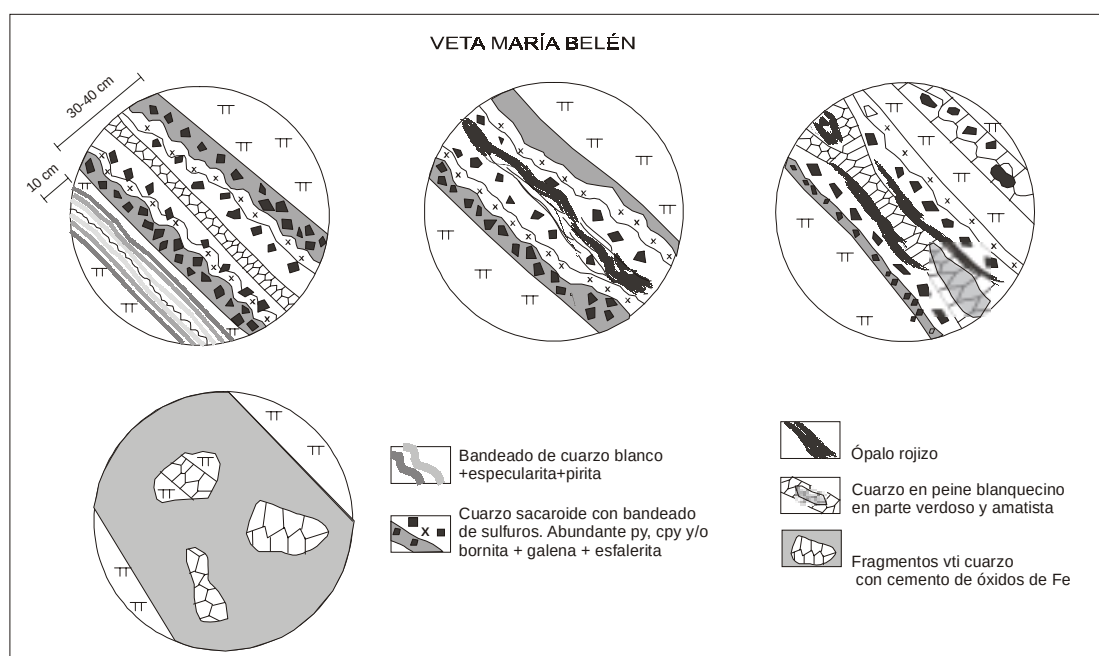


Fig. 4-92. Esquema de los tipos de relleno de la veta María Belén.



Fig. 4-93. Bandeado de cuarzo y sulfuros oxidados de la veta María Belén.



Fig. 4-94. Cuarzo en peine blanco y verdoso de la veta María Belén.

Sector Piedra Labrada

Las mayores concentraciones de vetillas de este sector, se encuentran ligeramente hacia el noroeste del casco de la estancia Piedra Labrada, todas alojadas en la ignimbrita de cristales del Miembro Piedra Labrada. Allí se han reconocido un conjunto de 7 estructuras conformadas por sistemas de vetillas de cuarzo y un *stockwork* que se denominaron Estructuras Piedra Labrada 1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7, y *Stockwork* Piedra Labrada 8 (Fig. 4-95). Gran parte de estas estructuras fueron registradas en el informe INREMI (1996).

La estructura Piedra Labrada 1 está integrada por un conjunto de vetillas cuyas direcciones varían desde N 340° a N 10° y que se extienden a lo largo de unos 500 metros, alcanzando la faja un espesor máximo de 7 metros. En su porción central las vetillas se hacen más densas. La estructura 7 posiblemente sea su continuación hacia el norte, con una longitud de 700 metros y anchos máximos de 1,3 metros.

Los sistemas de vetillas de la estructura Piedra Labrada 2, en su porción sur, forman varias ramas que se unen para dar lugar a la estructura Piedra Labrada 6. En total se extienden a lo largo de unos 1,4 kilómetros y las fajas de vetillas tienen anchos individuales que alcanzan hasta 1,4 metros. Es subparalela a los sistemas de las estructuras Piedra Labrada 1 y 7.

Las guías y vetillas de las dos estructuras descritas están compuestas por cuarzo blanco grueso y sacaroide que forma texturas en peine (drusas y geodas), escasos *boxworks* y ópalo grisáceo.

Los sistemas de vetillas que componen Piedra Labrada 3, 4 y 5 tienen rumbos variables entre N 335° y N-S, son subparalelos y se extienden a lo largo de 900, 750 y 400 metros con espesores máximos de la faja de vetillas de 6,5, 1,6 y 3 metros, respectivamente. Las vetillas suelen alcanzar los 30 centímetros de ancho conformando vetas que presentan texturas en peine acompañadas del desarrollo de geodas y drusas. Están compuestas por cuarzo grueso y sacaroide blanco que llevan oro nativo (Piedra Labrada 4), adularia (Piedra Labrada 3), galena, calcopirita y pirita. Tardíamente presentan rellenos de cuarzo negro, óxidos de Mn y ópalo (Fig. 4-96 y 4-97).

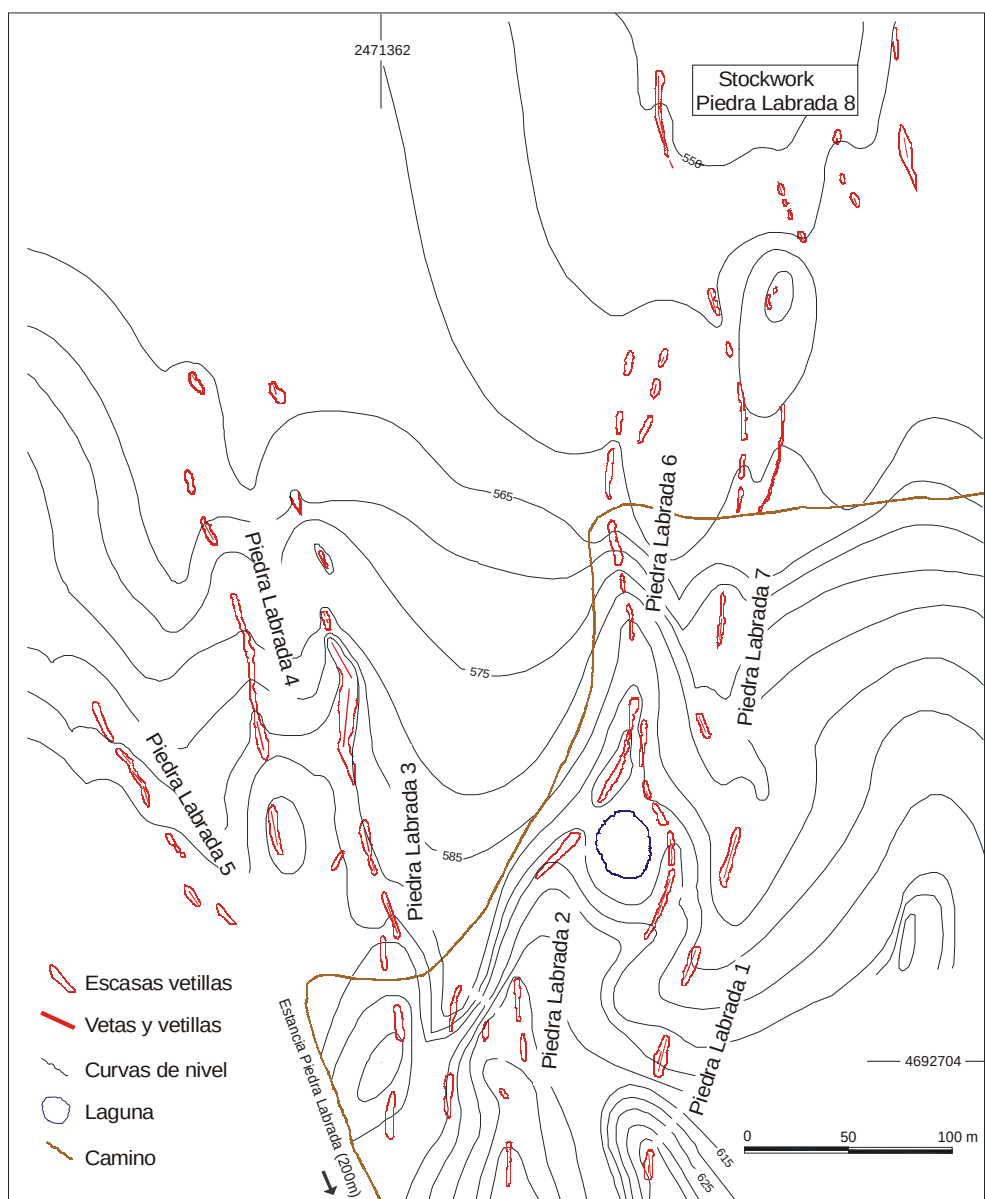


Fig. 4-95. Mineralizaciones del sector Piedra Labrada (modificado de INREMI; 1996).



Fig. 4-96. Vetilla de cuarzo blanco con cuarzo gris oscuro en el centro.

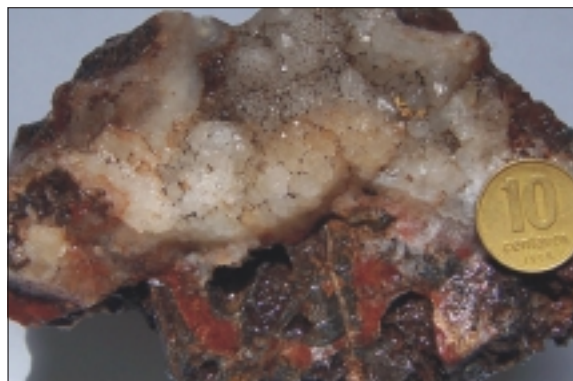


Fig. 4-97. Cuarzo blanco grueso en peine junto a boxworks limoníticos.

El *stockwork* Piedra Labrada 8 se ubica en la porción noreste del área, está conformado por vetillas y guías subparalelas (N 345-350°) de cuarzo sacaroide y grueso junto con escasos óxidos.

Sector Noreste

Los rellenos silíceos que se describirán a continuación se presentan junto con las manifestaciones más superficiales del sistema geotermal (sinter silíceo, calcáreo estromatolítico y brechas hidrotermales), que fueron descriptos anteriormente.

En la porción sudoeste de este sector y en una superficie de 400 x 280 metros ("Lomas Rojas", **Mapa Sector Noreste**) se determinaron numerosas vetillas de cuarzo de rumbo NO a NNO que se alojan en las ignimbritas de cristales del Miembro Piedra Labrada. Estas vetillas presentan texturas de relleno de espacios abiertos, como cuarzo en peine y geodas de hasta 15 centímetros (Fig. 4-98). Están compuestas por cuarzo grueso acompañado por pequeñas cantidades adularia y pirita oxidada, y ocasionalmente se observó oro nativo. Por otra parte, en las áreas de la Loma del Lejano y del Mogote Divisoria, también hay vetillas de rumbo NO, que están compuestas principalmente por cuarzo de grano grueso, ópalo y baritina con escasa pirita oxidada y hematita especular, con desarrollos de texturas en peine y algunos bandeados coloformes (Fig. 4-99). La roca de caja de las vetillas en el Mogote Divisoria es la ignimbrita de pómez y líticos del Miembro Mogote Hormigas y en el área de la Loma del Lejano es la ignimbrita del Miembro Cerro Jorge Paz.



Fig. 4-98. Vetillas de cuarzo en peine en ignimbrita de Lomas Rojas. Barra 1 cm.

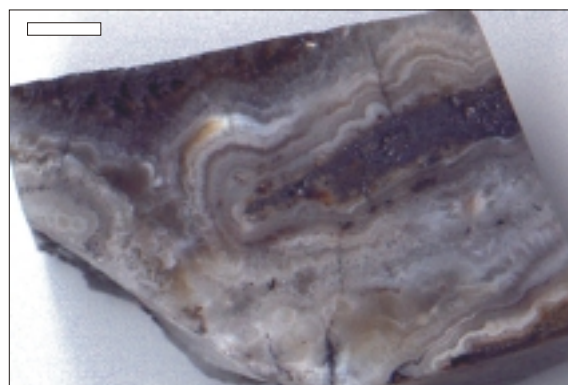


Fig. 4-99. Textura bandeada en vetilla de la Loma del Lejano. Barra 1 cm.

Sector Paredones

Ocupa un área de unos 3 x 1,5 kilómetros, en la que se determinaron 6 estructuras conformadas por sistemas de vetillas denominadas Paredones 9, 10, 11, 12, 13 y 14. Gran parte de estas estructuras fueron registradas en el informe INREMI (1996). Las dos primeras se

localizan al sur del sector y se presentan en la figura 4-100, mientras que las cuatro restantes se muestran en la figura 4-101. La roca de caja de todas estas estructuras es la ignimbrita rica en cristales del Miembro Piedra Labrada. El rumbo de estas vetas es NO, salvo la Veta Paredones 12 que se extiende en dirección N-S.

Los sistemas de vetillas que componen las estructuras Paredones 9 (N 330-320°) y 10 (N 310-320°) se presentan al sur del sector. Son discontinuos con un largo máximo de 600 metros y espesores que llegan hasta 6 y 15 metros, respectivamente. La estructura Paredones 9 está compuesta por cuarzo blanco de tamaño mediano que forma texturas en peine y relleno de geodas y drusas; además presenta un relleno tardío de ópalo rojizo. La estructura Paredones 10 tiene relleno de cuarzo sacaroide asociado a escasos *boxworks*, pseudomorfos de calcita y óxidos de Fe y Mn. En ocasiones este pulso aparece brechado y cementado por baritina y ópalo rojizo.

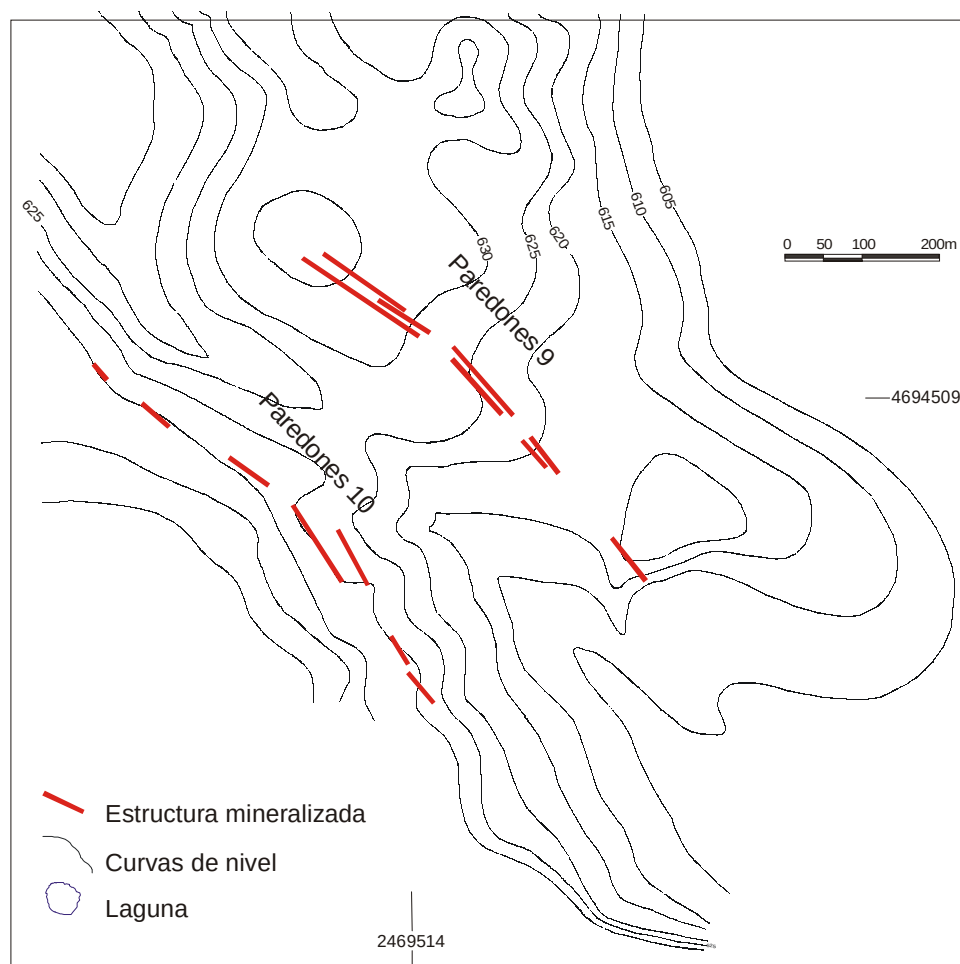


Fig. 4-100. Mapa donde se muestran las estructuras Paredones 9 y 10 (modificado de INREMI; 1996).

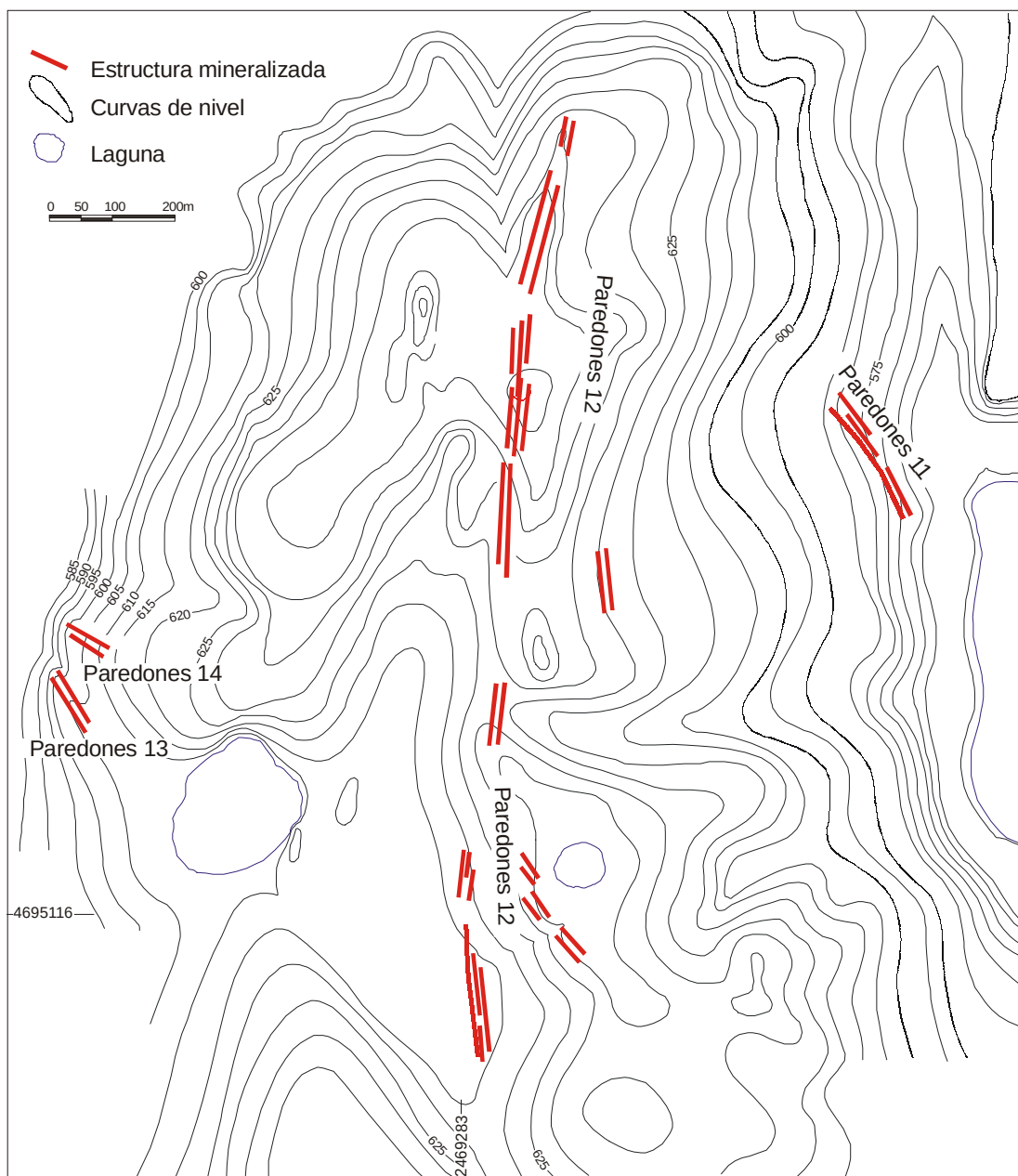


Fig. 4-101. Mapa del sector Paredones con la ubicación de las estructuras 11, 12, 13 y 14.

El conjunto de vetillas de la estructura Paredones 11 es el más oriental, tiene una extensión aproximada de 200 metros en dirección N 330-345° y un espesor máximo de 11 metros. Está conformada por vetillas y guías de rumbo variable (N 330° a N15°) compuestas por cuarzo blanco de tamaño mediano y ópalo de colores rojizos y blanquecinos.

Paredones 12 es la estructura más importante de este sector, tiene una longitud de 1.7 kilómetros y se extiende en forma discontinua a través de múltiples ramificaciones de vetillas de cuarzo sacaroide de azimuth variable N-S a N 10° y en fajas de 2,3 metros de ancho. En general presenta una textura brechosa con numerosos espacios abiertos rellenos por cuarzo en peine. Asociados al pulso principal de cuarzo sacaroide se determinaron cristales rómbicos de adularia, pseudomorfos de calcita e individuos de pirita junto con minerales supergénicos como limonitas y

malaquita. Finalmente se produce el brechamiento de estas estructuras junto con un segundo pulso síliceo compuesto por ópalo rojizo y blanco. Paredones 13 y 14 son estructuras brechosas de cuarzo y óxidos de Fe que se extienden con rumbo NO a lo largo de unos 50 metros con espesores de hasta 0,8 y 2 metros, respectivamente.

Sector Basamento

A unos 4 kilómetros al este del casco La Josefina, se hallaron vetillas de cuarzo y una brecha hidrotermal distribuida en una superficie de 0,8 x 0,8 kilómetros (Fig. 4-102). La brecha hidrotermal se presenta como un subafloramiento de reducidas dimensiones (aproximadamente 10 m²), situado al pie del borde suroeste de los asomos de metamorfitas. Se trata de una roca compuesta por clastos de variada composición y tamaños que no superan los 2 centímetros. Algunos de los individuos que la componen corresponden a fragmentos de esquistos de la Formación La Modesta y lavas dacíticas de la Formación Bajo Pobre, aunque cabe señalar, que es difícil reconocer la composición de la mayoría de ellos debido a que se presentan fuertemente alterados. El cemento de esta brecha es síliceo, sin embargo, además de cuarzo sacaroide se ha observado abundante calcita cristalina de coloración castaña.

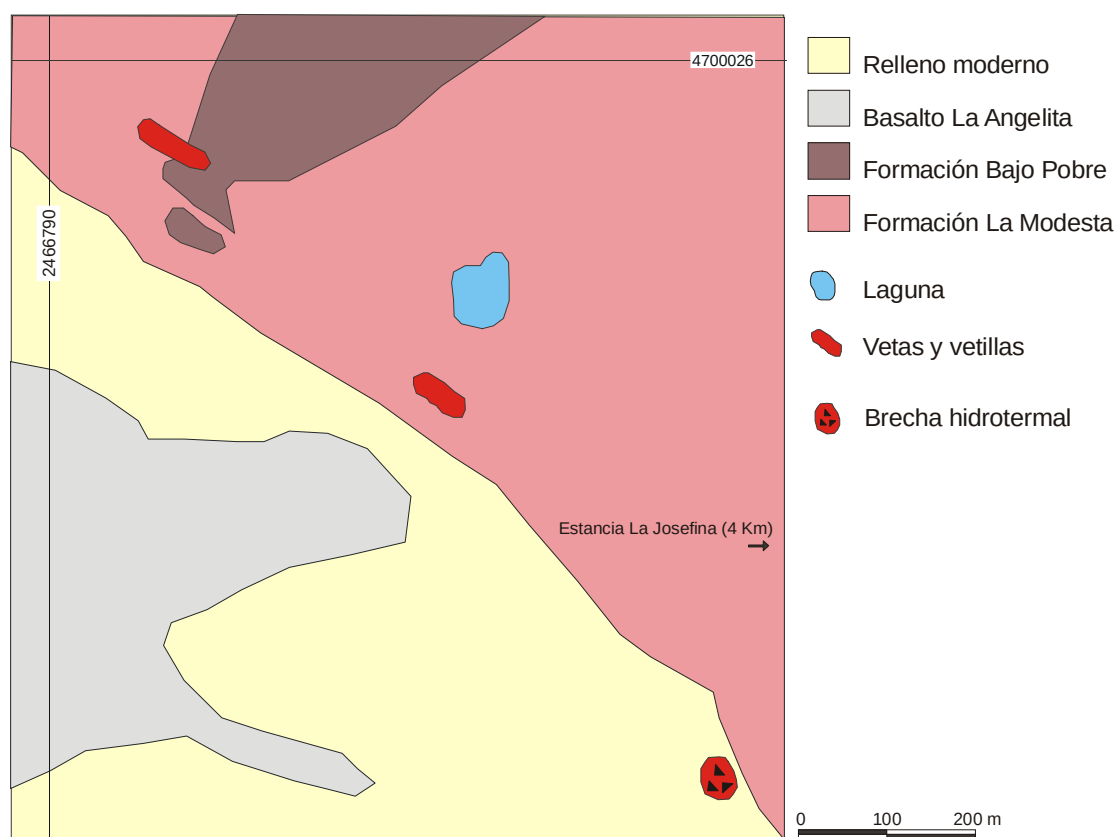
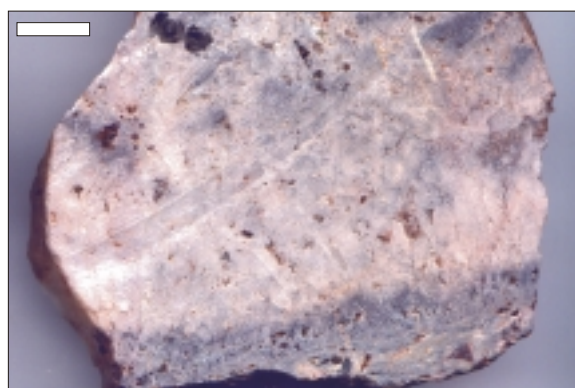


Fig. 4-102. Localización de las mineralizaciones del sector basamento.

A centenas de metros al noroeste de la brecha hidrotermal se encontraron pequeños subafloramientos constituidos por vetillas de cuarzo que en ocasiones, superan los 10 centímetros de espesor y tienen estructuras bandeadas, en cocarda y en peine (Fig. 4-103), y están alojados en las rocas de la Formación La Modesta. Acompañando al cuarzo se observa abundante hematita especular y cristales de pirita oxidada. A 250 metros al noroeste de las vetillas mencionadas y tal vez como su continuación, se reconoció una estructura en sentido NO-SE de hasta 2 metros de espesor, que afecta tanto a los filones capas andesíticos de la Formación Bajo Pobre como a las metamorfitas. En parte se trata de una brecha con cemento silíceo que en sectores se transforman en vetillas o bolsones de cuarzo, pirita, hematita especular y tinciones de cobre color.



Cabe señalar que puede interpretarse que estos tres afloramientos se disponen en una faja de orientación NO-SE, muy cercana y paralela al lineamiento que controla el borde sudoeste de los esquistos de la Formación La Modesta.

Fig. 4-103. Detalle de vetilla de cuarzo, barra 1 cm.

4-2-3. DISCUSIÓN E INTERPRETACIONES

Manifestaciones superficiales

White et al. (1964) al considerar los sistemas hidrotermales tipo *hot spring* definen dos tipos de manifestaciones, aquellas formados por precipitación de carbonatos que denominan “travertino” y las constituidas por uno o más minerales del grupo de la sílice para los que utilizan el término “sinter”. En la región de Steamboat Springs (USA), que describen estos autores, predominan los últimos, quedando los carbonáticos restringidos a surgencias de alta energía (*geysers*) que sufren un fuerte incremento del pH por pérdida de CO₂. Los precipitados silíceos y las silicificaciones asociadas, son acumulaciones que se producen por la abundante precipitación química y bioquímica de sílice amorfa (ópalo) directamente en la superficie o subsuperficie (por encima del nivel freático) a partir de fluidos saturados en sílice. Estos se producen en sistemas geotermales activos de alta temperatura (>150° C). Se conocen ejemplos de sinters actuales en el mundo, tales como Steamboat Springs y Yellowstone en Estados Unidos (Walter, 1976) y Broadlands en Nueva Zelanda (Ewers y Keays, 1977). Los sinters más antiguos raramente se preservan, el ejemplo más conocido de sinter paleozoico es el de Queensland, Australia (Cunnen y Sillitoe, 1989; White et al., 1989) y los del Devónico inferior de Rhynie, Escocia (Rice y Trewin, 1988).

Las manifestaciones superficiales (sinter y calcáreos) son buenos indicadores de la paleosuperficie del sistema epitermal y esto les confiere una gran importancia en la prospección de depósitos de metales preciosos (White 1955, 1981). Las manifestaciones superficiales silíceas más estudiadas son principalmente de edad terciaria y han sido encontradas en muchos distritos epitermales de Au-Ag, como por ejemplo en USA: McLaughlin (Sherlock et al., 1995), Hasbrouck Mountain (Graney, 1987), Round Mountain (Nash, 1994), y Red Butte (Zimmerman y Larson, 1994). Tanelli y Scarsella (1990) describieron en la región de Toscana (Italia), depósitos travertínicos en la parte superior de mineralizaciones epitermales auríferas. Aunque se debe tener en cuenta que, no necesariamente los sinters y travertinos deben estar encima de las concentraciones de metales preciosos (como por ejemplo el caso del depósito McLaughlin, California), ya que pueden formarse por descargas de fluidos en forma lateral dentro del sistema geotermal (por ejemplo en el sinter del “pool Ohaaki”, Nueva Zelanda).

En el sector estudiado se reconocieron ambos tipos de manifestaciones superficiales. Los depósitos calcáreos parecen haberse formado por dos mecanismos distintos. Por un lado una precipitación inorgánica, que da lugar a las estructuras masivas y brechosas, así como a parte de las laminares, especialmente aquellas donde alternan delgadas capas silíceas y carbonáticas. Por otro lado, también se reconoce la formación debida a la actividad de organismos, similar a la de las construcciones estromatolíticas, específicamente para las

estructuras tubulares, parte de las laminaciones y los agregados finos de calcita que llevan estructuras circulares. La formación de estructuras orgánicas debe haber estado vinculada a las temperaturas (se estima siempre menor a 100°C) y régimen de los fluidos surgentes, de tal forma que hayan permitido el desarrollo de algas y bacterias. Se interpreta que la precipitación de carbonatos tiene que haberse producido por fluidos saturados en sílice que no perdieron suficiente proporción de CO₂ durante su ascenso. Este gas se desprendió del fluido en la superficie, produciendo la precipitación de CO₃Ca. Si el CO₂ se pierde durante el ascenso, la calcita pudo haberse formado en niveles más profundos y las aguas surgentes precipitar SiO₂, situación que parece haber dominado en las etapas tardías.

Los precipitados silíceos de La Josefina muestran ciertas características que han sido identificadas en otros sinters (Cunneen y Sillitoe, 1989; White et al., 1989) tales como:

- están asociados a una secuencia volcánica y relacionados a actividad hidrotermal.
- los principales asomos representan sitios individuales de descargas hidrotermales silíceas o terrazas en las partes bajas del terreno volcánico.
- tienen una laminación fina depositacional bien definida, que observada en detalle es irregular y presenta escasas estructuras columnares pequeñas, perpendiculares a las láminas silíceas, las que son interpretadas por Walter et al. (1972) como producidas por el crecimiento de estromatolitos.
- en parte la laminación muestra deformación suave, *slumpings* y grietas formadas por deshidratación de la sílice coloidal, rellenas por sílice.
- presenta fragmentos o moldes de plantas incorporados al depósito, que junto con la presencia de estructuras estromatolíticas muestran una intensa actividad orgánica en el sistema geotermal.
- las estructuras tubulares pueden representar restos de matas de bacterias filamentosas características de los precipitados silíceos en superficie.

Estas rocas se formaron junto a episodios de caída de cenizas y sedimentos finos depositados probablemente en pequeños lagos donde también se producían las descargas de fluidos que las reemplazaban. Estos niveles de reemplazo y precipitación silícea son coetáneos y están espacialmente asociados. A los primeros se los interpreta como niveles de sinter silíceo opalino sublacustres semejantes a los encontrados por Renaut et al. (2002) en el Kenya Rift Valley. Estos autores indican que los niveles subaéreos de sinter han sido ampliamente estudiados pero no así los depósitos sublacustres y que al igual que los primeros su reconocimiento es importante para definir la paleosuperficie.

Las geyseritas son centros de salida del material silíceo a la superficie y por lo general están conformadas por brechas hidrotermales que generan sectores brechosos intercalados entre los niveles laminares de precipitación silícea. Estos niveles evidencian períodos explosivos alternados con eventos de relativa tranquilidad. Esta situación es común en este tipo de depósitos donde la precipitación lenta de sílice origina el taponamiento de los conductos con

la consecuente generación de sobrepresiones que producen explosiones y alivio, para así volver a la lenta precipitación de niveles síliceos. Las formas nodulares concéntricas presentes en las geyseritas del área estudiada representan fragmentos redondeados de sílice acrecional de varios centímetros de diámetro como los que se acumulan en las bocas de los geysers. Nelson y Giles (1985) indican que estas bolas individuales son periódicamente eruptadas durante la actividad del geyser y se encuentran intercaladas con depósitos de sinter, cercanos al conducto.

La precipitación de carbonatos ha sido relativamente prolongada en el tiempo (aunque no puede precisarse en términos absolutos) ya que las brechas calcáreas presentan clastos de calcita y otros líticos que fueron cementados posteriormente por carbonatos, indicando un proceso de destrucción por erosión. A partir de las observaciones realizadas en el área “El Lejano” donde las terrazas de carbonatos rodean a las precipitaciones síliceas de los “Bajos Rojos”, podemos interpretar que posiblemente estas surgencias primero precipitaron las manifestaciones calcáreas cuyos depósitos quedaron restringidos a los bordes de los “pools”. Evidentemente la precipitación de las variedades de sílice fue mucho más prolongada, depositándose contemporáneamente con los carbonatos y prosiguiendo luego, hasta que en algunos casos los remplazó.

Posteriormente, en el área La Josefina, tuvieron lugar erupciones hidrotermales que originaron “brechas de erupción hidrotermal” (Browne y Lawless, 2001). Estas brechas se forman a partir de sellamientos muy localizados por precipitación de sílice en los canales de descarga cercanos a la superficie (Hedenquist y Henley, 1985). Esto produce la transmisión de las presiones de los reservorios de profundidad al área sellada por la evolución de una capa comprimida de gas exsuelto (dominantemente CO_2). La fractura sellada, acumula vapor separado del agua caliente que fluye por encima del nivel de ebullición. Ese vapor se condensa en la fractura y va dejando gases relativamente insolubles por debajo de los microsellamientos. El gas comprimido transmite presión desde los fluidos hacia el sellamiento, como un proceso de exsolución de gas, donde la profundidad de la columna gaseosa aumenta. Si la geometría de la red de fracturas lo permite, la presión podría aumentar suficientemente como para inducir el fracturamiento hidráulico y finalmente disparar una erupción hidrotermal. Por otra parte, Browne y Lawless (2001) proponen un progresivo “*flashing*” (modelo “*top down*”) como la causa más común de las erupciones hidrotermales. Estos autores indican que muchas de las erupciones hidrotermales en los campos de aguas calientes comienzan muy cerca de la superficie y resultan de la rápida formación de vapor debido a una rápida reducción de presión. Este vapor provee la energía necesaria para brechar, elevar y eyectar fragmentos de las rocas de caja como un frente de “*flashing*” descendente a partir del agua en ebullición de los reservorios.

La actividad hidrotermal que alcanzó la superficie, representada por los precipitados síliceos y calcáreos, indica que existieron fluidos en ebullición que produjeron un flujo de agua

caliente del sistema hacia la superficie y que se acumuló vapor en profundidad. Este agua en ebullición cercana a la superficie y la concentración de vapor ofrecieron las condiciones necesarias para que las erupciones hidrotermales ocurrieran en La Josefina.

Las brechas hidrotermales tipo A son una buena evidencia de que el fracturamiento hidráulico alcanzó la superficie y desarrolló una erupción hidrotermal, ya que presentan un amplio rango composicional y de tamaño de los fragmentos que junto con sus habituales formas subredondeadas, indican que el transporte vertical es común y por lo tanto los fragmentos son generalmente una importante mezcla de todas las rocas hospedantes. Asimismo, el transporte de los fragmentos sumado al abundante material triturado que tiene esta unidad, revelan procesos de fluidización en la formación de estas brechas. Algunas asociaciones minerales presentes en los fragmentos indican procesos de alteración hidrotermal y silicificación previos a la erupción, además los fragmentos de brechas encontrados reflejan que ha habido más de un episodio de brechación. Los fragmentos de sinter que tiene esta brecha (resistentes y de formas angulosas) parecen haber sufrido solamente un pequeño transporte (solo cayeron) y son una evidencia de que el fracturamiento hidráulico alcanzó la superficie. Mientras que los clastos de las metamorfitas (parcialmente redondeados) provienen de zonas profundas y se han molido dentro del conducto durante el desarrollo de la erupción. Las diferentes morfologías de los fragmentos de ignimbritas, tobas lapillíticas y tobas que van desde angulosas a subredondeadas, dependen de la distancia y de la velocidad de transporte y del carácter a priori de la alteración y silicificación de estas rocas.

Las vetillas que forman parte de las brechas hidrotermales de tipo B indican la presencia de procesos de fracturamiento hidráulico en profundidad. El desarrollo de estos procesos queda reflejado en las diferentes texturas encontradas. La descompresión ha tenido lugar y todos los fluidos remanentes se han descargado en fracturas que forman una brecha con textura de tipo rompecabezas (*jigsaw*). Los fragmentos subredondeados son el producto de una intensa interacción agua-roca que permite un muy limitado redondeamiento y la corrosión química de los fragmentos. Los clastos re-brechados reflejan repetidos procesos de actividad hidráulica.

Siguiendo la clasificación de Hedenquist y Henley (1985), estas brechas reflejan “erupciones hidrotermales profundas” originadas debajo de la zona de condensación de vapor. Estos autores sugieren depósitos similares de brechas en los sistemas geotermales de Nueva Zelanda y, Grindley y Browne (1976) describen algunos ejemplos de estas brechas hasta 850 m de profundidad en el sistema de Broadlands, producto de fracturamiento hidráulico. Estos últimos autores no hallaron depósitos de erupción, ellos proponen que podría deberse a que el fracturamiento no se extendió a la superficie o porque fueron cubiertos por depósitos lacustres o volcánicos más jóvenes. La brecha A actualmente está situada verticalmente entre los 50 a 100 metros más arriba que la brecha B. La distancia horizontal entre estas brechas es de solo unos pocos cientos de metros. Por lo que puede interpretarse que están geográfica y

genéticamente relacionadas. Se propone que podrían ser diferentes partes del mismo y/o similar sistema de erupción. Las brechas heterolíticas (A) son el producto fragmental eyectado de la erupción hidrotermal. Por otra parte, la brecha B probablemente está situada en el piso o en los laterales del sistema, porque la red de vetillas representa la parte más profunda de los conductos de las brechas de erupción hidrotermal (Fig. 4-104).

Taylor y Pollard (1993) sugieren que el mayor impedimento para resolver la forma de los cuerpos de brechas está directamente relacionados con la obtención de datos adecuados. Es muy importante conocer su morfología y según estos autores puede variar desde pequeñas vetillas y vetas a cuerpos anastomosados irregulares. Los datos actuales, conocidos a partir de perforaciones (INREMI-FOMICRUZ, 2004), permiten reconocer una geometría cónica para los cuerpos de brechas de tipo A en el área estudiada y que estos están directamente asociados a sistemas irregulares de vetillas que conforman las brechas de tipo B. Según las observaciones realizadas, la extensión vertical de estos depósitos está dentro del rango propuesto por Sillitoe (1985) para este tipo de rocas que oscilan de entre 200 y 500 metros. Asimismo los contactos netos a gradacionales de estas brechas con las rocas de cajas (los últimos manifestados como varios metros de roca de caja densamente fracturada), coinciden con la relación propuesta por Nelson y Giles (1985) entre este tipo de brechas y sus rocas hospedantes.

Asimismo, el conocimiento de los productos de erupciones hidrotermales tanto en ambientes de “*hot spring*” fósiles o activos, ha incrementado en los últimos años (Nelson y Giles, 1985) porque estos depósitos también proveen una clara evidencia de un sistema epitermal y están directamente relacionadas con mineralizaciones de metales preciosos. Hedenquist y Henley (1985) mencionan algunos ejemplos como Round Mountain, Borealis y Hasbrouck Mountain (Nevada), McLaughlin (California), Wau (Papua, Nueva Guinea), Iwato y Kasuga (Japón), y otros similares que están siendo estudiados en el sudoeste del Pacífico y en el oeste de los Estados Unidos. Estos autores sugieren que luego de la erupción hidrotermal puede ocurrir la deposición de metales preciosos en respuesta a un determinado ambiente químico, que se produce en el *hot spring*, ocupando el conducto y las zonas alimentadoras del sistema de brechas. La ebullición y los cambios químicos que acompañan o inmediatamente siguen a la brechación son importantes en la precipitación de metales preciosos (Berger y Eimon, 1983). Como se verá más adelante (capítulo 6), las brechas de erupción hidrotermal y algunas silicificaciones superficiales encontradas en el área La Josefina están claramente asociadas a altas anomalías en Au.

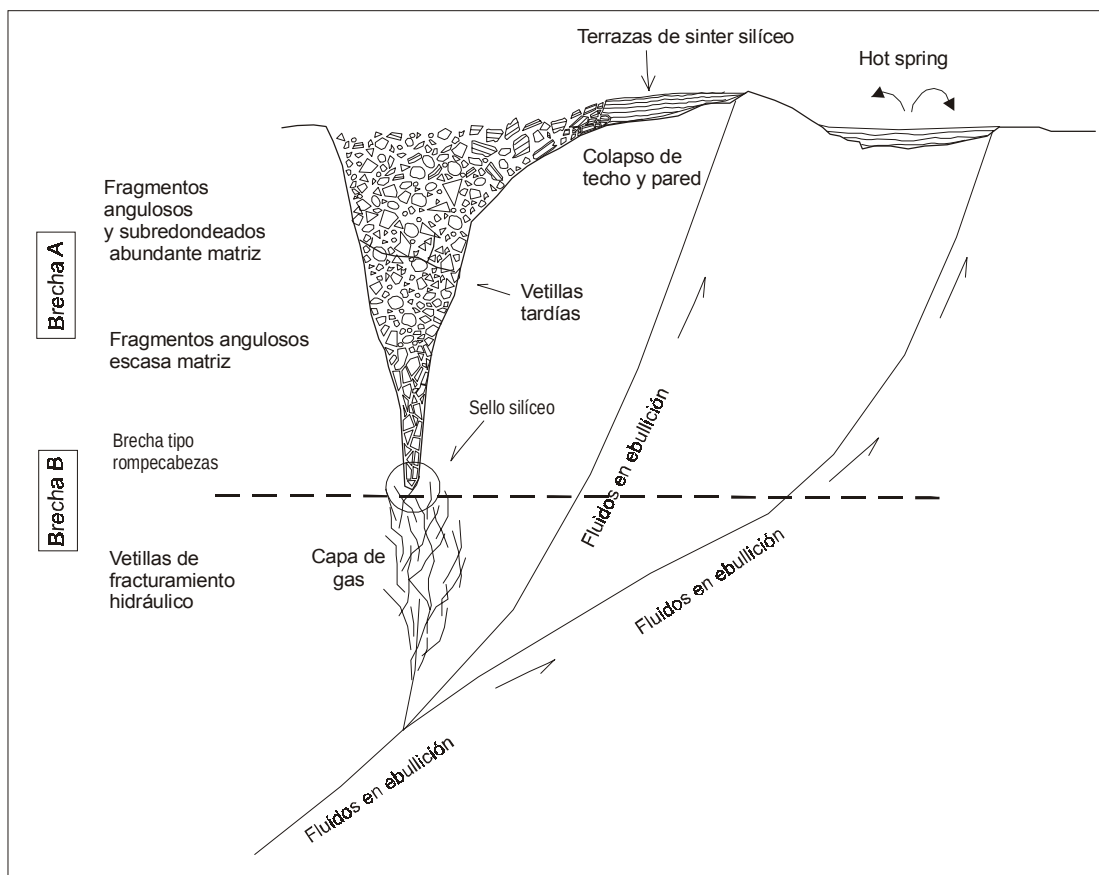


Fig. 4-104. Esquema de origen y evolución del brechamiento hidrotermal en el área La Josefina.

Sistema de vetas y vetillas

A partir de lo mencionado en las secciones anteriores, se puede sintetizar que el sistema de vetas y vetillas de La Josefina está conformado por numerosos cuerpos discontinuos de orientación principalmente NO, que suman una corrida aflorante total de unos 5.000 metros.

En estas vetas y vetillas se reconocieron catorce tipos de relleno (TR) de espacios abiertos, algunos de ellos pueden entenderse como pulsos sucesivos en el tiempo, pero otros probablemente estén reflejando condiciones de precipitación ligeramente diferentes para un mismo pulso. Debido a esto, en el presente trabajo no nos referimos a pulsos de mineralización sino a tipos de relleno de vetas y vetillas; que se resumen en el cuadro 4-5.

Tipos de relleno de vetas	Mineralogía	Estructura y/o Textura	Tamaño de grano
TR1	qzbl + hem + py + sulf mb + Au	bandeada	fino
TR2	hem + py ± sulf mb ± Au	maciza a brechosa	fino
TR3	qzbl y qzv + py ± cpy ± br ± ga ± sph	bandeado coloforme a en peine	fino-sacaroide grueso
TR4	qzbl y qztransl + arc (ill o ad?) + opr	bandeado coloforme a débil bandeado	fino sacaroide
TR5	qz + amat + calc + ad + Au + fahlore + py + cpy + br + hem + ga + sph + tet + min Ag	Maciza brechosa en peine	sacaroide grueso
TR6	qzg + py ± cpy ± br	maciza	muy fino sacaroide
TR7	ba + qz	maciza	grueso
TR8	qz	en peine	grueso
TR9	qzbl + qzg + qztransl	bandeado	fino
TR10	qztransl	en peine	grueso
TR11	qztransp y qzv	en peine	grueso
TR12	opr + opv + ox Fe-Mn	mosaico	muy fino
TR13	opcastcl	Bandeado mosaico	muy fino
TR14	qzb y qzgo + sulf mb (hasta 90%)	maciza en peine	grueso

Cuadro 4-5. Detalle de los distintos tipos de relleno de vetas y vetillas del área La Josefina, se destacan la TR 1, TR2 y TR5 por la presencia de mineralización de Au-Ag. qz: cuarzo, qzbl: cuarzo blanquecino, qztransl: cuarzo translúcido, amat: cuarzo amatista, qzv: cuarzo verdoso, qzg: cuarzo gris, qztransp: cuarzo transparente, qz go: cuarzo gris oscuro, hem: hematita especular, py: pirita, sulf mb: sulfuros de metales base, cpy: calcopirita, br: bornita, ga: galena, sph: esfalerita, arc (ill o ad): arcillas (illita o adularia?), opr: ópalo rojo, opv: ópalo verdoso, opcastcl: ópalo castaño claro, calc: calcita, ad: adularia, tet: tetraedrita, fahlore: minerales del grupo Fahlore, min Ag: minerales de plata, ba: baritina, ox Fe-Mn: óxidos de hierro y manganeso.

En el cuadro 4-6 se resumen los distintos tipos de relleno determinados para cada una de las vetas estudiadas.

Las vetas y vetillas se emplazan fundamentalmente en la ignimbrita rica en cristales del Miembro Piedra Labrada y en las unidades que conforman el Miembro Mogote Hormigas, y en menor medida, en los esquistos de la Formación La Modesta y en algunas unidades del Miembro La Josefina, que son las unidades más antiguas del sector estudiado.

veta	textura	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Upi						X			x		x		x	x	
Simona						X	x	x	x					x	
Lola							x		x	x		x		x	
Frida						x	x			x	x				
Adularia			x	x	x	x						x			
Ailín	x	x				x						x			
Las Latitas			x												
María Belén	x		x	x	x							x	x		
Flaca Oeste						x									
Flaca Este						x									
Amanda			x	x	x			x	x				x		x
Cecilia			x	x	x			x	x				x		x
Cruzada						x			x				x		x
Norte						X			x				x		x
Sur						x			x				x		x
Vti LRojas						x									
Vti PL						x							x		x
Vti P						x		x					x		
Vti noreste								x		x					
Vti basam						x									

Cuadro 4-6. Resumen de las texturas de relleno de las vetas y vetillas del área La Josefina

Relación entre las manifestaciones superficiales y los sistemas de vetas y vetillas

Según Sillitoe (1993a), los rasgos más superficiales de los depósitos epitermales como los sinters silíceos, las zonas con alteración argílica avanzada y los horizontes silicificados se forman entre los 50 y 100 metros de profundidad. Por otro lado, Corbett y Leach (1995), señalan que la presencia de *stockworks* indica niveles someros (100 a 400 metros) dentro del sistema, donde se favorece su presencia debido a la menor presión de confinamiento y mayor permeabilidad y que a mayores profundidades (300 a 400 metros) dominan las vetas de cuarzo alojadas en fracturas extensionales. Los abundantes sistemas de vetillas tipo *stockworks* que acompañan y en algunos casos conforman las estructuras vetiformes en el área La Josefina indican, para el sector estudiado rasgos relativamente superficiales que sugerirían profundidades menores a los 400 metros.

En el área La Josefina, las relaciones de campo junto con algunas evidencias geoquímicas y mineralógicas, sugieren fuertemente que el mismo sistema geotermal que originó los precipitados silíceos, carbonáticos y las brechas de erupción hidrotermal, formó en profundidad, al sistema de vetas y vetillas de cuarzo con importantes anomalías de metales preciosos. Este sistema geotermal se desarrolló en un ambiente extensional bajo un clima algo cambiante aunque caracterizado por períodos muy húmedos que le transferían abundante agua superficial al sistema, además del aporte de la componente hidrotermal.

A partir de estas consideraciones y de acuerdo con Echeveste et al. (1995), las manifestaciones hidrotermales del área La Josefina, corresponden a un modelo de tipo “*hot spring*”, donde se preserva el sistema epitermal íntegro.

Edad de las mineralizaciones

La actividad hidrotermal que produce depósitos epitermales comúnmente se genera en un corto tiempo después del emplazamiento del volcanismo silíceo o intermedio al que está asociada y según Gemmell (2002) generalmente comienza hasta 1 Ma después del fin de este volcanismo. En muchos depósitos epitermales vetiformes como Guanajuato, México (Gross, 1975), Comstock, Nevada (Vikre et al., 1988), Creede, Colorado (Bethke et al., 1976) y Baia Mare area, Romania (Lang et al., 1994) muestran un *gap* temporal de entre 0,5 y más de 3 Ma entre el emplazamiento de las rocas volcánicas y la mineralización. Asimismo, este período de inactividad volcánica puede estar acompañado por intrusiones que aporten el calor necesario para que se ponga en marcha el sistema hidrotermal (McKee et al., 1992).

No existen hasta el momento dataciones radimétricas que puedan precisar con exactitud la edad de las mineralizaciones en el área La Josefina. Fernández et al. (1999), obtuvieron una errorcrona Rb-Sr (roca total) sobre ignimbritas alteradas hidrotermalmente del Miembro Piedra Labrada. Dicha errorcrona arrojó una edad de 156 ± 2 Ma, más antigua que las obtenidas para las rocas volcánicas, pero según estos autores, teniendo en cuenta el error analítico (2σ), las edades se superponen, indicando que tanto la actividad volcánica como la mineralización deberían ser consideradas como procesos geológicos genética y temporalmente asociados que se habrían desarrollado al inicio del Jurásico superior.

Asimismo las dataciones existentes sobre mineralizaciones de tipo epitermal del Macizo del Deseado están hechas sobre illita y adularia (Arribas Jr. et al., 1996). Estos fechados confirman que las vetas de cuarzo se emplazaron en el Jurásico superior, aunque, según Arribas Jr. et al. (1996), las edades más jóvenes correspondientes a illita de fracción fina ($<2 \mu\text{m}$) y las de adularia (que está parcialmente alterada) solo pueden ser consideradas como mínimas, pues en ambos casos pudo haber ocurrido pérdida de Ar radiogénico.

Como se expuso anteriormente en el área La Josefina el volcanismo tuvo lugar en el Jurásico superior (Oxfordiano) durante un lapso de tiempo de aproximadamente 4 Ma. Si consideramos que las mineralizaciones se emplazaron en las unidades más antiguas de volcanitas de esta edad, y siguiendo los criterios de Fernández et al. (1999), se interpreta un importante traslapamiento temporal entre volcanitas y mineralización.

CAPÍTULO 5

ANALISIS ESTRUCTURAL DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES

Introducción

El objetivo de este capítulo es presentar un análisis estructural de las vetas y vetillas hidrotermales del área La Josefina, con la finalidad de determinar el campo de esfuerzos actuante durante la actividad del sistema hidrotermal. Asimismo este estudio está orientado con el objeto de elaborar guías para futuros trabajos de exploración, ya que el reconocimiento del marco estructural es un elemento de importancia en el estudio de los depósitos epitermales (Hedenquist, 2000).

Las mineralizaciones más importantes del Macizo del Deseado están relacionadas fundamentalmente a estructuras de falla de dirección NO, directamente relacionadas con los procesos de *rifting* que dieron lugar al volcanismo jurásico, que ha tenido gran influencia en la ubicación, distribución y génesis de las estructuras mineralizadas (Dubé, 1997). En el sector oriental de esta provincia geológica, Guido (2002) señala que en las “estructuras epitermales”, es clara la tendencia a encontrar los mayores tenores de metales en dicha dirección. Por otra parte, Dubé (1997) también sostiene que la dirección ONO a E-O de las fallas de rumbo dextrales representan un segundo control en la mineralización, tal como se puede ver en los sectores de Manantial Espejo y Cerro Vanguardia. Como ya se mencionó en el capítulo 3, y de acuerdo con Echavarría (1997), estas fracturas principales del Macizo del Deseado que controlaron los procesos de mineralización posiblemente sean reactivaciones de estructuras previas del basamento.

En este capítulo, primeramente se presenta una síntesis de los estudios realizados en las vetas y vetillas del área estudiada por Fernández et al. (1996) y Echavarría (1997). Luego, a partir del análisis regional de las estructuras presentado en el capítulo 3 y del estudio detallado de algunas de las vetas del área, se interpreta como fueron los esfuerzos que actuaron en el área La Josefina durante la formación de los sistemas de vetas y vetillas, y también cuales fueron los posibles desplazamientos sufridos posteriormente.

Estudios previos

Fernández et al. (1996) indican que en el área La Josefina, las vetillas de cuarzo se presentan preferentemente en las direcciones N 340° y en N-S a N 30°, inclinando alrededor de 85° (Fig. 5-1 A y B). Estos autores, como se mencionó en el capítulo 3, proponen que la estructuración del área La Josefina, responde a los esfuerzos generados bajo los sistemas El Tranquilo y Bajo Grande definidos por Panza (1982). Asimismo postulan que la mineralización emplazada según la dirección NO, no es sencilla de explicar según el primer sistema mencionado, ya que actuó como zona de cizalla transversal a los esfuerzos principales y es difícil el desarrollo de espacios abiertos en dicha posición. Sin embargo proponen que, al rotar los esfuerzos al producirse el segundo sistema, podría ocurrir un relajamiento elástico en la

dirección ONO, favoreciendo la formación de grietas de tensión perpendiculares a dicha dirección y la apertura de las diaclasas de cizalla. Echavarría (1997) indica que la formación de esas estructuras mineralizadas, solamente puede explicarse bajo el sistema El Tranquilo, como consecuencia de pequeñas variaciones a lo largo del rumbo que pudieron originar zonas de transtensión, en donde se filtraron las soluciones acuosas formando estructuras discontinuas o zonas de vetillas de pobre expresión topográfica.

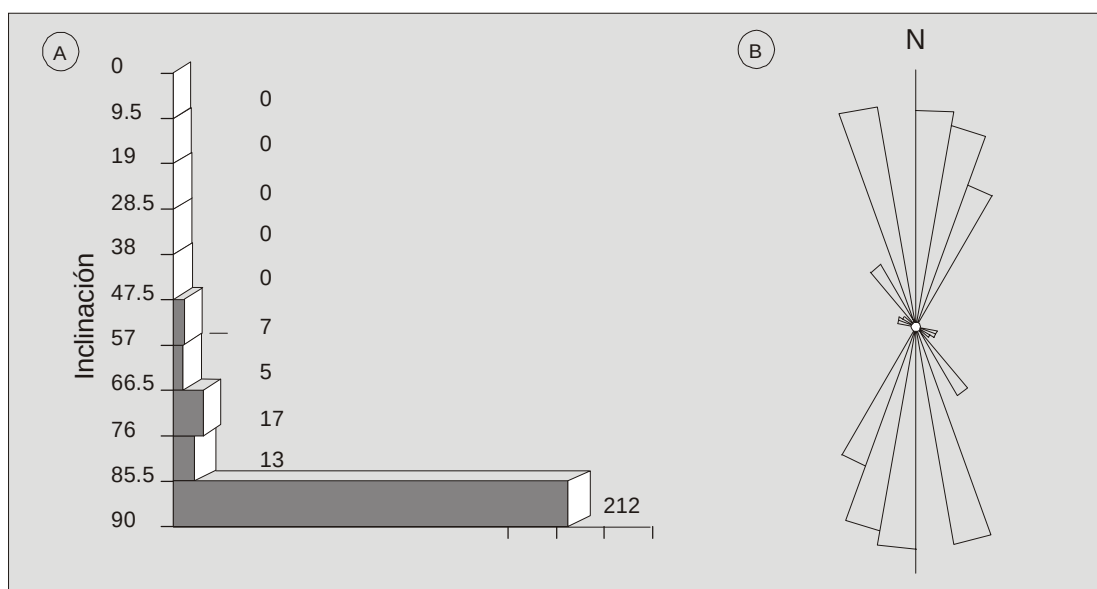


Fig. 5-1 A. Histograma donde se representan las inclinaciones de las vetillas de cuarzo de La Josefina (Fernández et al., 1996). B. Diagrama de rosas de las estructuras mineralizadas, ponderado por sus corridas (Fernández et al., 1996).

Relación entre estructura y mineralización

En el área La Josefina, los controles determinados para la distribución de la mineralización, y sus correspondientes alteraciones hidrotermales, son principalmente estructurales y corresponden a rellenos de diaclasas y fallas que son el producto de la tectónica extensional. De todos modos no se descarta un control por litologías permeables en algunos sectores del área estudiada.

Para conocer con precisión como han actuado los sistemas de cizalla definidos con respecto a las mineralizaciones del área, se realizaron mapeos detallados orientados a definir las características de las estructuras de relleno: vetas y vetillas (**Mapa sector Veta Norte y Mapas Vetas Sector Josefina**) y en particular para las vetas del sector La Josefina, se confeccionaron diagramas de rosas que muestran las principales direcciones en función de sus espesores (Fig. 5-2).

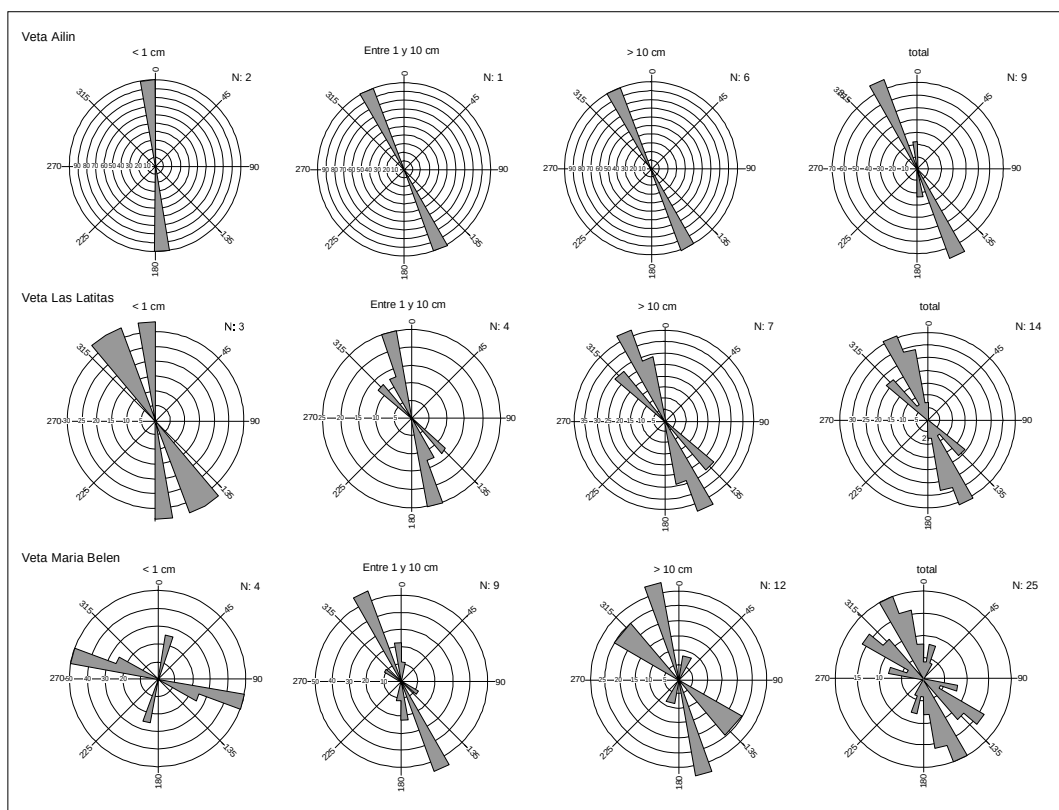
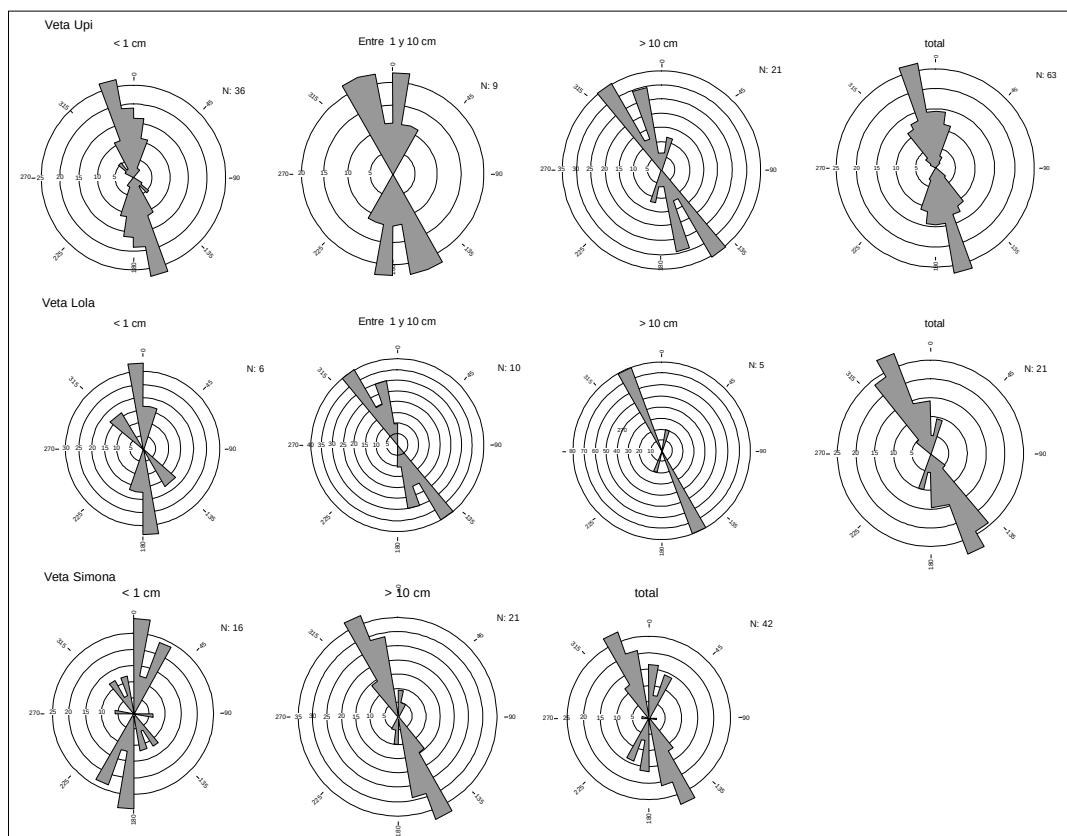
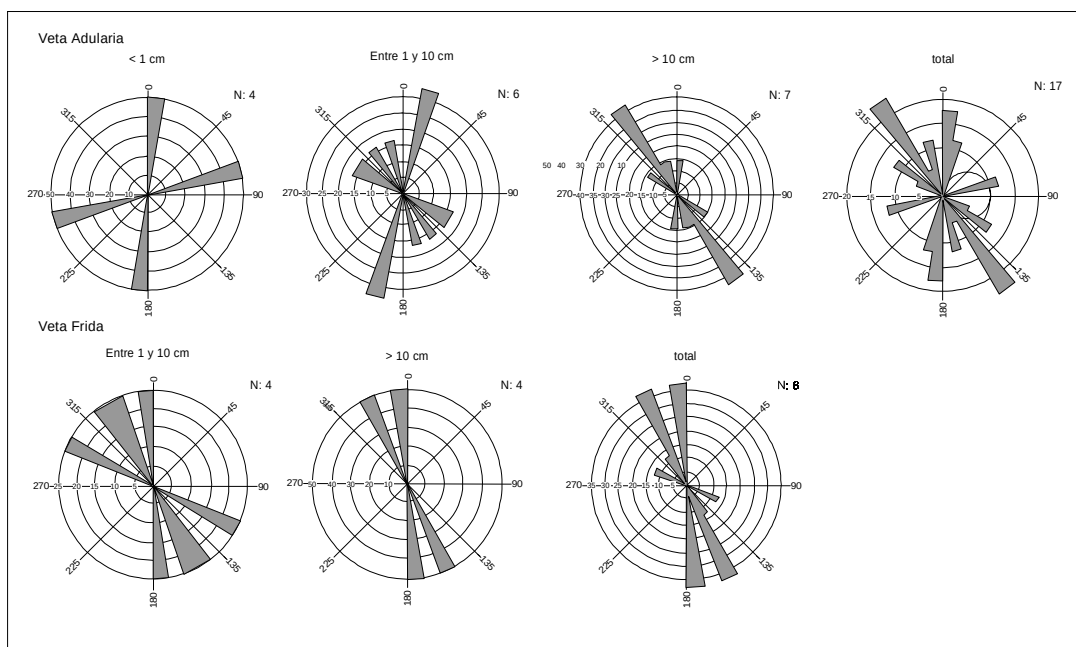


Fig. 5-2. Diagramas de rosas que muestran las principales direcciones de las vetas y vetillas del sector “La Josefina”.



Continuación Fig. 5-2.



Continuación Fig. 5-2.

De todos los diagramas de rosas presentados (Fig. 5-1 B y 5-2) surge que las direcciones más favorables para el emplazamiento de estructuras mineralizadas son NO (N 330° a N 340°), N-S (N 350° a N 10°) y NNE (N 20° a N 30°). Estas direcciones se repiten en todos los sectores con mineralizaciones aunque en el sur del área estudiada (sector Piedra Labrada y Paredones) hay un predominio de estructuras N-S y NE, y hacia el norte (sectores Josefina y Veta Norte) predominan las vetas con orientaciones NO (N 330°), coincidiendo con lo interpretado para los sistemas de fallas a partir del análisis de los lineamientos (capítulo 3).

La mayoría de las vetas del sector estudiado representan el relleno de fallas principalmente de dirección NO. Una excepción a esto representa la Veta Cruzada que junto con cortos tramos de las vetas Upi, Simona y María Belén, tienen una orientación NE. Está última dirección junto con la N-S, están fundamentalmente representadas por estructuras menores como diaclasas rellenas (guías y vetillas) y se presentan siempre asociadas a las estructuras vetiformes de rumbo NO. Todas las vetas del sector Piedra Labrada y la veta Paredones 12, están principalmente conformadas por fajas de guías y vetillas de escaso desarrollo y presentan una orientación N-S.

De la comparación entre las principales direcciones de fracturamiento (capítulo 3) con las determinadas para las mineralizaciones, se observa que las que tienen direcciones NO (normalmente de mayores espesores), corresponderían al relleno de cizalla coincidentes con la dirección conjugada (R') del sistema Zanjón de Pescado (Reimer et al., 1996); las de orientaciones NE representarían zonas de cizalla menos desarrolladas correspondientes a la dirección principal (R) y algunas, posiblemente con fracturas tardías (P) de dicho sistema. Las N-S podrían asignarse a estructuras con una mayor componente distensiva de relajamiento (T),

que se formaron perpendiculares al esfuerzo principal actuante durante este sistema (Fig. 5-3). Estos sets de fracturas se desarrollaron a partir de una zona de falla regional de tipo frágil de rumbo NE (N 30°) que está representada por una falla regional (Zona de falla La Josefina) y que además según Peñalva et al. (2005) está claramente evidenciada por dos lineamientos magnéticos de carácter regional que se extienden con esa orientación, atravesando toda el área de estudio.

Leves rotaciones de los sets de fracturación (R y R') son comunes durante la evolución dinámica de una zona de falla. Existe una tendencia a que la dirección principal (R) se disponga progresivamente a ángulos inferiores (generalmente <15°) con respecto a la cizalla madre y la conjugada (R') evolucione hacia ángulos más grandes (>75°). A partir de esto, por ejemplo la formación de vetillas con direcciones ONO en las vetas Adularia y Lola, podría interpretarse como una suave rotación de la dirección conjugada R' de rumbo N 325° que originó dichas estructuras.

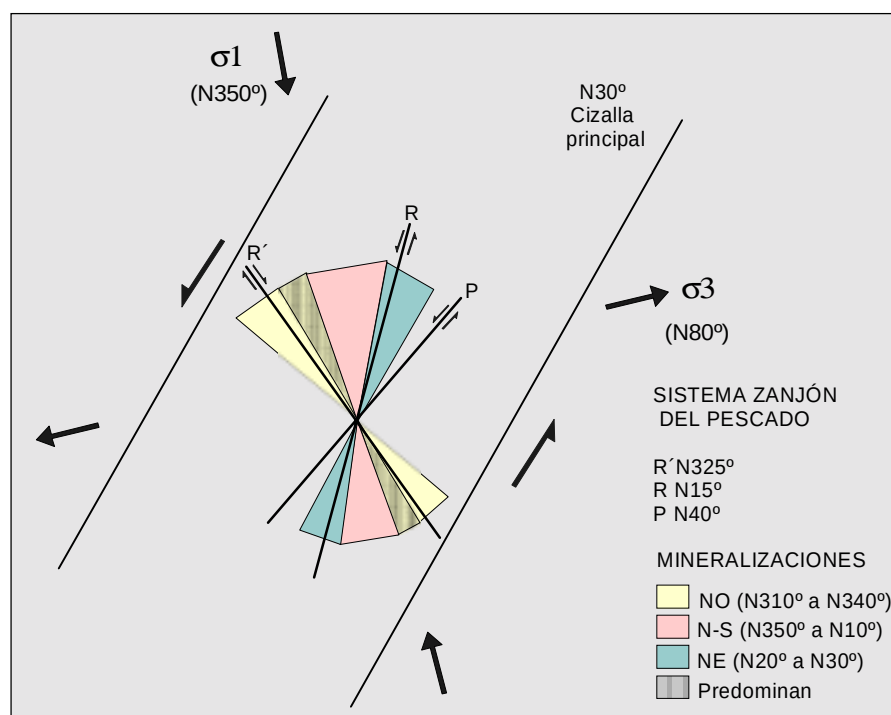


Fig. 5-3. Distribución de las mineralizaciones en función del sistema de fracturación Zanjón de Pescado.

Las principales vetas de clara orientación NO, son subverticales o se presentan ligeramente inclinando al este y la principal estructura que constituyen tanto en planta como perfil, es un sistema **tipo lazo sigmoide** (Fig. 5-4). Algunas, como por ejemplo las vetas del sector LJ y VN, están conformadas por pequeños cuerpos discontinuos, de aspecto brechoso y morfología lentiforme. Otras como por ejemplo las de los sectores PL y P, están compuestas por conjuntos de vetillas entrelazadas, donde las de menor espesor generalmente tienen una orientación oblicua a la de las de mayor espesor. Ciertos tramos de estas vetas se desvían de la orientación principal de la estructura, muestran cambios en los espesores y en las formas.

Estos cambios son elementos muy útiles a tener en cuenta para reconstrucción de la cinemática regional de la zona de cizalla a partir de la cuál se originaron.

Las características descritas permiten interpretar a las vetas del sector estudiado, como el relleno de **estructuras de dilatación en codos o curvas** (“*releasing o dilational jogs and bends*”) y un claro ejemplo lo representa la veta Ailín (Fig. 4-85). Estas estructuras se generan cuando se producen ligeros cambios en el rumbo de la falla, permitiendo el desarrollo de segmentos extensionales y no son más que una repetición del modelo **sigmoide** a una menor escala. Las estructuras de dilatación encontradas en las vetas del área La Josefina pueden ser simples o complejas (Fig. 5-5 A), estas últimas se forman por la generación de fallas menores paralelas a la dirección del codo o inflexión que originan sistemas imbricados en relación con la falla principal. A partir de la disposición y morfología de estas estructuras se confirma que además del movimiento gravitacional estas fallas han tenido un comportamiento dextrógiro.

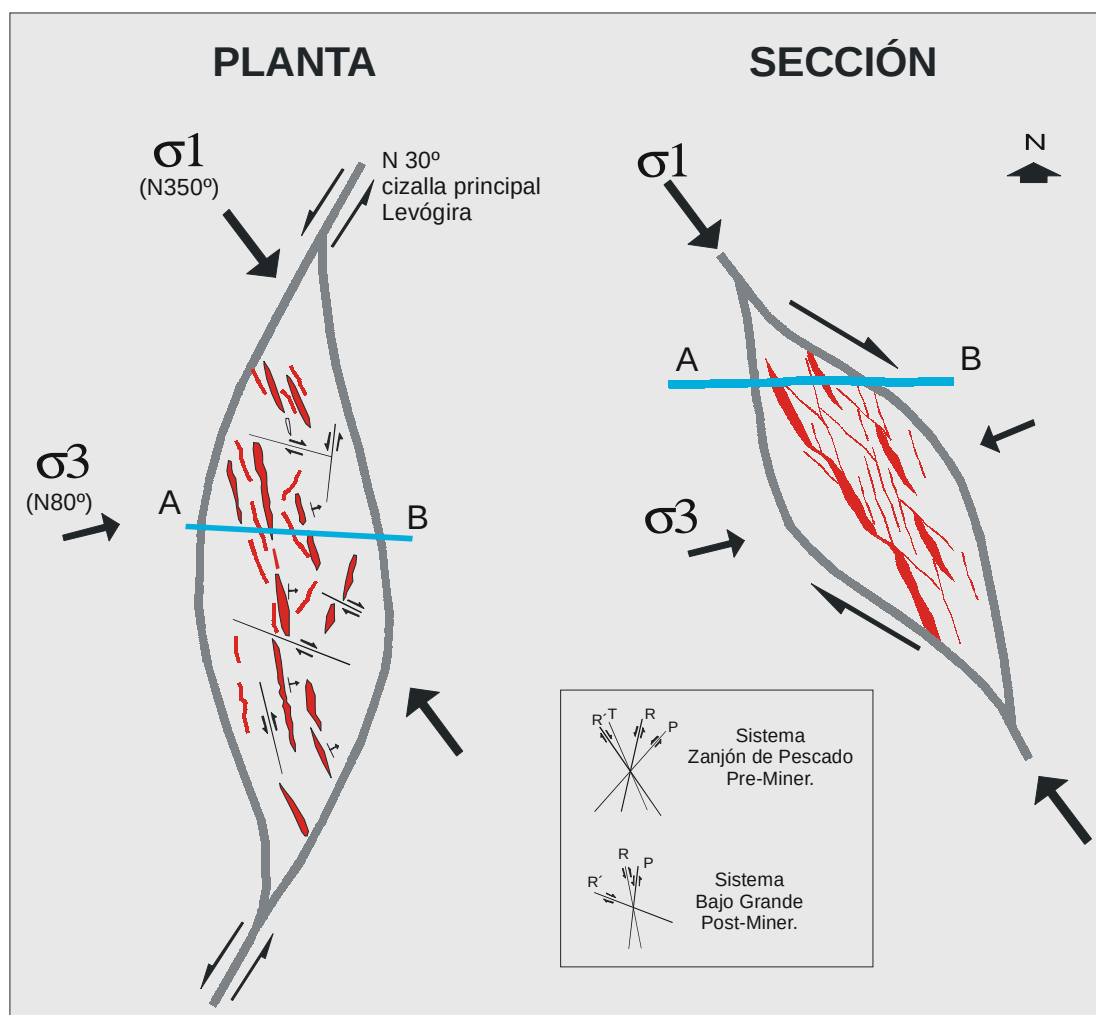


Fig. 5-4. Modelo de sistema tipo “lazo sigmoide complejo” propuesto para las vetas del área La Josefina (modificado de Informe INREMI-FOMICRUZ 2004).

Son varios los casos en que a lo largo de la estructura principal de rumbo NO pueden encontrarse pequeños tramos de veta que se unen a ella con orientaciones oblicuas (en general NE o N-S) que podrían interpretarse como **zonas de transferencia** que pueden llegar a formar estructuras vetiformes como por ejemplo la Veta Cruzada (**Mapa Sector Veta Norte**). Otras estructuras definidas en algunas vetas del área estudiada (por ejemplo vetas Upi y Lola) son las **diaclasas o fracturas escalonadas** (*en echelón*) donde lomadas silicificadas de rumbo N 330° tienen vetillas individuales de orientaciones N 350° y N 20° que son oblicuas a la dirección de estas lomadas y que también evidencian el carácter dextrógiro de la cizalla a partir de la cual se originaron (Fig. 5-5 B).

Las vetas Adularia y María Belén (Fig. 4-80 y 4-89) terminan en una estructura que es interpretada como ramificaciones extensionales **en cola de caballo** (*“horsetail splays”*) donde un conjunto de vetas y/o vetillas de rumbo N-S a NNE se encuentran asociadas a los tramos finales de la falla principal ocupada por estas vetas (Fig. 5-5 C).

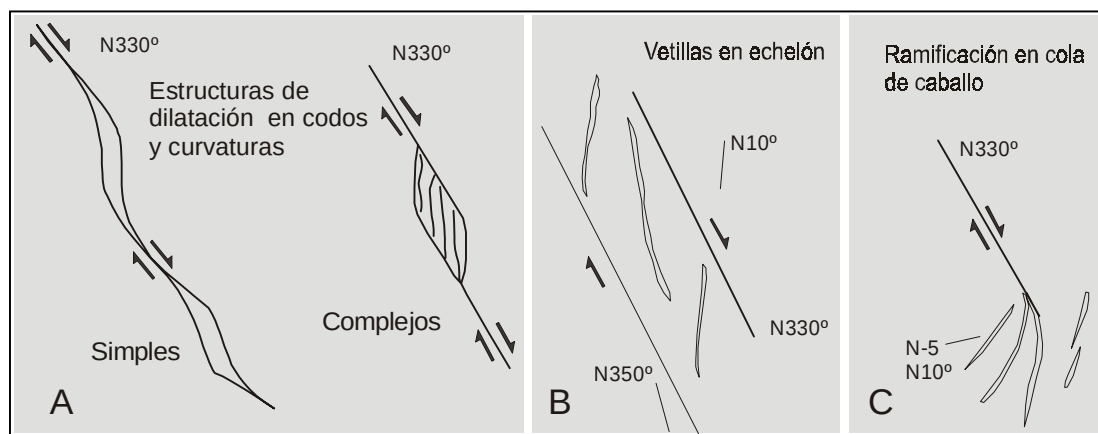


Fig. 5-5 A. Modelos de estructuras de dilatación en codos y curvaturas propuestos para la formación de las vetas del área La Josefina. B. Esquema de vetillas en echelón de sectores aledaños a las vetas Lola y Upi. C. Esquema de la ramificación en cola de caballo del extremo sur de las vetas Adularia y María Belén.

Discusión e interpretaciones

Según lo expuesto anteriormente se puede sintetizar que las mineralizaciones en el área La Josefina se han emplazado en las estructuras formadas bajo un período extensional representado por el sistema Zanjón de Pescado (Reimer et al., 1996), ya que existe una clara correlación entre las orientaciones de las vetas y los sistemas de fracturación definidos para este sistema en el área La Josefina. Cabe aclarar que esta hipótesis no concuerda con lo propuesto por Fernández et al. (1996) y Echavarría (1997) quienes relacionan las mineralizaciones del área La Josefina con el sistema de fracturación El Tranquilo.

El sistema Zanjón de Pescado corresponde a una cizalla levógira de orientación aproximada N 30° originada por un esfuerzo principal de rumbo aproximado N 350°. En las fallas conjugadas correspondientes a este sistema, que tienen una orientación NO y comportamiento dextrógiro, se generaron deflecciones que provocaron procesos de acortamiento y estiramiento que generaron zonas compresivas y extensionales que dieron lugar en el área La Josefina, a un sistema de vetas y vetillas de tipo **lazo sigmoide complejo**. Esta situación se repite a escala local en cada una de las vetas, ya que conforman el relleno de estructuras de dilatación en codos y curvaturas (*dilational jogs and bends*) tanto simples como complejas. Además a escala de afloramiento comúnmente las vetillas y guías de cuarzo tienen una disposición de tipo sigmoidal o escalonada (*en echelón*) evidenciando también que son el producto de cizallas dextrógiras. Otras estructuras extensionales corresponden a zonas de transferencia y ramificaciones en colas de caballo (*horse tail splays*). Las estructuras descritas para los sistemas de vetas y vetillas del área La Josefina, son las que caracterizan a los depósitos hidrotermales relacionados a sistemas de fallas en un ambiente extensional.

Como se indicó en el capítulo 3, estas estructuras mineralizadas están afectadas por un fracturamiento post-mineralización correspondiente al sistema Bajo Grande (Reimer et al., 1996), principalmente de rumbos ONO y NNO que provocan desplazamientos de las vetas, que en los casos observados llegan a algunas decenas de metros y comúnmente producen fuertes cizallamientos localizados en el contacto entre estas estructuras y la roca de caja.

CAPÍTULO 6

DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DE LAS MINERALIZACIONES

MINERALIZACIONES Y ALTERACIONES HIDROTHERMALES

Introducción

La identificación de los minerales presentes en los depósitos epitermales, así como el establecimiento de las zonas de alteración hidrotermal, son las claves en las que se basa su clasificación (Hedenquist et al. 2000). Es por ello que en este capítulo se desarrolla particularmente el estudio detallado de la mineralogía y de las alteraciones hidrotermales del área La Josefina, concluyéndose que están de acuerdo con el modelo epitermal de baja sulfuración de acuerdo a las paragénesis halladas, es decir aquellos grupos de minerales que se han formado en equilibrio entre sí.

Por otra parte, la distribución de metales asociados a la actividad hidrotermal está en relación con los factores que controlan su transporte y precipitación como temperatura, profundidad, interacción fluido-roca de caja, gradiente de flujo, mezcla de fluidos, superposición de pulsos mineralizantes, entre los más importantes. Todos estos factores pueden dar lugar a zonaciones espaciales, a partir de las cuales, y mediante estudios de detalle, es posible arribar a importantes consideraciones genéticas, las que se utilizan en la optimización de las tareas de prospección-exploración del depósito considerado y otros de características homologables. En este capítulo se analizaron las características geoquímicas de las manifestaciones hidrotermales del área La Josefina, determinándose la distribución de ciertos elementos principalmente Au, Ag, Cu, Pb y Zn, en los distintos sectores con sistemas de vetas y vetillas, a los que se sumaron As, Sb, Tl, Hg, Ba, Mn, Mo y W en la investigación de las manifestaciones superficiales del sistema geotermal, estableciéndose interesantes implicancias genéticas. Los elementos analizados son los considerados de importancia por White y Hedenquist (1995) en el estudio de depósitos epitermales.

Primeramente se presenta la metodología utilizada para el estudio mineralógico así como las técnicas que se llevaron a cabo para la determinación de los valores geoquímicos de las distintas manifestaciones hidrotermales. Luego se realiza la caracterización morfológica y geoquímica de los principales minerales constituyentes del sistema de vetas y vetillas. Finalmente se describen las alteraciones hidrotermales y se presenta una caracterización geoquímica de las estructuras epitermales del área estudiada.

Metodología

El estudio mineralógico se realizó sobre la base de observaciones de minerales en muestra de mano, bajo lupa binocular y al microscopio, tanto con luz transmitida como reflejada.

La composición de ciertos minerales de interés (oro, pirita, arsenopirita, y calcopirita, esfalerita y galena), principalmente de las vetas y vetillas del sector "Veta Norte", se determinó con Microsonda Electrónica, sobre muestras de testigos a profundidades que van desde los 15 hasta los 85 metros. Los análisis se realizaron en la Universidad Federal de Río Grande del Sud (UFRGS) en Brasil y en la Universidad de Oviedo en España; se han utilizado equipos tipo CAMECA SX-50, equipados con cuatro espectrómetros tipo WDS (wavelength dispersive spectrometer), un espectrómetro tipo EDS (energy dispersive spectrometer), un microscopio electrónico de barrido y un microscopio óptico acoplado con un aumento de 400X, en el modo luz reflejada y transmitida. Las mediciones se han realizado con una potencia de aceleración de 20 kiloelectrovolts y una corriente de 25 nanoampers, el diámetro de cierre se ha establecido en 5 micrómetros. Los resultados fueron parcialmente publicados por Moreira et al. (2004c).

Los minerales intercrecidos, de grano fino, y la paragénesis de alteración se analizó por difracción de Rayos X (DRX). En algunas muestras de argilominerales se procedió a la determinación de la Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC), pH y se realizaron análisis geoquímicos (FRX) por elementos mayoritarios. Los tres últimos análisis se efectuaron en Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Alemania.

Las identificaciones por DRX se llevaron a cabo con un difractómetro Phillips Pw 1830; Goniómetro Pw 3020; Tubo de Cu: radiación $K\alpha$, $\lambda=1.54056 \text{ \AA}$, Filtro Ni, Pw 1327/00 a 30 kv y 40mA, velocidad de barrido 0.220 2 θ /minuto de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP. Los análisis fueron realizados sobre material seleccionado de muestras de mano, separado mediante ultrasonido. La fracción arcillosa (<2 μm), fue tratada mediante técnicas de precipitado según la Ley de Stokes, colocada sobre portamuestras de vidrio, para mantener la orientación laminar, y solvatada durante dos horas con etilenglicol a temperatura ambiente.

El método fotométrico Cu sirve para establecer la presencia de los cationes con capacidad de intercambio (CIC) de los argilominerales. Para lo cual se empleó el complejo Cu-Trien que consiste en sulfato de cobre (CuSO_4) y Triethylentetramil ($\text{C}_6\text{H}_{18}\text{N}_4$), el cual absorbe la luz visible con un máximo en 578nm (Meier y Kahr, 1999). Las unidades de medida se expresan en: meq/100 grs. Los valores obtenidos se compararon con los de Drever (1982).

El pH de las muestras se midió con el equipo electrónico Printers Partner World Wide, Ph-exact, respectivamente calibrado. Los análisis químicos cuantitativos, se realizaron en un espectrómetro Philips PW 2400.

El análisis de la distribución de elementos se hizo a partir de distintos muestreos realizados bajo el marco de acuerdos entre FOMICRUZ S.E. y el INREMI (Instituto de Recursos Minerales). Se han evaluado más de 750 análisis químicos, de los cuales 560 corresponden a vetas y vetillas, 94 a precipitados silíceos superficiales, una muestra de estromatolito calcáreo, más de 50 a brechas de erupción hidrotermal y 52 a alteraciones asociadas a aguas ácidas calentadas por vapor ("*steam heated*").

Los sistemas de vetas y vetillas, se analizaron, principalmente con los resultados que se presentan en los informes INREMI (1996 y 2002), FOMICRUZ (2002) e INREMI-FOMICRUZ (2004), que corresponden principalmente a análisis por Au, Ag, Cu, Pb y Zn sobre muestras de vetas y vetillas, obtenidos por Espectrometría de Absorción Atómica (EAA) en los Laboratorios de FOMICRUZ S.E. (San Julián). La rutina para estos 5 elementos fue la digestión en agua regia, con extracción por MIBK (metil isobutil cetona) para el caso del oro; las mediciones se efectuaron con un equipo de absorción atómica Perkin Elmer Analyst 100.

En los informes mencionados se establecieron cuatro poblaciones de muestreo metodológicamente distintas, que son: canaleta en trincheras, esquireo continuo en afloramientos, esquireo discontinuo en afloramientos y esquireo continuo en zanjas. En INREMI (1996) se presenta un análisis estadístico detallado de estos muestreos. En el presente trabajo de tesis solo se muestran los valores promedios obtenidos para cada una de las estructuras vetiformes. Estos valores son solo indicativos de la presencia de metales y dan una noción de su concentración.

Los datos analíticos han sufrido pequeñas modificaciones; los valores de Au y Ag menores al límite de detección (<0.01 , <0.02 y <0.03) se reemplazaron por el valor 0.01. Los resultados de Cu, Pb y Zn de algunas muestras, superaron el límite de detección superior del método empleado: en estos casos los resultados venían expresados, en ppm, como >500 de Cu, >2000 de Pb y >500 de Zn, dichos valores fueron transformados en 500, 2000 y 5000, respectivamente. Obviamente esto produce un truncamiento de la distribución de elementos en la porción de valores altos, pero –en principio– no afecta la relevancia de los resultados obtenidos. Por su parte, debido a la metodología de algunos muestreos, donde las muestras no tienen la misma longitud, fue necesario ponderar los valores obtenidos por metro lineal de muestra.

Las muestras empleadas para el estudio geoquímico de las manifestaciones superficiales fueron tomadas del Informe INREMI (1996) para el sinter, de Minamérica (1999) para las brechas hidrotermales, de Andrada de la Palomera y Valvano (2001) para el carbonato y las alteraciones por aguas ácidas calentadas por vapor. La mayoría de estas muestras fueron analizadas en distintos laboratorios privados por ICP (Induced Coupled Plasma) de 32 elementos y en varios casos se le sumó Au por ensayo a fuego y Hg por vapor frío. Algunas de las muestras de sinter se analizaron en los laboratorios de la empresa FOMICRUZ S.E. (San Julián).

Para el cálculo de los valores promedio de elementos trazas tales como As, Sb, Hg y Tl, los tenores menores al límite de detección fueron reemplazados por la mitad del valor de dicho límite, siguiendo el procedimiento empleado por Theodore y Jones (1992).

6-1. MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA MINERAL

La mineralización presente en el área La Josefina se destaca principalmente por ser un relleno de espacios abiertos, compuesto mayormente por minerales del grupo de la sílice (fundamentalmente cuarzo, escasa calcedonia y ópalo) acompañado por adularia, calcita, baritina y algunos sulfuros como minerales menos abundantes.

Las paragénesis y asociaciones que se describen a continuación, conforme a las observaciones macro y microscópicas, han sido vinculadas a cada uno de los tipos de relleno (TR) descriptos y numerados de 1 a 14, en el capítulo 4.

Minerales principales

Minerales del grupo de la sílice

El cuarzo es el principal relleno de las estructuras de La Josefina que se caracterizan por presentar texturas multiepisódicas, en donde varios pulsos hidrotermales afectan al mismo sistema de fractura. Calcedonia y ópalo están presentes en menor medida, la primera generalmente acompañando al cuarzo en las texturas bandeadas y el segundo se encuentra conformando varios pulsos, previos y posteriores a las estructuras cuarzosas, y a su vez, cementando algunas brechas. Cabe destacar que gran parte del cuarzo de las vetas y vetillas, proviene de la recristalización de sílice criptocristalina o calcedonia.

Las texturas de cuarzo determinadas se clasificaron siguiendo principalmente los lineamientos de Dong et al. (1995), en texturas de crecimiento primario, de recristalización y de reemplazo. Cabe aclarar que en este trabajo de tesis se define el término textura en sentido amplio, como sinónimo de textura o estructura, y se aplica a las características macro y microscópicas que tienen los depósitos, que dependen del tamaño, forma, contactos y relaciones mutuas geométricas de los minerales que los componen (Malvicini y Saulnier, 1979) así como también a algunas características que se determinan en una solo cristal.

Texturas de crecimiento primario: son las producidas por el relleno de espacios abiertos. En el sector estudiado se encontraron: agregados de minerales de grupo de la sílice conformando *bandeados coloformes-crustiformes* y texturas *masivas*. Algunos cristales de cuarzo forman texturas en peine y/o se encuentran zonados.

Bandeados coloformes-costriformes (en parte **en cocarda**): están compuestos por cuarzo de variada coloración (blanco, translúcido, verde, gris y amatista) y/o calcedonia que conforman angostas y rítmicas bandas como por ejemplo en las TR 3, TR 4 y TR 9 (sector Veta Norte, Fig. 6-1, 6-2, 6-3 y 6-4). En ocasiones estas bandas se presentan intercaladas con bandas de hematita especular (TR 1), sulfuros y argilominerales (illita) o adularia. Dentro de

cada una de las bandas es común que se desarrollen otras texturas tales como de reemplazo de sílice fina por cuarzo.



Fig. 6-1. Detalle de textura bandeada en una venilla de cuarzo del sector Veta Norte (TR 4).

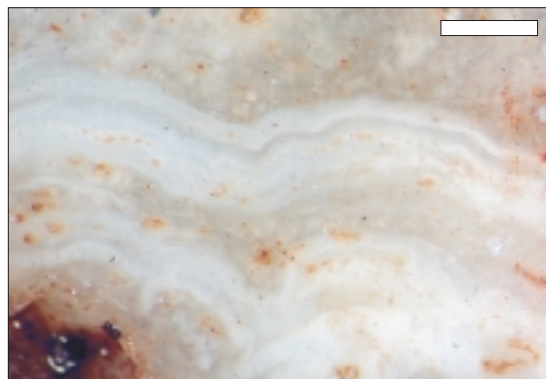


Fig. 6-2. Detalle de bandeo coloforme de sílice blanca y translúcida. Barra 1 cm.

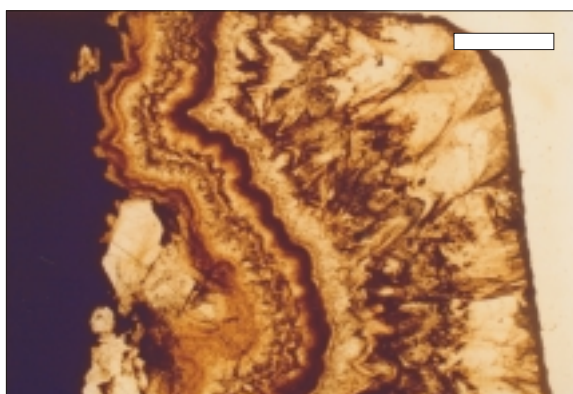


Fig. 6-3. Fotomicrografía de bandeo coloforme, barra 200 micrones.

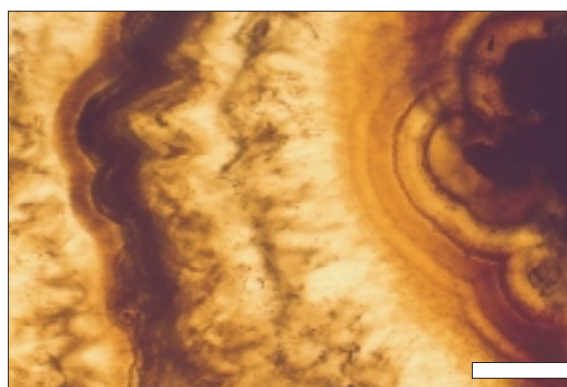


Fig. 6-4. Fotomicrografía que muestra el bandeo coloforme en detalle, barra 100 micrones.

Texturas en peine: están formadas por cristales de cuarzo (de color blanco, transparente, translúcido y amatista) que se desarrollan, en su mayoría con el eje c perpendicular a las superficies a partir de las cuales comienza el crecimiento (Fig. 6-5 y 6-6). Los individuos generalmente superan un centímetro de longitud, son prismáticos y poseen un borde libre con forma euهدral, que se interdigita en la zona central, originando cavidades alargadas, paralelas a la orientación de las vetillas. Además se presentan tapizando geodas y drusas.

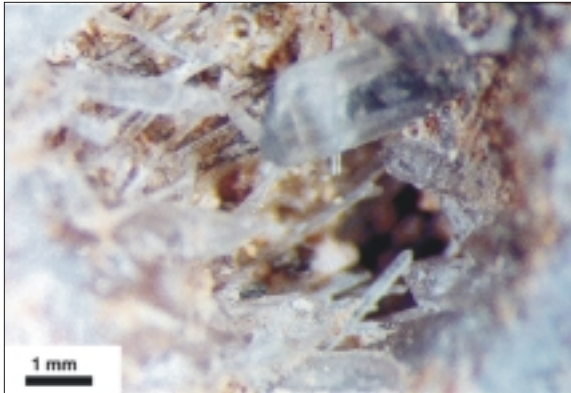


Fig. 6-5. Cristales de cuarzo en peine creciendo en cavidades de vetillas.

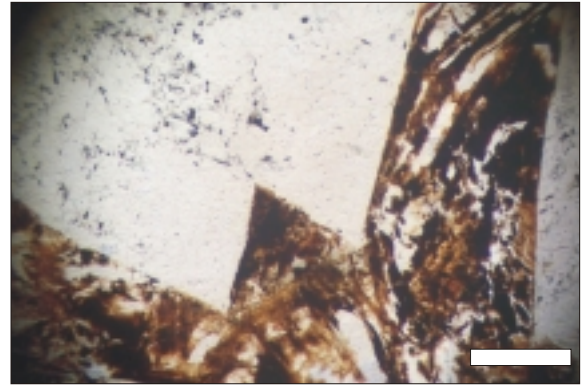


Fig. 6-6. Fotomicrografía de cristales de cuarzo en peine. Barra 300 micrones.

Los cristales que conforman las texturas en peine frecuentemente están **zonados**, se reconocen dentro de ellos zonas alternantes lechosas y transparentes. En corte delgado se observan inclusiones de menos de 10 micrómetros que se disponen siguiendo las caras cristalinas (Fig. 6-7 A y B).

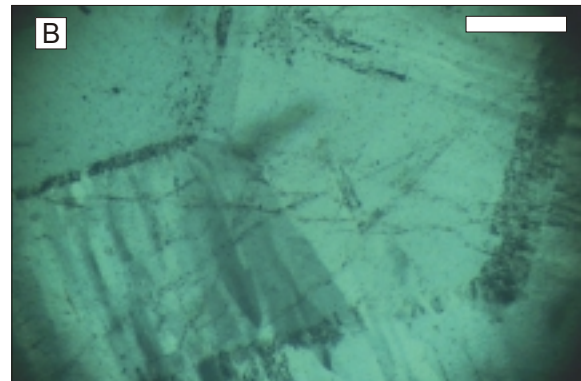
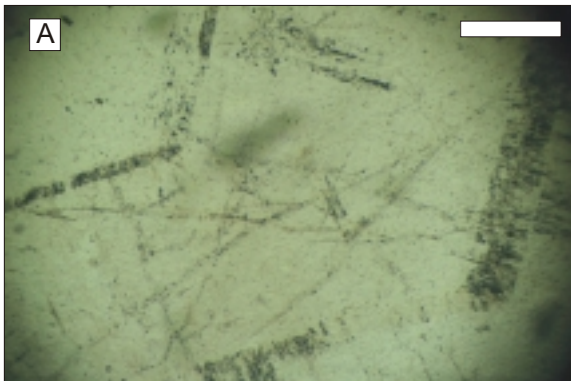


Fig. 6-7 A y B. Fotomicrografía de cristales de cuarzo zonados, sin y con nicoles, respectivamente. Barra 200 micrones.

Estos cristales presentan a menudo crecimiento secundario, puesto de manifiesto por sus bordes “sucios” con abundantes inclusiones (Fig. 6-8), y probablemente sean el resultado de la circulación de fluidos póstumos o de recrystalización de sílice en estado amorfo que ocupaba los intersticios (textura plumosa).

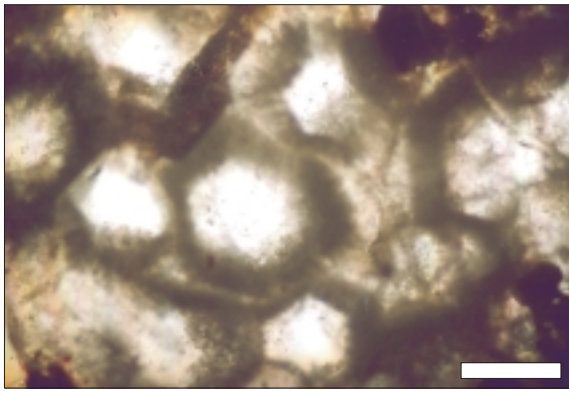


Fig. 6-8. Fotomicrografía de cristales de cuarzo zonados. Barra 1 mm.

Textura maciza: el cuarzo en su conjunto tiene una apariencia homogénea, los individuos son de igual tamaño (que puede ser muy variable) y tienen formas anhedrales a subhedrales.

Texturas de recristalización: representan la transformación de sílice amorfa y fibras de calcedonia a cuarzo. Las soluciones hidrotermales de baja temperatura responsables de las mineralizaciones epitermales, frecuentemente precipitan variedades de sílice de baja cristalinidad, por lo que estas texturas son muy comunes. Se reconocieron texturas en mosaico, plumosa, flameante y musgosa, que son sólo visibles al microscopio. Se reconocen principalmente en las TR compuestas fundamentalmente por ópalo (TR 12 y TR 13) aunque cabe aclarar que la mayoría de las estructuras del área La Josefina, presentan esta textura como reemplazo de calcedonia o cuarzo de grano fino.

Textura en mosaico: está integrada por cuarzo microcristalino, de entre 7 y 25 micrones de tamaño, de forma anhedral y crecimiento compacto, y con contactos sinuosos entre granos (Fig. 6-9 A y B). Esta textura forma parte de las bandas de las texturas coloformes y costriformes de las TR 3, TR 4 y TR 9.

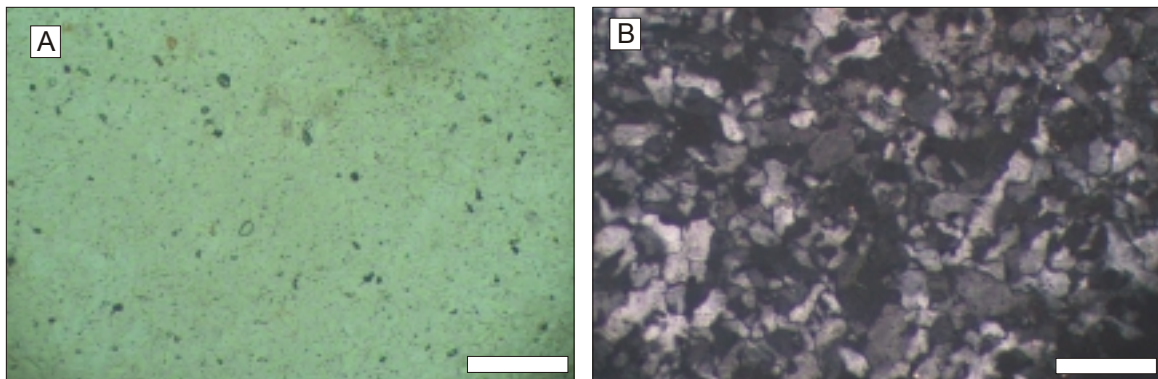


Fig. 6-9 A y B. Fotomicrografía de cristales anhedrales de cuarzo formando textura en mosaico, sin y con nicols cruzados, respectivamente. Barra 200 micrones.

Textura plumosa: está representada por una extinción con aspecto plumoso o astilloso, dada por la disposición de diminutas inclusiones dentro de los cristales de cuarzo

(Fig. 6-10). Se observa sólo cuando el cristal está en su máxima extinción. Dichas discontinuidades internas en los granos pueden presentarse tanto en los bordes o formando parches que ocupan todo el cristal.

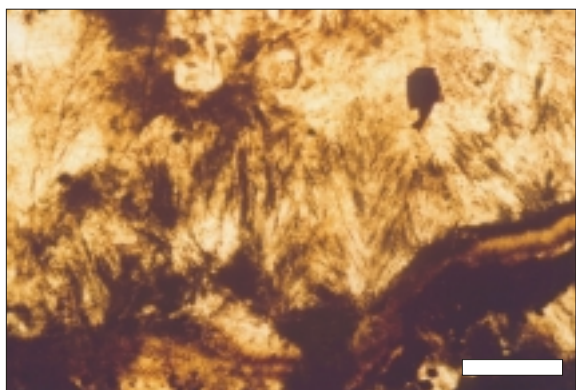


Fig. 6-10. Fotomicrografía de cristales de cuarzo plumoso dispuestos en una capa de un bandeado coloforme. Barra 1 mm.

Textura llameante: se caracteriza por la extinción radiada o llameante de los cristales individuales de cuarzo, mientras que el conjunto posee una forma externa circular (Fig. 6-11 A y B, 6-12 A y B). Generalmente se encuentra ocupando oquedades o espacios entre los cristales de cuarzo de mayor tamaño.

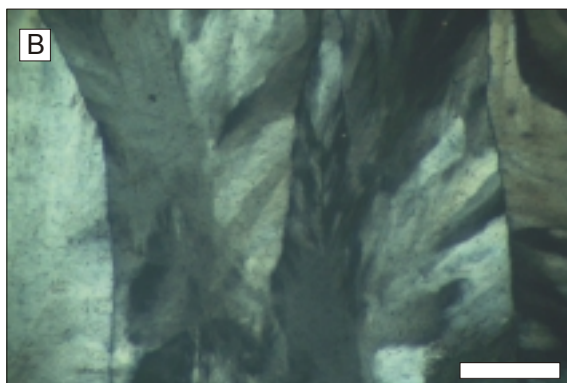
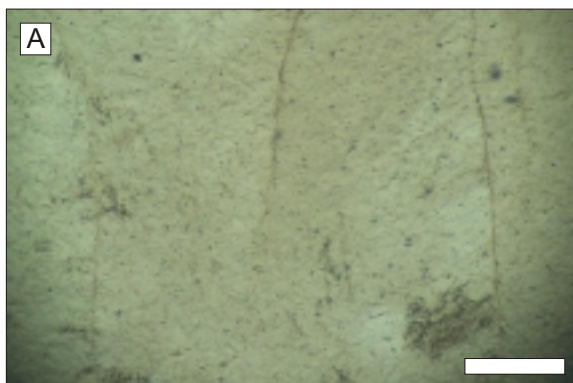


Fig. 6-11 A y B. Fotomicrografía de cristales de cuarzo con textura llameante, sin y con nicoles cruzados, respectivamente. Barra 300 micrones.

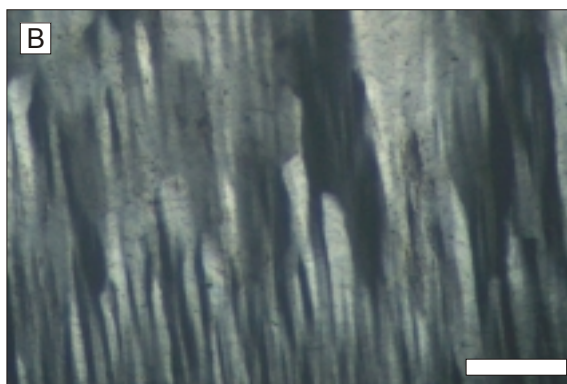
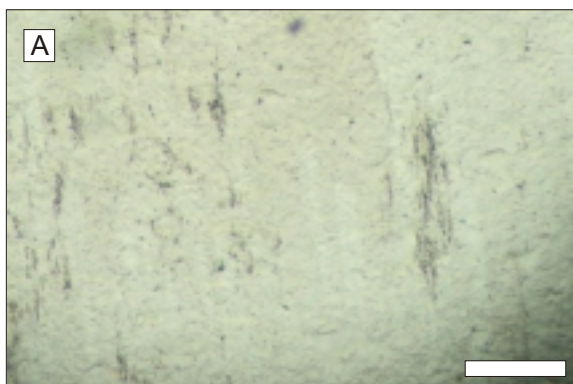


Fig. 6-12 A y B. Fotomicrografía que muestra detalle de textura llameante, sin y con nicoles cruzados, respectivamente. Barra 200 micrones.

Textura musgosa: está conformada por individuos de cuarzo mas o menos esféricos con abundantes inclusiones de impurezas, sólidas o fluidas dispuestas en forma radiada, que parecen aparecer aisladas o en grupos formando racimos. Es una textura frecuente en las bandas coloformes o crustiformes de las vetas.

Texturas de reemplazo: representan la sustitución parcial o total (pesudomorfismo) de algunos minerales por otros del grupo de la sílice. En las vetas y vetillas del sector estudiado son abundantes y reemplazan a calcita y baritina principalmente, y son de tipo en enrejado, paralelo y fantasma.

Textura en enrejado: está constituida por hojas de sílice que se intersectan dejando espacios triangulares o polihédricos entre ellas (Fig. 6-13 y 6-14), dichas cavidades pueden estar parcial o totalmente rellenas por cuarzo en peine. El mineral reemplazado es principalmente calcita, en su variedad cristalina “platy” calcita y se da principalmente en las TR 5 de las vetas Upi, Frida y Adularia. Asimismo en menor grado se da el reemplazo por baritina en las vetas Simona, Amanda y Cecilia.



Fig. 6-13. Calcita reemplazada por sílice en textura en enrejado de la veta Adularia.



Fig. 6-14. Reemplazo de “platy” calcita de la veta Upi.

Textura de reemplazo paralelo: se origina a partir de la sustitución de carbonatos y ocurre preferentemente a lo largo de particiones lamelares, originando hojas muy delgadas y paralelas. Los cristales de cuarzo se desarrollan con morfologías rectangulares, donde los bordes rectos representan el contacto entre los cristales del mineral original. En el área La Josefina, esta textura está estrechamente vinculada con la de tipo en enrejado.

Textura de reemplazo tipo fantasma: la pseudomorfosis está definida por concentraciones de impurezas que se encontraban en el mineral primario y que fueron liberadas durante el reemplazo, pero que conservan la disposición original (Fig. 6-15 A y B).

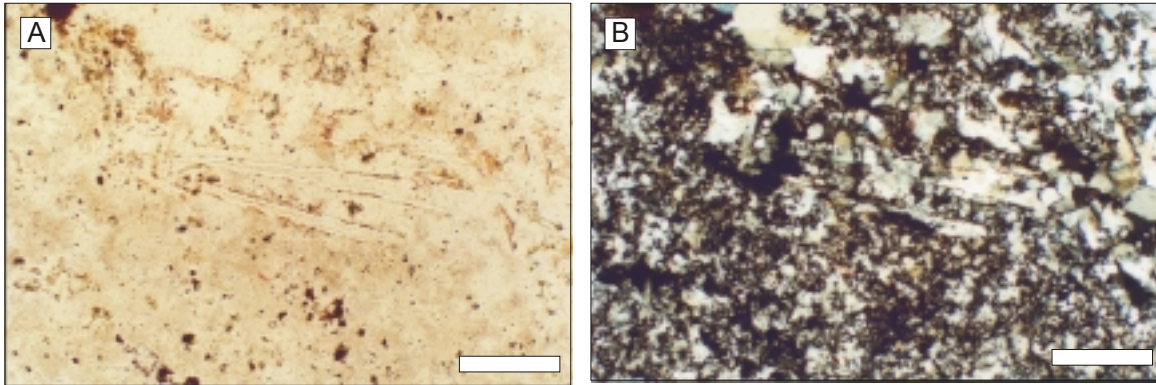


Fig. 6-15 A y B. Fotomicrografía que muestra textura de reemplazo tipo fantasma, sin y con nicoles cruzados, respectivamente. Barra 200 micrones.

Finalmente, el **brechamiento** de las vetas es común (Fig. 6-16 A y B); se determinaron tanto brechas (posiblemente tectónicas o volcánicas) con hidrotermalismo superpuesto como verdaderas brechas hidrotermales que sugieren una reactivación de la actividad geotermal en las vetas ya formadas. Además, el brechamiento tectónico de las vetas de cuarzo indica que las fracturas han sufrido pequeños movimientos durante y después del emplazamiento del fluido mineralizante.

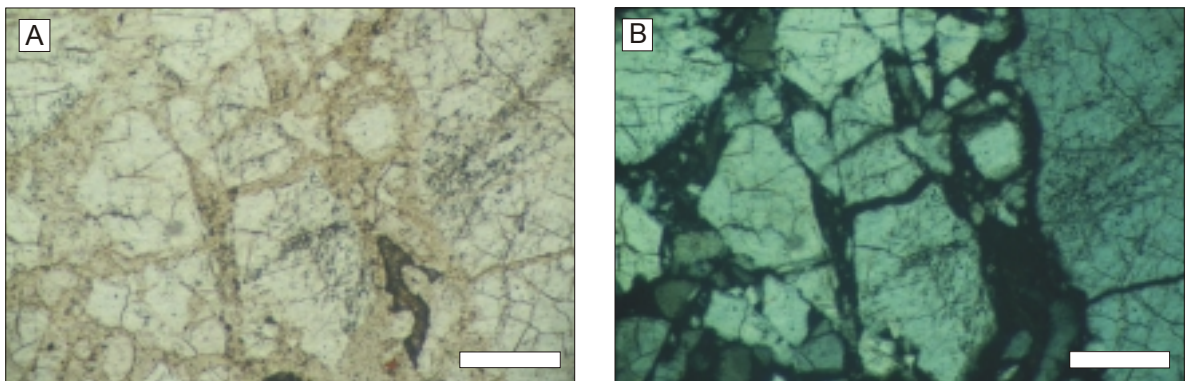


Fig. 6-16 A y B. Fotomicrografía de textura brechosa en veta de cuarzo, sin y con nicoles cruzados, respectivamente. Barra 400 micrones.

Adularia

Se presenta en cristales blancos y translúcidos (rosados a naranjas morados cuando están argilizados y/o teñidos por óxidos de Fe) de hasta 1 cm de forma pseudorómbica con un tamaño promedio de 2-3 mm y con frecuentes maclas de dos individuos (Fig. 6-17 y 6-18). Generalmente se localiza en el contacto de las estructuras cuarzosas y la roca de caja ignimbrítica. En algunas vetas es abundante, llegando a ocupar alrededor del 15 % de su volumen. Se destacan los bolsones de este mineral en las TR 5 de la veta Adularia, en las vetillas de las Lomas Rojas (NE) y en las vetas Flaca Este y Oeste. Por su parte, en las vetas

Amanda y Cecilia (TR 4) se determinaron delgadas bandas de coloración blanquecina compuestas posiblemente por adularia de grano muy fino que se encuentra alterada a caolinita y/o illita.

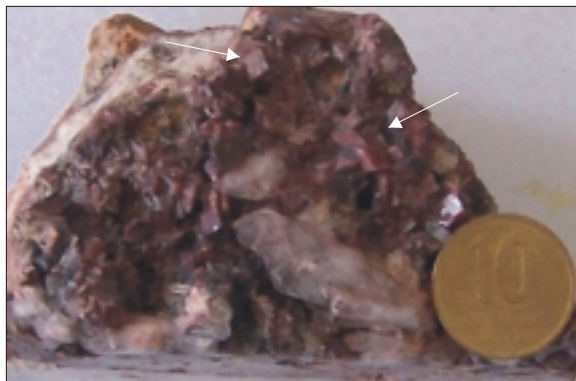


Fig. 6-17. Cristales de forma rómbica de adularia asociados a cuarzo en peine.



Fig 6-18. Cristales rómbicos de adularia, parcialmente argilizados, asociados a los sistemas de vetillas de la veta Adularia.

También se identificó adularia en las brechas de erupción hidrotermal, donde se presenta como cristales de formas rómbicas, asociados con al menos dos generaciones de cuarzo, algunos cristales de adularia tienen un tamaño promedio de aproximadamente 250 μm y se ubican junto a un cuarzo gris blanquecino más temprano (Fig. 6-19 A y B). Cristales pseudorómbicos de este mineral, más abundantes y más pequeños (50-75 μm) se asocian con una segunda generación de sílice (Fig. 6-20 A y B). Asimismo se han determinado abundantes cristales tabulares de este mineral de hasta 100 μm .

Como se verá más adelante, la adularia también es un producto frecuente de alteración hidrotermal asociada a las vetas.

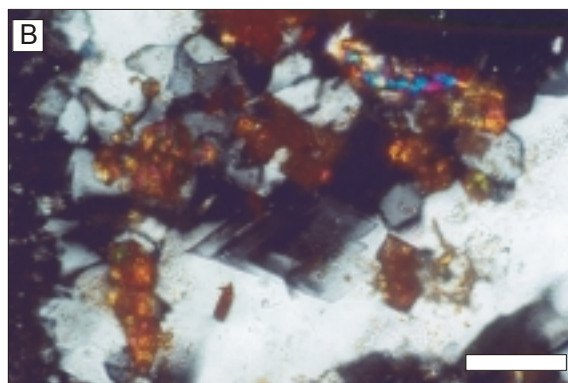
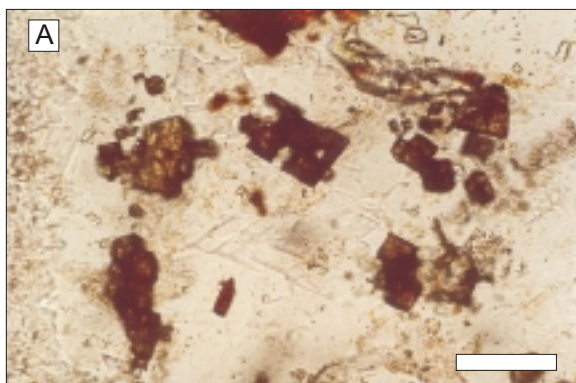


Fig. 6-19 A y B. Fotomicrografía de cristales pseudorómbicos de las brechas hidrotermales, sin y con nicoles cruzados, respectivamente. Barra 100 micrones.

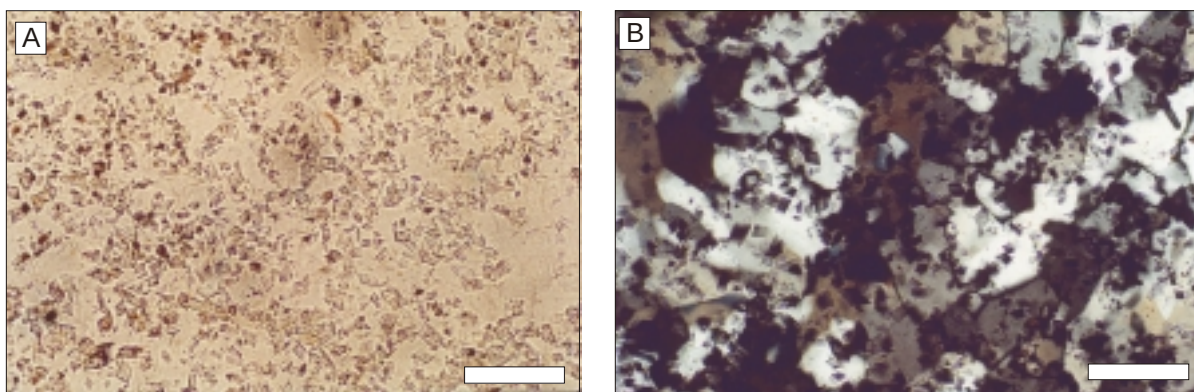


Fig. 6-20 A y B. Fotomicrografía de abundantes y pequeños cristales de adularia “róbica” dispersos en cuarzo en una brecha hidrotermal, sin y con nicoles cruzados, respectivamente. Barra 100 micrones.

Baritina

Forma tablillas o cristales tabulares de coloración blanquecina y de hasta algunos centímetros de longitud (hasta 5 cm) que conforman un agregado masivo (Fig. 6-21). Puede estar parcialmente teñida por óxidos de hierro y frecuentemente reemplazada total o parcialmente por sílice. Los individuos más pequeños tienen una disposición en enrejado, dejando espacios triangulares entre ellos, generalmente ocupados por cuarzo (Fig. 6-22). Se presentan en el centro de las estructuras cuarzosas, posiblemente por precipitación a partir de fluidos tardíos. Además, frecuentemente está fracturada y forma parte de fragmentos de algunas brechas que están cementadas por ópalo u óxidos de hierro. Caracteriza principalmente a las TR 7 presentes en las vetas Simona, Amanda, Cecilia y algunas vetillas cercanas al Mogote Divisoria en el sector Noreste.

Calcita

La calcita se presenta en agregados compuestos por cristales romboédricos de hábito conocido como tipo “*platy*”, de hasta 2-3 cm de coloración rosada (Fig. 6-23) o amarillenta por tinción de óxidos de Fe (Fig. 6-24). Como se vio anteriormente, comúnmente está reemplazada pseudomórficamente por sílice de grano fino (texturas de reemplazo en enrejado y paralelo) presentes en las vetas Upi, Frida y Adularia (TR 5). Además probablemente en algunas vetas (vetas Amanda y Cecilia) se presente como un agregado laminar de grano muy fino.



Fig. 6-21. Agregado masivo de baritina (blanco) en el centro de la veta Cecilia.

..



Fig. 6-22. Cristales de baritina en el centro de vetilla asociada a la veta Amanda. Barra 2 cm.

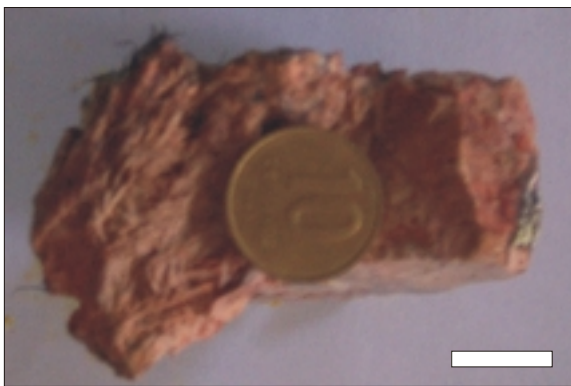


Fig. 6-23. Romboedros de calcita asociados a las venillas cuarzosas. Barra 1 cm.

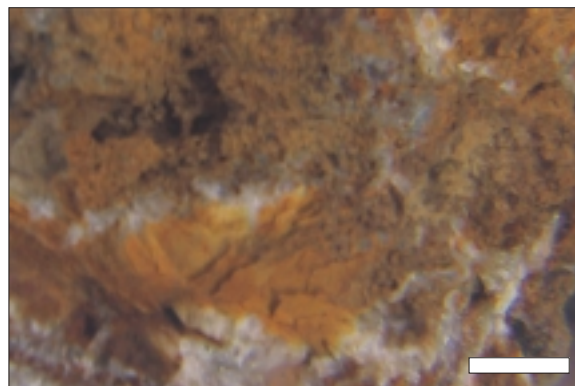


Fig. 6-24. Detalle de "platy" calcita parcialmente reemplazada por sílice. Barra 0.5 cm.

Minerales accesorios

Comúnmente incluidos en el cuarzo grueso de algunas vetas, hay pequeños cristales de minerales accesorios como rutilo (de hasta 30 μm), apatita (de hasta 50 μm) y zircón (de hasta 100 μm).

Minerales hipogénicos

Oro nativo

Fue observado en muestra de mano (y al microscopio) en las TR 1, TR 2 y TR 5 de varias de las vetas y vetillas. Pero no se descarta su participación en otras TR, donde los análisis químicos reflejan claramente su presencia. Schalamuk et al (1998b) y Moreira et al (2002b) mediante análisis por microsonda electrónica encontraron oro y minerales de plata, alojados en galena, esfalerita, calcopirita y principalmente en cristales de pirita.

El oro nativo visible se presenta diseminado o en pequeñas fisuras, asociado a hematita especular (TR 1 y TR 2) y a agregados de cuarzo blanco o gris con distintas proporciones de sulfuros principalmente pirita (TR 5). Los individuos son irregulares, en escamas o arborescentes y tienen un tamaño que va de algunos micrones hasta 145 micrones.

Del Blanco et al (1994) y Schalamuk et al (1998b) reconocieron individuos irregulares de oro nativo de hasta 2 mm, frecuentemente zonados, con coloraciones amarillas más intensas hacia los bordes de los granos (Fig. 6-25) y que registran elevados contenidos en plata con valores promedio de Au: 80.56 %, Ag: 18.49 % y trazas de Bi, Te y As.

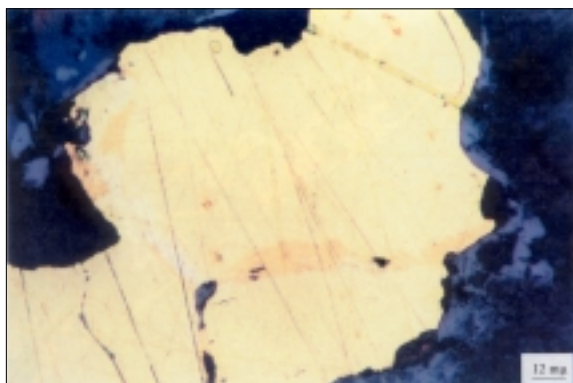


Fig. 6-25. Microfotografía de individuo de oro con zonaciones de color (foto tomada de INREMI, 1996).

En las brechas de erupción hidrotermal, se encontraron individuos de oro con tamaños de 2-3 mm que aparecen en el cuarzo grueso y en los fragmentos de esquistos de la Formación La Modesta (Fig. 6-26).

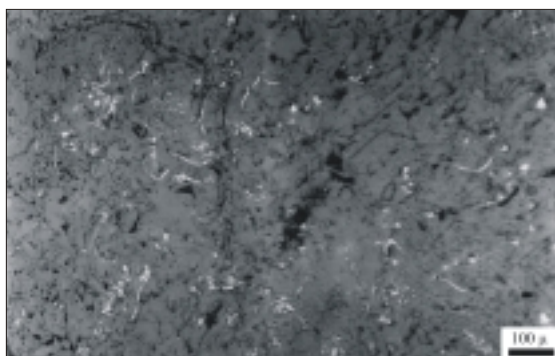


Fig. 6-26. Microfotografía de pulido calcográfico que muestra laminillas de oro (blanco) dispuestas según la esquistosidad de las metamorfitas de la Formación La Modesta.

Electrum

Se presenta en individuos irregulares de aproximadamente 50 micrones en el cuarzo y según Schalamuk et al. (1998b), algunos individuos analizados con microsonda electrónica presenta variables cantidades de oro y plata (48-60 % de Au y 40-52 % de Ag).

Minerales del grupo FAHLORE

Posiblemente freibergita y tetraedrita, forman pequeños agregados de hasta 0.5 cm diseminados en cuarzo (Fig. 6-27), asociados a pirita, galena y esfalerita. También se determinaron pequeños granos de tetraedrita como inclusiones en estos sulfuros, principalmente pirita (Fig. 6-28) y según Schalamuk et al. (1998b) aparece también como inclusiones de no más de 15-20 micrones, en esfalerita, vinculada a altos tenores de Ag en la estructura vetiforme PL 4.

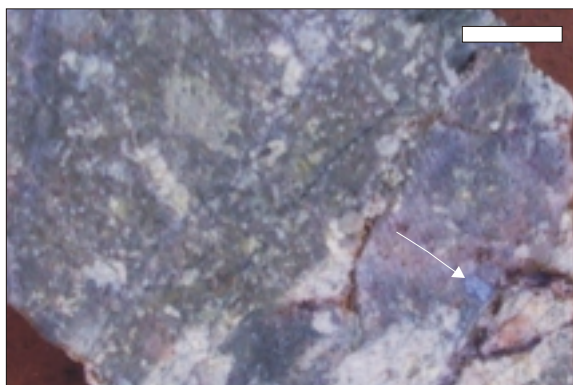


Fig. 6-27. Minerales del grupo FAHLORE diseminados en cuarzo de vetillas asociadas a la veta Amanda. Barra 0.5 cm.

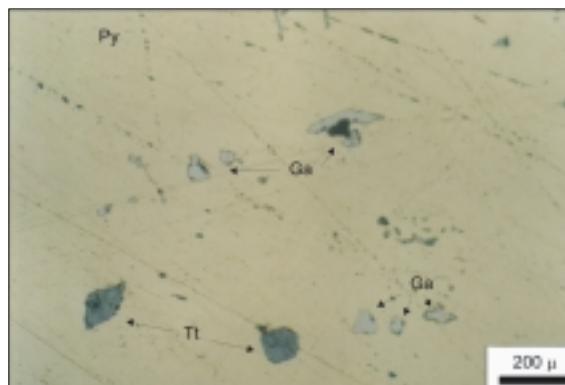


Fig. 6-28. Fotomicrografía de pirita (Py) que contiene individuos de galena (Ga) y tetraedrita (Tt).

Hematita (Var. Especularita)

Es típica de algunas estructuras como la Veta Ailín (TR 1 y TR 2, Fig. 6-29 y 6-30) y se presenta en pequeños cristales de entre 20 y 400 micrones, con intenso brillo metálico, siempre asociada a altos tenores de Au. Tiene hábito tabular, y en ocasiones se encuentra dispuesta de forma radiada en el cuarzo o como relleno de delgadas fisuras (Fig. 6-31 y 6-32). Además se presenta incluida dentro de algunos individuos de pirita. Este mineral también se identificó, aunque en menores proporciones, en el cemento de las brechas hidrotermales y en las TR 5 presentes en algunas vetas, junto a cuarzo y sulfuros.

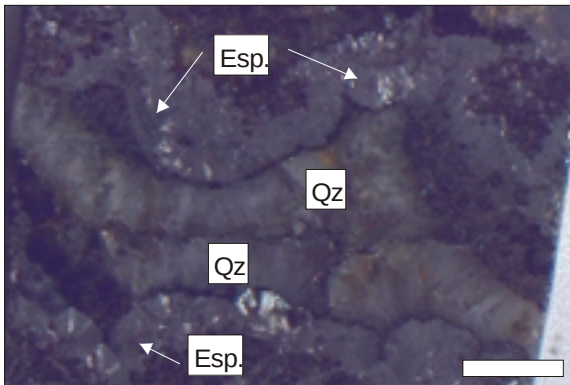


Fig. 6-29. Bandeado de especularita (Esp.) y cuarzo (Qz) de la Veta Ailín. Barra 1 cm.

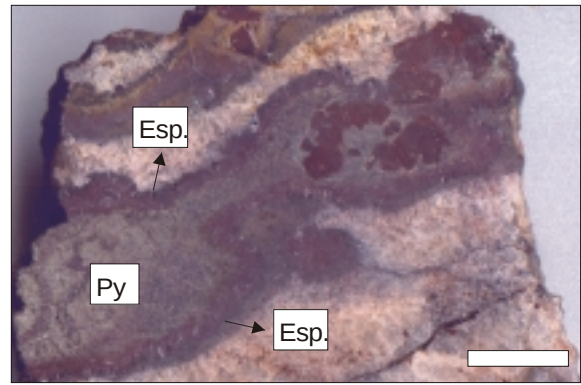


Fig. 6-30. Bandeado de especularita (Esp.) y pirita (Py) junto a cuarzo de la Veta Ailín. Barra 2 cm.

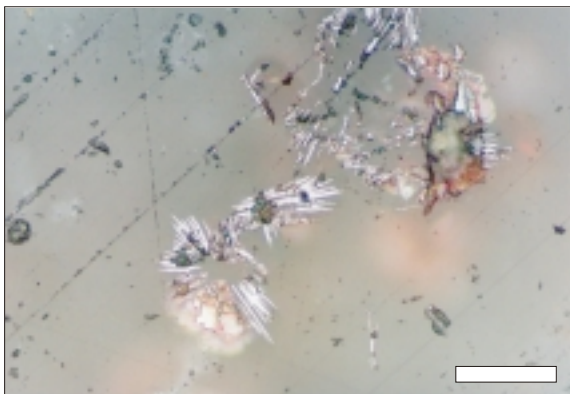


Fig. 3-31. Fotomicrografía de cristales aciculares de hematita especular diseminados en cuarzo del cemento de brecha de erupción hidrotermal. Barra 100 micrones.

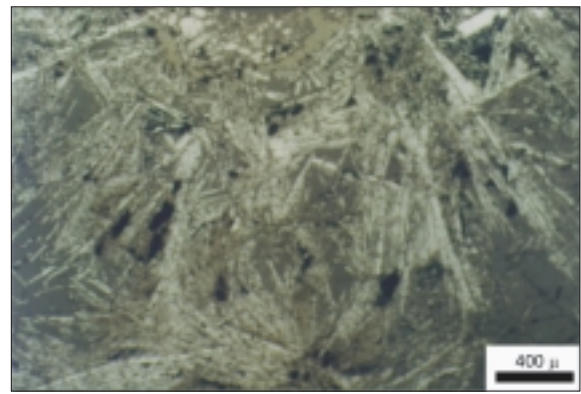


Fig. 6-32. Fotomicrografía que muestra en detalle una de las bandas compuesta por abundantes individuos de especularita en la veta Ailín.

Sulfuros

El contenido en sulfuros de metales base especialmente en las TR 1, TR 2, TR 3, TR5 y TR 6 es relativamente bajo y al parecer se mantiene constante con la profundidad (hasta aproximadamente los 85 metros investigados por perforaciones). Una excepción se da en la TR 14 donde estos sulfuros pueden llegar a conformar hasta el 90% de la estructura. Aparecen principalmente en las estructuras PL 9, PL 10, PL 11 y PL 12, en las vetas del sector La Josefina y las del sector Veta Norte.

Un orden general en abundancia dentro de los sulfuros en las vetas es: pirita >> galena > esfalerita > arsenopirita > calcopirita > bornita. La relación paragenética de metales preciosos y sulfuros es difícil de discernir, ya que existen varias TR que llevan estos últimos minerales dentro de una misma veta. Las vetillas que representan las TR 14 no están asociadas a altos

tenores de metales preciosos, mientras que las otras generalmente con menores cantidades de sulfuros (TR 1, TR 2, TR 3, TR 5 y TR 6) si revelan elevados contenidos de Au y Ag.

Pirita: es el sulfuro más abundante de todo el evento mineralizante; se presenta principalmente en cristales euhedrales de variado tamaño que van desde micrones hasta 1 centímetro (Fig. 6-33), dispuestos en bandas o masivamente dentro de las vetas o diseminada en el cuarzo. Usualmente tiene inclusiones de otros minerales como especularita, galena, esfalerita y tetraedrita de aproximadamente 200 micrones (Fig. 6-34).

Las brechas hidráulicas (laterales a las brechas de erupción hidrotermal) también tienen una importante participación de pirita como muy pequeños cristales que reemplazan la matriz o como el relleno de delgadas vetillas, donde cristales de 20-30 micrones; están dispuestos conformando un sutil bandeado, con suaves repliegues. En las brechas de erupción hidrotermal, aparece como agregados de individuos grandes de entre 0.2 a 0.5 cm de formas euhedrales a subhedrales. La pirita no solamente rellena espacios abiertos (tanto en vetillas como brechas hidrotermales) sino que también se presenta diseminada en los fragmentos de todas las brechas o en la roca de caja.

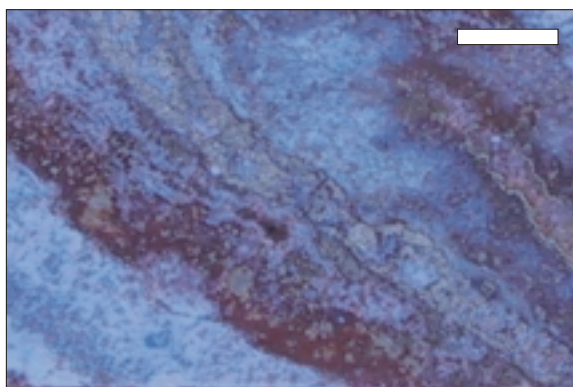


Fig. 6-33. Vetilla con bandas de pirita y cuarzo.
Barra 0,5 cm.

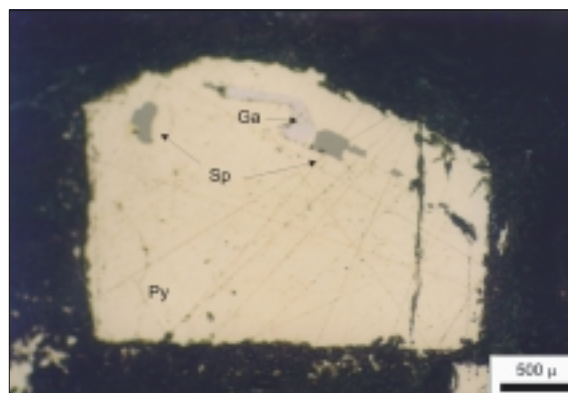


Fig. 6-34. Fotomicrografía de cristal de pirita con inclusiones de galena y esfalerita.

Moreira et al. (2002b) indican que los cristales de pirita investigados con microsonda electrónica muestran una zonación en cuanto al contenido en As. Las TR 3, TR 5 y TR 6 (más cercanas a la superficie) revelaron un valor medio de 1.5 % en peso en este elemento, tenores que, en general se continúan hasta los 65 metros de profundidad, mientras que los individuos analizados de profundidades cercanas a los 85 metros (TR 14) no registraron valores en As (<0.02%). Cabe mencionar que únicamente en muestras tomadas a los 60 metros se detectaron contenidos de Co de hasta 0,5 % en peso, posiblemente sustituyendo al Fe de la pirita. Por otro lado, en una muestra, se determinó un valor de Cu de 3.3 % en peso.

Arsenopirita: está generalmente asociada a pirita con la que frecuentemente conforma agregados intercrecidos; se presenta como pequeños cristales anhedrales menores a 2 mm y diseminada en el cuarzo o como escasos cristales euhedrales de formas rómbicas y prismáticas (por ejemplo en las TR 5). Los cristales de arsenopirita analizados con microsonda electrónica por Moreira et al. (2002b) arrojaron contenidos máximos de 0.25 y 0.16 % en peso de Sb y Co respectivamente.

Galena: es un mineral muy abundante en las TR 14 como cristales idiomorfos de hasta 5 mm (Fig. 6-35) junto con pirita, y esfalerita principalmente. En las TR 1 y TR 2 se presenta como pequeños pero abundantes cristales de 200-300 micrones, en ocasiones incluidos en pirita (Fig. 6-34). En las TR 5 está diseminada en el cuarzo y tiene inclusiones de sulfosales de Ag.

Moreira et al. (2002b) encontraron en individuos de galena analizada con microsonda electrónica de hasta los 85 metros valores variables sin ningún patrón particular respecto a la profundidad, con máximos de Au y Ag de 0.09 y 0.11 % en peso, respectivamente, además de trazas de Cu. Sin embargo una muestra de galena tomada a los 65 metros (TR 5) arrojó

valores llamativamente diferentes del resto; con un promedio de Fe de 0.75, Ag de 0.28 y Sb 0.33 expresados en % en peso. Esto confirma la presencia de alguna desmezcla de sulfosal que se observó al microscopio.

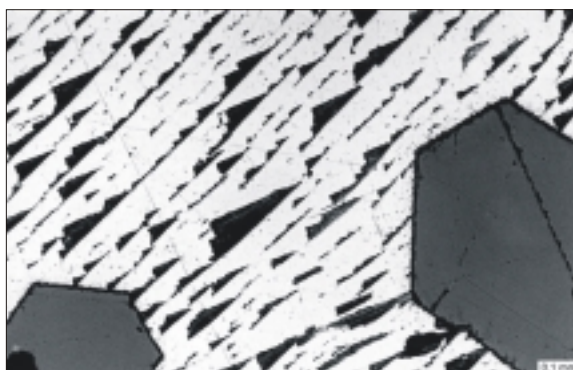


Fig. 6-35. Pulido calcográfico con galena y cristales de cuarzo. Escala 0.1 mm.

Esfalerita: en las TR 14 se presenta como cristales subidiomorfos a idiomorfos de hasta 0.4 centímetros de coloración que varía de castaño oscuro a claro. Posee abundantes desmezclas de calcopirita en forma de gotas de distribución irregular y otras orientadas paralelamente a direcciones cristalográficas o a los límites de granos (Fig. 6-36). Está en paragénesis con cristales idiomorfos de galena de hasta 0,3 cm y pequeños granos alotriomorfos de calcopirita de hasta 0,15 cm. La variedad más clara es de tipo translúcida y se encuentra zonada (Fig. 6-37). Por otra parte, en las TR 1, TR 2 y TR 5 está representada por pequeños granos de 50 a 150 micrones que se ubican de forma diseminada en el cuarzo.

Los resultados obtenidos con microsonda electrónica por Fe de las esfaleritas de La Josefina variaron entre 2,99 a 5,21 % FeS molar, con un promedio de 4,26 y una desviación estandar de 0,67. Previamente Moreira et al (2002b) determinaron que la esfalerita registra variaciones en la composición química. El contenido de Fe de las muestras tomadas hasta

aproximadamente los 50 metros (TR 5) registraron un valor promedio de Fe de 4,93 %, mientras que las de la TR 14 de mayor profundidad (hasta 85 metros) arrojaron un valor promedio de 2,72 % en peso. Asimismo las muestras más cercanas a la superficie (TR 5) no muestran valores anómalos en Cu mientras que a partir de los 55 metros de profundidad (TR 14) se registran tenores de Cu de hasta 1,1 % en peso. El contenido promedio de Cd de las muestras analizadas, alcanza a 0,35 % en peso. Los contenidos Fe, Cd y Cu en esfalerita corresponden a sustituciones estequiométricas en detrimento del Zn. Los contenidos en Cd no presentan ninguna variación importante. Si bien puede haber una sustitución estequiométrica por CuS en la esfalerita, los valores elevados de Cu y de distribución errática, sugieren además la presencia de inclusiones de calcopirita.

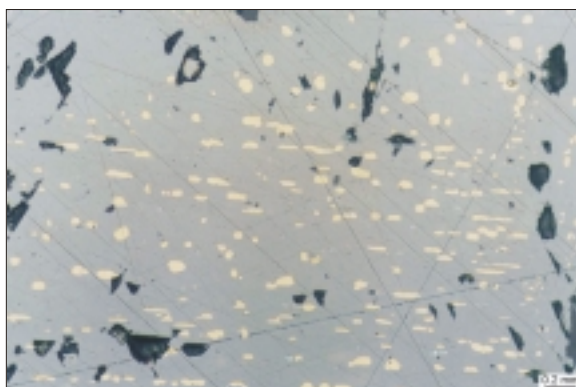


Fig. 6-36. Esfalerita con desmezclas orientadas de calcopirita de la TR 14 de la veta Cecilia.

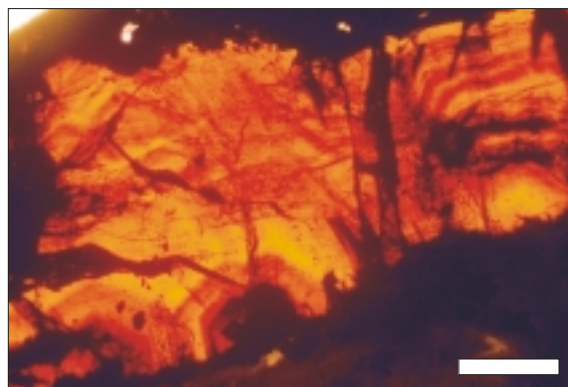


Fig. 6-37. Fotomicrografía de cristales translúcidos de esfalerita zonados. Barra 300 micrones.

Calcopirita y bornita: forman pequeños granos anhedrales a subhedrales, diseminados en el cuarzo, con un tamaño promedio de 1,5 milímetro y máximo de hasta 1 centímetro (Fig. 6-38 y 6-39). Frecuentemente estos minerales están reemplazados por malaquita y azurita (cobre color) y sulfuros supergénicos de cobre (Fig. 6-40). Moreira et al. (2002b) mencionan que los granos de calcopirita presentan contenidos de Zn con un valor máximo de 2.3 % en peso, este elemento se encuentra reemplazando al Fe. Por otra parte en una muestra (TR 5) se determinaron valores anómalos de As y Au de hasta 0,1 % y 0,2 % en peso, respectivamente.

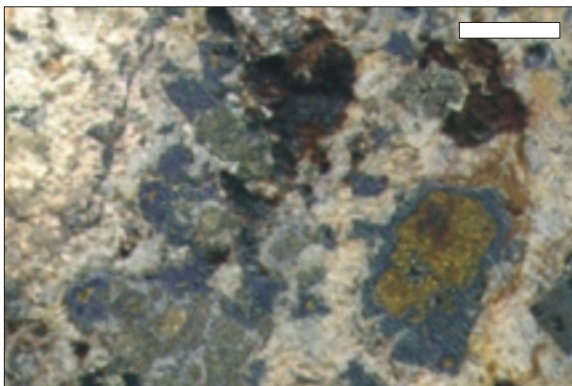


Fig. 6-38. Calcopirita (amarillo) con reborde de sulfuros supergénicos (gris azulado) diseminada en cuarzo sacaroides. Barra 1 cm.

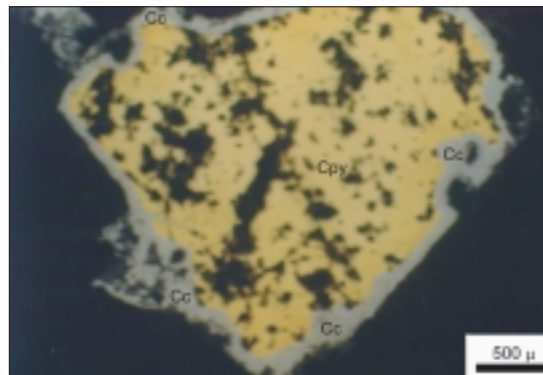


Fig. 6-39. Fotomicrografía de cristal de calcopirita (cpy) con reborde de calcosina (Cc).

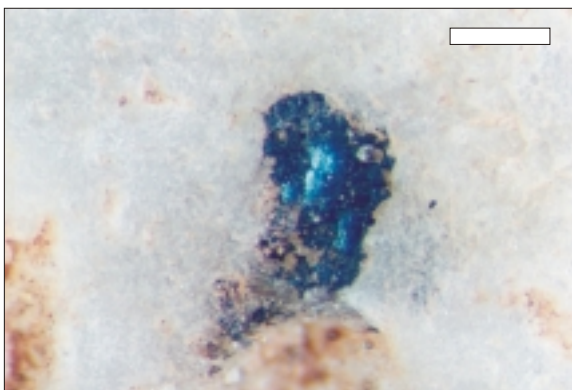


Fig. 6-40. Bornita diseminada en cuarzo de la veta Cecilia. Barra 0.5 cm.

Minerales supergénicos

Removilizados de oro y plata

Oro nativo

Se presenta acompañado por abundantes limonitas, en ocasiones dentro de cristales de pirita oxidada (Fig. 4-41 y 4-42). Este metal fue identificado en muestra de mano con tamaños de hasta 2-3 mm y microscópicamente bajo la forma de individuos cuyo tamaño no supera los 50 micrones. Por lo general se presenta en granos alotriomorfos; también con hábito dendrítico y otros dispuestos en microfisuras.

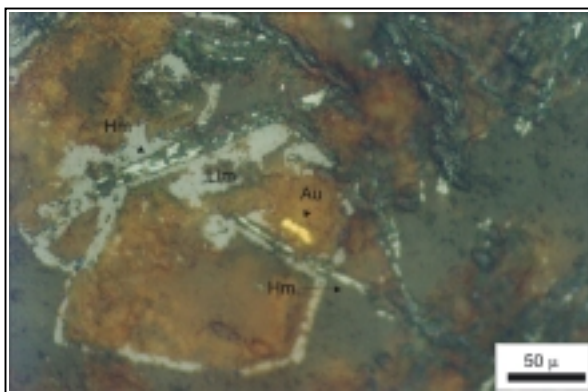


Fig. 6-41. Fotomicrografía de cristales de pirita oxidados (Lim) junto con oro nativo (Au) y especularita (Hm) del Mogote Hormigas.

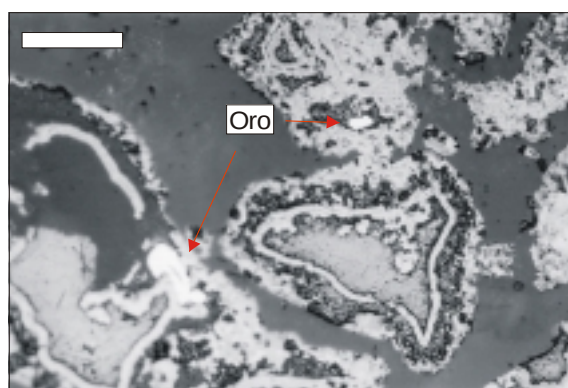


Fig. 6-42. Fotomicrografía *boxworks* de pirita con oro nativo de la veta Cecilia. Barra 200 micrones.

Proviene de oxidación de pirita y en menor proporción de esfalerita, tal como lo propusieron Schalamuk et al (1998b). Asimismo Moreira et al (2002b) lo detectaron en galena y calcopirita, por lo que puede interpretarse entonces, que el oro secundario proviene no solo de la oxidación de la pirita sino también de su removilización a partir de los otros sulfuros mencionados.

La mayoría de los individuos de oro de la zona de oxidación analizados con microsonda electrónica por Moreira et al. (2002b), registran una gran pureza con contenidos de Au superior al 99 % en peso, sin Ag, con trazas de Bi, Cu, Fe, S y As. No obstante debe señalarse que algunos puntos analizados arrojaron valores elevados en estos tres últimos elementos.

En las brechas de erupción hidrotermal se encontraron abundantes granos de oro nativo que están distribuidos irregularmente y/o relleno de fracturas, conjuntamente con limonitas, en agregados de colores negro rojizos (Fig. 6-43 y 6-44).

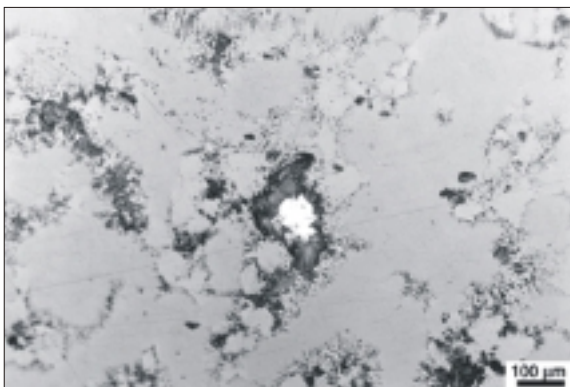


Fig. 6-43. Sección pulida que muestra individuos de oro removilizado asociados a óxidos e hidróxidos de Fe (limonitas) en el cemento de las brechas de erupción hidrotermal.

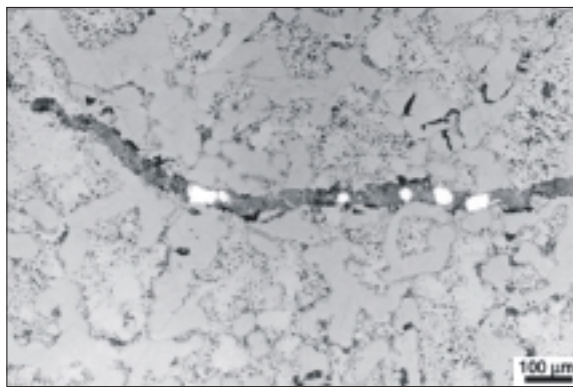


Fig. 6-44. Oro removilizado asociado a limonitas y dispuesto en fisuras de brecha hidrotermal.

Generalmente el oro ocurre como dendritas o como granos de forma anhedral de muy pequeño tamaño ($<5\ \mu\text{m}$) o gruesos (5 mm). Los agregados negro rojizos son el producto de procesos de alteración supergénica de pirita y están compuestos predominantemente por hematita secundaria y limonitas, sulfatos (jarosita y yeso), paquetes de caolinita radiada y óxidos de Mn.

Argentita

Fue identificada como individuos de hasta 1000 micrones de tamaño y como delgadas costras recubriendo los bordes de cristales de galena y/o tetraedrita (Del Blanco et al., 1994; Schalamuk et al., 1998b) en la estructura vetiforme PL 4. Está frecuentemente asociada a óxidos de hierro, lo que sugiere su carácter supergénico.

Oxidos e hidróxidos de Fe

Los óxidos e hidróxidos de hierro están representados por *limonitas* que principalmente se presentan constituyendo boxworks sobre cristales de pirita (Fig. 6-45 y 6-46). Estas limonitas forman texturas en atolón de tipo centrífuga o de núcleo, y en ocasiones conservan pequeños granos irregulares relícticos de pirita fresca de tamaño promedio cercano a 10 micrones.



Fig. 6-45. Vetilla de cuarzo brechada asociada a boxworks limoníticos.

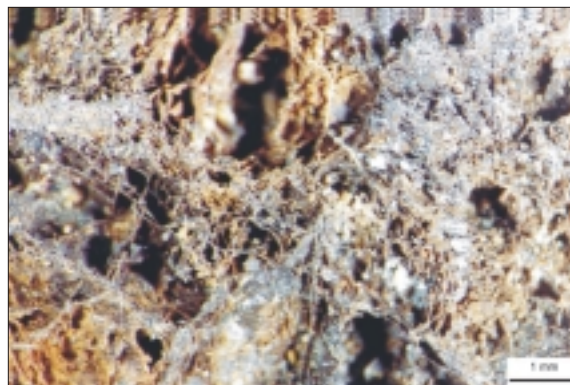


Fig. 6-46. Detalle de boxworks limoníticos.

Sulfuros supergénicos de cobre

Como sulfuros supergénicos de cobre se encontraron *calcosina* de tipo rómbica y *covelina* de tipo normal, destacándose la covelina sobre la calcosina. Se presentan aisladas, a menudo sustituyendo a sulfuros de metales base, en especial galena, calcopirita y bornita, a través de reemplazo de tipo centrípeto, como reborde o en halo y como delgadas vetillas,

constituyendo texturas en atolón (Fig. 6-47 y 6-48). Estos minerales también se disponen en microfracturas y cavidades del cuarzo.

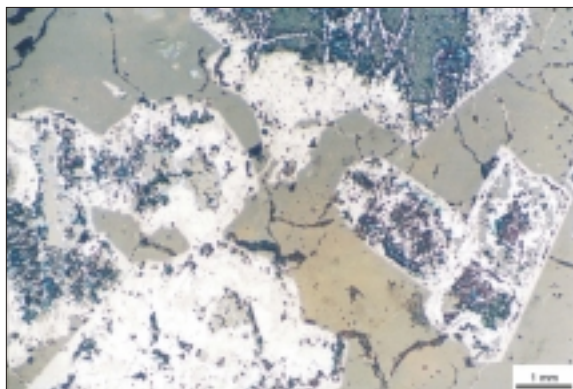


Fig. 6-47. Fotomicrografía que muestra reemplazo de tipo centrípeto de sulfuros de metales base por minerales supergénicos.

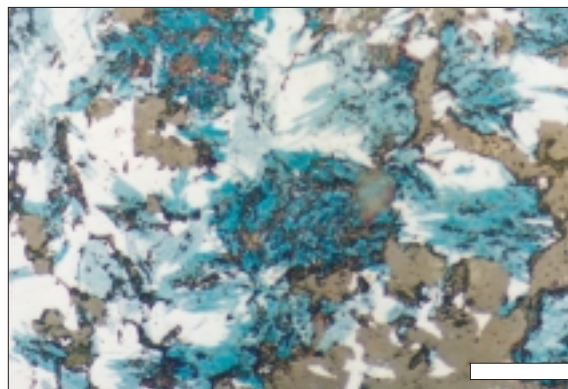


Fig. 6-48. Fotomicrografía de calcosina y covelina reemplazando sulfuros de metales base. Barra 200 micrones.

Otros minerales secundarios

Además como minerales de oxidación se han detectado, oxidados de cobre como *malaquita* y *azurita* que se presentan como pequeños individuos o pátinas de color verde (Fig. 6-49) y azul respectivamente sobre los sulfuros de cobre. La malaquita suele presentar texturas botroidales. Otros minerales identificados son las especies secundarias de plomo tales como *anglesita* y *cerusita*, como producto de alteración de galena y que frecuentemente se encuentran junto con la covelina.

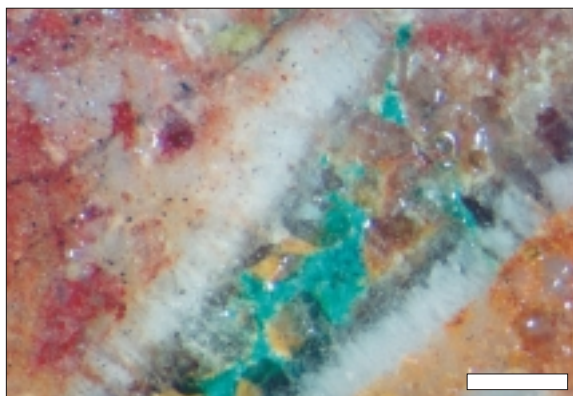


Fig. 6-49. Malaquita asociada a vetillas de cuarzo de la veta Amanda.

Paragénesis

Sobre la base de las diferentes texturas de relleno determinadas y de detallados estudios petrográficos, la mineralización del área La Josefina, se dividió en tres estadios paragenéticos principales (A, B y C).

Estadio paragenético A

Está integrado por minerales del grupo de la sílice (principalmente cuarzo) + abundante hematita especular + abundante pirita (con pequeñas inclusiones de sulfuros y especularita) + oro $\pm$ pequeños cristales de sulfuros de metales base (pirita + galena + esfalerita + calcopirita + bornita + tetraedrita). Corresponde a los tipos de relleno de veta TR 1 y TR 2.

Dentro de este estadio se destaca la clara asociación de pirita y especularita. Este par mineral, como se verá más adelante, está directamente relacionado a los procesos de precipitación del oro. La relación paragenética entre estos dos minerales se manifiesta a través de cristales de pirita que engloban o tienen inclusiones de especularita y a través de escamas de especularita que “envuelven” lentes de pirita (Fig. 6-50).

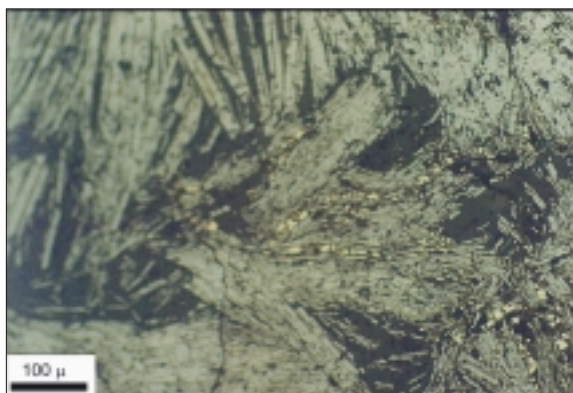


Fig. 6-50. Lentes de pirita entre escamas de especularita de la veta Ailín.

Este estadio de tipo A está claramente representado como relleno de la veta Ailín (Fig. 6-51) y de la rama sur de rumbo N-S de la veta María Belén. En el Mogote Hormigas (sector NE) estos minerales acompañan a un reemplazo síliceo en bandas o capas de 1-2 milímetros de espesor (Fig. 6-52), que evidencian un control litológico por las tobas y tufitas del Miembro Mogote Hormigas y un control estructural que es la ZFMH, por donde se interpreta han ascendido las soluciones hidrotermales.

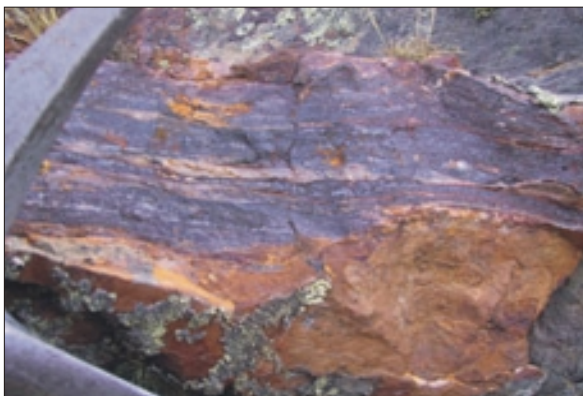


Fig. 6-51. Agregado masivo de especularita, cuarzo y pirita oxidada de la veta Ailín

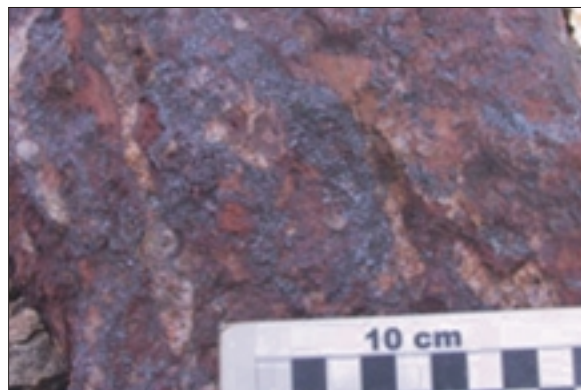


Fig. 6-52. Láminas de especularita y cuarzo del Mogote Hormigas.

Estadio paragenético B

Está compuesto por minerales del grupo de la sílice (principalmente cuarzo) + adularia + calcita + oro + minerales de plata + escasa hematita especular + sulfuros de metales base (pirita + galena + esfalerita + calcopirita + bornita) (Fig. 6-53 y 6-54).

Este estadio es muy importante ya que rellena la mayor parte de las vetas del sector estudiado, entre otras todas las vetas Flaca Este, Flaca Oeste, Amanda, Cecilia, Cruzada, Norte y Sur del sector Veta Norte, y las vetas Adularia, Frida y la estructura principal de María Belén. Se corresponde principalmente con el TR 5 y posiblemente con los TR 3, TR 4 y TR 6.

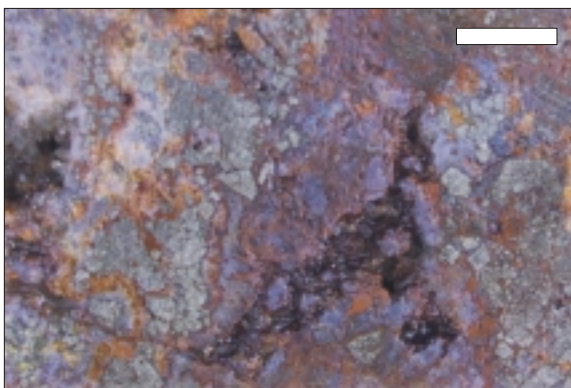


Fig. 6-53. Vetilla rellena de cuarzo, pirita y escasos sulfuros de metales base de la Veta Amanda. Barra 2 cm.

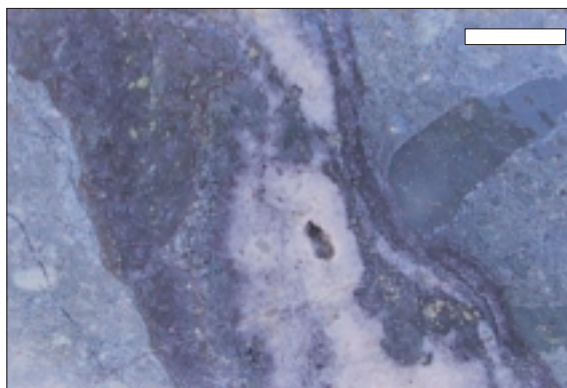


Fig. 6-54. Estructura con cuarzo y algunos sulfuros (principalmente pirita) de la Veta Cecilia. Barra 1 cm.

Estadio paragenético C

Este estadio se pudo identificar mejor a partir del análisis de los testigos de las perforaciones realizadas en el sector Veta Norte y La Josefina, principalmente por debajo de la zona de oxidación. Está compuesto por abundantes sulfuros de metales base (pirita + galena + esfalerita + calcopirita + bornita) + cuarzo blanco + cuarzo gris oscuro (Fig. 6-55 y 6-56).

Estos minerales no se identificaron conformando estructuras vetiformes sino solamente como relleno de vetillas. Este estadio paragenético se corresponde con el TR 14, presentes en las vetillas que conforman las estructuras del sector Piedra Labrada y en las vetillas asociadas a las estructuras vetiformes Amanda, Cecilia, Cruzada, Norte y Sur del sector Veta Norte.



Fig. 6-55. Vetilla de sulfuros de metales base y cuarzo. Barra 1 cm.

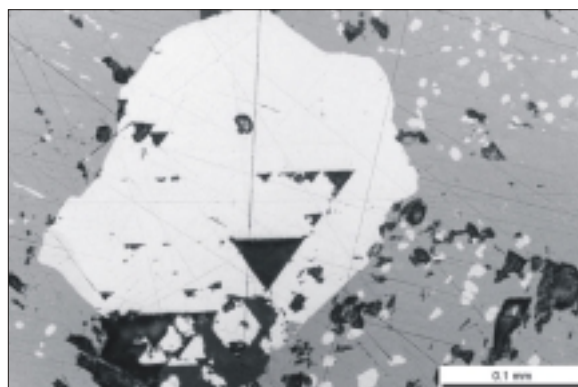


Fig. 6-56. Fotomicrografía que muestra en el centro un cristal de galena (gris claro) junto a esfalerita (gris oscuro) con inclusiones de calcopirita (gris claro).

No se han encontrado relaciones de corte entre estos tres estadios que permitan ubicar temporalmente uno con respecto a otro. Posiblemente los A y B correspondan a estadios más tempranos que los C, que solamente están representados como delgadas vetillas en algunos sectores del área estudiada.

Análisis de la paragénesis y geoquímica mineral

Las características mineralógicas de las manifestaciones hidrotermales del área La Josefina, están de acuerdo con el modelo epitermal de tipo baja sulfuración. La mineralogía hallada es relativamente sencilla, con abundancia de minerales del grupo de la sílice, adularia, hematita, calcita, baritina y escasos sulfuros, que se presentan principalmente rellenando espacios abiertos.

Los minerales del grupo de la sílice durante su precipitación produjeron sustitución de carbonatos (texturas de reemplazo) y relleno de espacios abiertos (texturas bandeadas, macizas, en peine, cristales zonados). Las texturas bandeadas compuestas, entre otros, por minerales de sílice de baja cristalinidad han recrystalizado a cuarzo provocando principalmente texturas plumosas y en mosaico, al igual que ópalo que precipitó a partir de fluidos tardíos más fríos y sobresaturados en sílice.

Caracterización de los fluidos

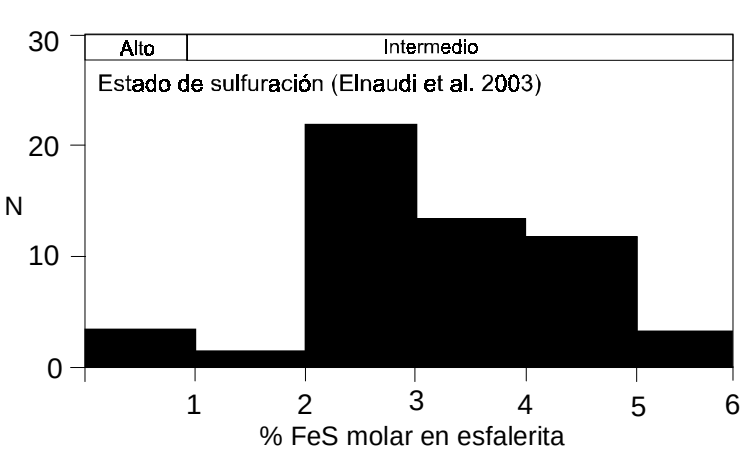
Sillitoe y Hedenquist (2003) proponen que los depósitos de Baja Sulfuración se caracterizan porque contienen pares de bajo estado de sulfuración (ES), tales como pirita-arsenopirita con relativamente pocas cantidades de otros sulfuros más tardíos en venas de cuarzo, calcedonia bandeada, adularia y calcita subordinada. Einaudi et al. (2003) indican que aunque por lo general la paragénesis de sulfuros de un depósito indica su ES más representativo, este puede variar ampliamente entre depósitos de una misma tipología e incluso a escala de una muestra de mano o de un cristal. Estos últimos autores proponen que en estos depósitos el ES varía entre bajo e intermedio; además postulan que tanto la ebullición como la influencia local de la roca de caja, pueden producir cambios en el ES de los fluidos.

La ocurrencia de esfalerita en los mismos permite obtener información útil sobre el ES de los fluidos ya que el FeS % molar en la esfalerita que coexiste con pirita o pirrotina es continuamente variable en función del ES (Einaudi et al., 2003). Valores de 40 a 20 % FeS molar indican ES bajos, de 20 a 1 % intermedios, de 1 a 0,05% altos y <0,05% muy altos.

Los valores en Fe hallados en las esfaleritas del área La Josefina van de bajos a moderados y corresponden a ES intermedio, aunque considerablemente más altos que los determinados por Schalamuk et al (1998b); también resultan más elevados que los porcentajes en Fe determinados por Hayba (1997) para esfalerita epitermal del distrito minero Creede, que varían desde 0.8 a 1.8 % en peso. Hayba (1997) señala que la depositación de la esfalerita se produce por mezcla de aguas meteóricas calentadas con las soluciones hidrotermales salinas a través de las fracturas abiertas. En dicho distrito esto produce un decrecimiento del contenido de Fe en la esfalerita con su formación a menor profundidad, hacia donde disminuyen también la temperatura y la salinidad. La disminución del contenido de Fe a casi la mitad de los valores

de la esfalerita del estadio paragenético C con respecto al A y B, está acompañada por una disminución en la temperatura y la salinidad de los fluidos (ver capítulo 7).

El contenido de FeS % molar obtenido a partir de estudios con microsonda electrónica en esfalerita del área La Josefina, junto con las determinaciones realizadas por Moreira et al. (2002b) y Schalamuk et al. (1998b) revelan un intervalo de FeS % que va de 0.3 a 5,2 %. Estos



datos indican un ES del fluido intermedio, con solo unos pocos valores menores a 1% que caen en el campo de estado de sulfuración alto (Fig. 6-57).

Fig. 6-57. Número de mediciones (N) vs % molar de FeS en esfalerita de La Josefina.

En el Macizo del Deseado, la esfalerita del yacimiento Cerro Vanguardia registra de 6,16 a 7,9 % SFe molar y de 1,47 a 10,15 % SFe molar en el Distrito Manantial Espejo (Ríos com. pers.). En el prospecto Cerro Moro, área oriental del Macizo del Deseado, la esfalerita contiene 1,6 % SFe molar (Guido 2002). Los valores obtenidos para La Josefina son menores que los hallados en Cerro Vanguardia y, salvo algunos datos, ligeramente inferiores que los de Manantial Espejo (Fig. 6-58). No obstante, de acuerdo a Einaudi et al (2003) todos indican un ES intermedio para la precipitación de esfalerita.

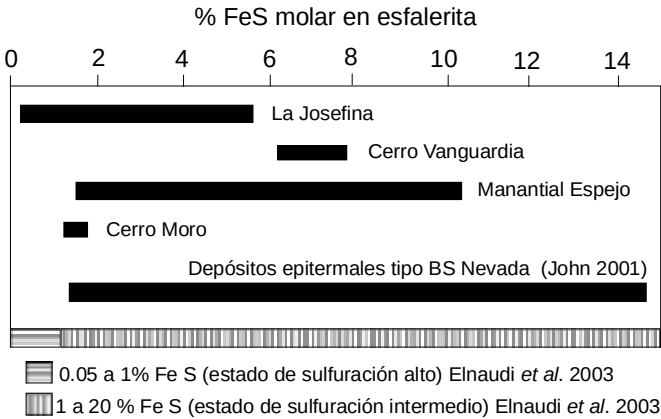


Fig. 6-58. Gráfico comparativo de % molar de FeS de esfaleritas de manifestaciones epitermales tipo BS del Macizo del Deseado y de otros depósitos epitermales BS del mundo.

Por otra parte el par pirita-arsenopirita definido dentro de la paragénesis de La Josefina, conforme a Sillitoe y Hedenquist (2003), revela claramente ES bajos. Entonces a partir de este par mineral y del contenido de Fe de la esfalerita, se puede interpretar que en general el ES de los fluidos en La Josefina varía de bajo a intermedio, coincidiendo con los valores de ES

propuesto por Einaudi et al (2003) para los depósitos epitermales de tipo Baja Sulfuración. En cuanto al contenido de FeS %, el estadio paragenético C muestra un estado de sulfuración ligeramente mayor con respecto a los estadios A y B donde los mayores valores en Fe, indican ES más bajos. Por su parte, el ES intermedio de los fluidos coincide con el definido por John (2001) para los depósitos epitermales tipo Baja Sulfuración asociados también a vulcanismo bimodal en Nevada-USA que presentan un ES intermedio (1-15 % mol en esfalerita).

Sobre la base de la composición de la esfalerita asociada a las anomalías de metales preciosos más importantes (TR 5), se determinó que la fracción molar de la molécula de pirrotina (FeS) en la estructura de dicha esfalerita en equilibrio con pirita tiene un valor promedio igual a 4,26%. De acuerdo a Scott y Barnes (1971, Fig. 6-59), este dato es coherente con una esfalerita en equilibrio con pirita a una temperatura de 250°C, que es la temperatura promedio determinada para estos estadios paragenéticos (A y B) por medio de estudios de inclusiones fluidas en adularia (ver capítulo 7).

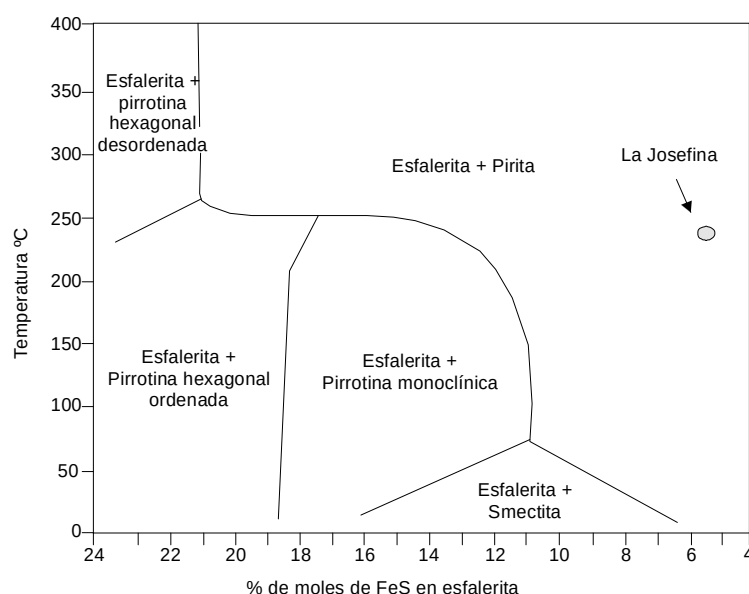


Fig. 6-59. Campo de estabilidad de la esfalerita en paragénesis con los metales nobles de La Josefina en el diagrama de fases del sistema FeS-ZnS que compara el % de FeS en esfalerita versus temperatura. Modificado de Scott y Barnes (1971).

En los sistemas geotermales actuales y en depósitos epitermales ricos en metales nobles y con baja concentración de metales base, la concentración total de azufre en los fluidos es baja y varía entre 0,0001 y 0,02 molal (Hedenquist y Henley, 1985; Cooke et al., 1996; Sander y Einaudi, 1990; John, 2001; Cooke y Simmons, 2000). Por su parte, Echavarría (1997) estima para las soluciones del área El Dorado-Monserrat (Macizo del Deseado) una cantidad de azufre total menor a 0,005 molal, fundamentalmente por la presencia de magnetita ya que este mineral a 300°C, solo puede formarse cuando la actividad del azufre total es suficientemente baja como para producir que el campo de estabilidad de la magnetita se extienda a pH menores. La ausencia de magnetita en las paragénesis estudiadas en La

Josefina, sugiere que la cantidad de azufre total presente es algo mayor que la propuesta por este último autor y se estima comprendida entre 0,0005 y 0,02 molal.

Los rangos en los que se hallaban las fugacidades de las principales especies, como $O_{2(g)}$, $H_{2(g)}$ y $H_2S_{(g)}$ en los fluidos hidrotermales, fueron inferidos por la presencia y/o ausencia de minerales característicos. En la figura 6-60 se presenta un diagrama de fugacidad de $O_{2(g)}$ versus $H_2S_{(g)}$ que refleja las relaciones entre sulfuros y óxidos asociados a las mineralizaciones de metales preciosos (estadios paragenéticos A y B) en el área La Josefina. Dicho diagrama se confeccionó para un fluido saturado en sílice, con una cantidad de azufre molal de 0,0005 y a una temperatura de 250°C. Esta temperatura corresponde a la temperatura del fluido a partir del cual precipitó adularia determinada por IF (ver capítulo 7) y por lo tanto refleja las condiciones a partir de las cuales podría haber comenzado la ebullición, y consecuentemente la precipitación de los metales preciosos en las estructuras del sector estudiado.

La presencia de pirita sobre pirrotina y de galena sobre anglesita, junto con la aparición de hematita primaria, calcopirita y bornita, son las principales relaciones minerales que posibilitan establecer una primera aproximación de la fugacidad de O_2 cuyo logaritmo varía en una rango de entre -33 a -34, y del logaritmo de la fugacidad de H_2S , que sería igual a -2 o menor.

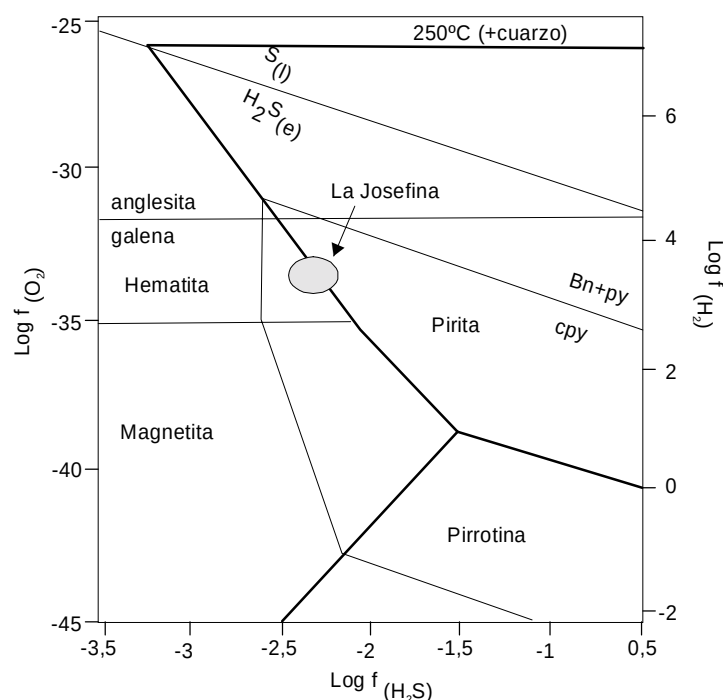


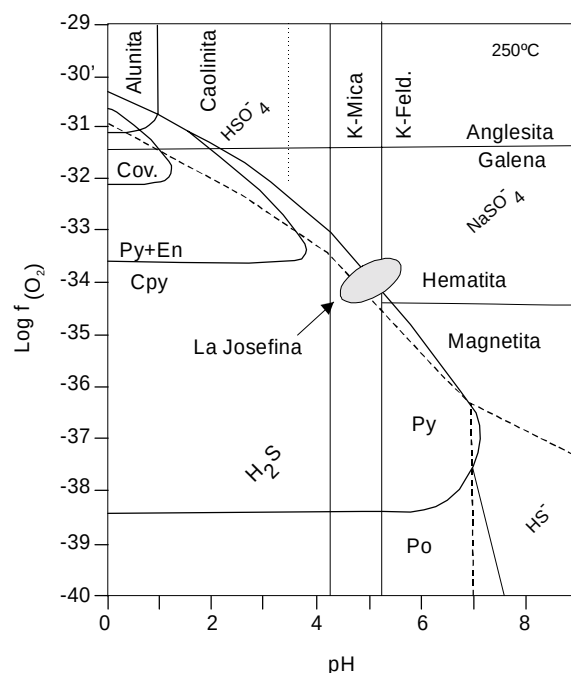
Fig. 6-60. Gráfico de $\log f(O_2)$ versus $\log f(H_2S)$ donde se establece el campo de estabilidad a 250°C de algunos minerales que permiten circunscribir estos parámetros para los fluidos epitermales formadores de las mineralizaciones de La Josefina. Se ha realizado considerando la saturación en cuarzo. py :pirita, bn: bornita, cpy: calcopirita (Modificado de Echavarría, 1997).

La “*platy*” calcita es un mineral temprano en la secuencia deposicional del área La Josefina. Al comenzar la ebullición se produce una pérdida de CO_2 , provocando una caída en su fugacidad y, por lo tanto, una disminución en la solubilidad de los carbonatos (Ellis, 1963), sobresaturándose rápidamente el fluido en ellos y produciendo la precipitación de la calcita. En consecuencia, la calcita en hojas de La Josefina, se formaría como relleno de espacios

abiertos en el intervalo correspondiente a los 100 a 300 metros sobre el nivel de ebullición (Simmons y Christenson, 1994). El reemplazo de carbonatos por minerales del grupo de la sílice se produce entre los 230-280°C, de acuerdo con mediciones microtermométricas de inclusiones fluidas (Schalamuk et al., 1995b; Echavarría, 1997).

Por otra parte, la pérdida de CO₂ produce un aumento en el pH y consiguiente formación de feldespato potásico. La adularia es un feldespato potásico caracterizado por presentarse en ambientes hidrotermales de baja temperatura. Dong y Morrison (1995) ubican a los pequeños cristales euhedrales de forma rómbica, como los descritos en el área La Josefina, en zonas de ebullición a temperaturas bajas.

En la figura 6-61 se muestra el campo de estabilidad de la mineralización en La Josefina



en función del pH y la fugacidad de O_{2(g)}, teniendo en cuenta la paragénesis hallada.

Fig. 6-61. Diagrama de log $f_{(O_2)}$ versus pH a 250 °C y con una actividad de azufre (ΣS) de 0.001 molal, donde se plotea el campo de estabilidad de los óxidos y sulfuros de hierro, adularia (K-feld.) e illita (K-mica) del área La Josefina (modificado de Hayba et al., 1985). Py: pirita, cpy: calcopirita, en: enargita, po: pirrotina, cov: covelina.

Este diagrama refleja el pasaje de la precipitación de feldespato potásico en forma de adularia a illita (sericita). La adularia se forma dentro y cerca de las estructuras vetiformes y en un lapso de tiempo restringido a los primeros estadios de precipitación y la illita posee una mayor estabilidad, puesta en evidencia por su gran distribución areal y porque, aparentemente, se ha formado hasta estadios avanzados en la evolución del depósito, tal como propone Echavarría et al. (1997) para las vetas del Dorado-Monserrat. Este autor interpreta que ello sería el resultado de que los fluidos originales, y en gran parte de su trayectoria evolutiva, se produciría en el campo de estabilidad de la illita, alcanzando la basicidad necesaria como para formar adularia solamente en los sectores donde la ebullición se desarrollaba con mayor energía. Dichos sitios los constituyen las fracturas por las cuales circulaban las soluciones, y que actualmente representan las vetas y vetillas; allí, la gran disponibilidad de espacio y la menor presión favorecen la ebullición, produciendo un aumento en el pH.

Por otra parte, la pirita es el sulfuro más abundante, pero también se forma hematita, ya que en un sistema en ebullición, la pérdida de gases produce una reducción en la fugacidad del H_2S a medida que desciende la temperatura, hecho que también provoca un aumento de la fugacidad de O_2 y del pH, lo que lleva al ingreso de las soluciones en el campo de estabilidad de la hematita (Fig. 6-61), favoreciendo su precipitación como mineral primario.

Este conjunto de minerales se depositó a través de varios pulsos mineralizantes, que de acuerdo con Nelson y Giles (1985), sería el mecanismo más eficaz para producir depósitos de oro económicamente rentables. Estos autores sugieren que dichos pulsos representan períodos con altos gradientes de flujo, contenido calórico elevado y grandes volúmenes de fluido.

A partir de los parámetros establecidos precedentemente podemos inferir que las condiciones de precipitación de las manifestaciones epitermales en La Josefina, coinciden con los campos definidos para los depósitos de baja sulfuración propuestos por Heald et al. (1987).

Transporte y precipitación de los metales preciosos

Se interpreta que el complejo que lleva al oro en solución es el complejo bisulfurado $\text{Au}(\text{HS})_2^-$, porque es el más eficiente como transporte del oro en soluciones hidrotermales bajo condiciones relativamente reductoras y de baja salinidad (Seward, 1984). Asimismo se presenta en equilibrio con las condiciones de precipitación de pirita y estable a pH superiores a 5,4, condiciones bajo las cuales precipita adularia (Henley, 1990).

La ebullición de los fluidos es considerada una de las causas más importantes para la precipitación del oro en ambientes epitermales (Henley, 1990 y 1993), ya que produce una disminución en la solubilidad de este elemento debido al aumento del pH y de la fugacidad de O_2 , por lo que el Au se torna inestable en el complejo y precipita (Fig. 6-62). Concomitante a este proceso se produce el paso de pirita a hematita mencionado anteriormente. De este modo, la presencia de estos dos minerales (en ocasiones conformando bandas de precipitación intercaladas) en algunas de las vetas de La Josefina (por ejemplo veta Ailín), podría explicar las altas concentraciones de oro determinadas para estas estructuras.

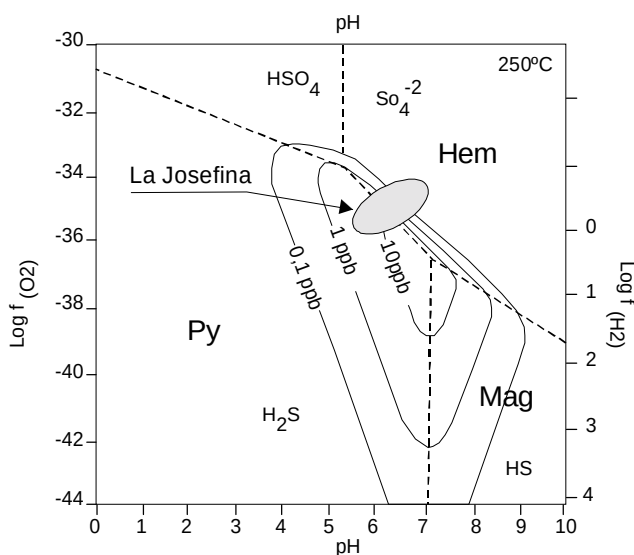


Fig. 6-62. Diagrama de $\log f_{O_2}$ versus pH, a 250 °C y con una actividad de azufre (ΣS) de 0.0005 molal, donde se representa las especies acuosas de S predominantes y los complejos responsables del transporte del oro más comunes, como así también las curvas de solubilidad del oro como $Au(HS)_2$ expresadas en ppb. Los campos de estabilidad de los complejos auríferos se han tomado de Cooke et al. (1996).

Un párrafo aparte merece la presencia de estos minerales (pirita – hematita) en el sinter silíceo y las tufitas del Mogote Hormigas. Son el resultado de una precipitación superficial o subsuperficial y se encuentran asociados a concentraciones anómalas de oro y a otros sulfuros como galena y calcopirita. Esto mismo sucede actualmente en el sistema geotermal de Broadlands en Nueva Zelanda, más exactamente en el Ohaaki Pool, donde Simmons y Browne (2000) indican que como resultado de una ebullición subsuperficial, precipitan y se acumulan en superficie materiales que han arrojado importantes anomalías en metales preciosos que van de <10 a 1000 ppm de Au, 100 a >10000 ppm de Ag y entre 10 y 1000 ppm de As y Sb. Estos autores determinaron que los metales preciosos precipitan en superficie como electrum formando inclusiones microscópicas dentro de calcopirita, junto con galena, esfalerita, magnetita y pirita. Se interpreta que una situación similar ha tenido lugar en las manifestaciones geotermales silíceas descritas que presentan valores anormales en metales preciosos (ver geoquímica, este capítulo).

Dong y Morrison (1995) hallaron una estrecha relación entre la adularia de forma rómbica y la mineralización aurífera, debido, posiblemente, a que el oro, al igual que la adularia, precipitan cuando el proceso de ebullición es prolongado, por lo tanto, estos minerales se asocian, y este silicato se torna un buen indicador de mineralizaciones de metales nobles.

Como se mencionó en los párrafos precedentes, en las estructuras del sector estudiado, son numerosas las evidencias que indican que la ebullición es el principal mecanismo que provocó la precipitación de metales preciosos. Estas evidencias son fundamentalmente la presencia de adularia y platy calcita, texturas de sílice bandeada en las vetas y mantos de alteración de aguas ácidas calentadas por vapor (Hedenquist et al., 2000). Por su parte, Ríos et al. (2000) propone la presencia de este proceso a partir del estudio de diversas poblaciones de inclusiones fluidas en cuarzo.

Finalmente, en el área La Josefina, sobre las fases de mineralización hipogénica han actuado procesos de oxidación y enriquecimiento supergénico que se desarrollaron entre los 25 y 65 metros de profundidad. La mayor parte del oro visible determinado en el sector estudiado está alojado en los *boxworks* de pirita; además la presencia de Fe, S y As como elementos traza dentro de los individuos de oro parecerían indicar intercrecimientos submicroscópicos con minerales de oxidación. Por ello se interpreta que el origen de este oro es secundario y proviene de removilización a partir de oxidación de este sulfuro, tal como lo propusieron Schalamuk et al (1998b). Sin embargo este elemento también fue detectado, alojado en galena y calcopirita, por lo que puede interpretarse entonces, que el oro secundario proviene no solo de la oxidación de la pirita sino también de su removilización a partir de los otros sulfuros mencionados. Lo mismo ocurre con la argentita que proviene de la oxidación de minerales ricos en Ag.

6-2. ALTERACIONES HIDROTERMALES Y PROCESOS ASOCIADOS

Como se expuso en el capítulo 4, en el ambiente epitermal de Baja Sulfuración, los fluidos mineralizantes son reducidos, predominan las especies reducidas de azufre (HS^- , H_2S), tienen un pH cercano al neutro y están en equilibrio con las rocas que atravesaron durante su flujo; estudios isotópicos demuestran que el fluido hidrotermal está dominado por aguas meteóricas. Los depósitos se caracterizan por una conspicua alteración fílica (rica en illita) que rodea a una zona silicificada, junto a las vetas. En las cercanías de las mismas, también es posible hallar feldespatos potásicos (adularia) de grano fino diseminado en la roca de caja. La alteración fílica grada hacia afuera a zonas de alteración propilítica, que, generalmente, son formadas con anterioridad y no están relacionadas con la mineralización (Heald et al. 1987).

Por otra parte, para la formación de fluidos ácidos en los sistemas epitermales, Hedenquist et al. (2000) proponen tres fuentes principales: condensados magmáticos hipogénicos, oxidación de aguas calentadas por vapor y oxidación supergénica. Estos autores postulan que la primera es responsable de la formación de alteración argílica avanzada en “*lithocaps*” estériles y en depósitos epitermales de Alta Sulfuración, mientras que las otras dos pueden crear mantos de alteración argílica avanzada normalmente estériles sobre depósitos tanto de Alta como de Baja Sulfuración.

La comprensión del origen de las alteraciones por fluidos hidrotermales en los yacimientos epitermales, es de vital importancia en los trabajos de exploración minera, debido a que los mecanismos que las generan están relacionados genética y espacialmente con la depositación de metales preciosos. En el área La Josefina, el mismo sistema geotermal que dio origen a las manifestaciones epitermales, generó fluidos neutros que provocaron alteraciones que están directamente asociadas a los sistemas de vetas y vetillas. También se originaron las pérdidas de vapor que al mezclarse con aguas subterráneas dieron lugar a alteraciones típicas de ambientes ácidos (aguas ácidas calentadas por vapor o “*steam heated*”).

Sistemas de vetas y vetillas

Las alteraciones hidrotermales asociadas al sistema de vetas y vetillas del área, están representadas por una *silicificación* central aledaña a estas estructuras, que pasa transicionalmente a una zona con *alteración argílica* y externamente a una *zona propilítica*.

En general no poseen un carácter destructivo (ni textural, ni mineralógico). A excepción de la silicificación, siempre es posible reconocer la textura original de las rocas y su mineralogía, estando la alteración restringida a los planos de fracturas, núcleos de los fenocristales y/o diseminados en la matriz de las unidades afectadas.

En la figura 6-63 se presenta un esquema simplificado tomado de Cooke y Simmons (2000) de estas alteraciones respecto a las vetas y vetillas en el área La Josefina.

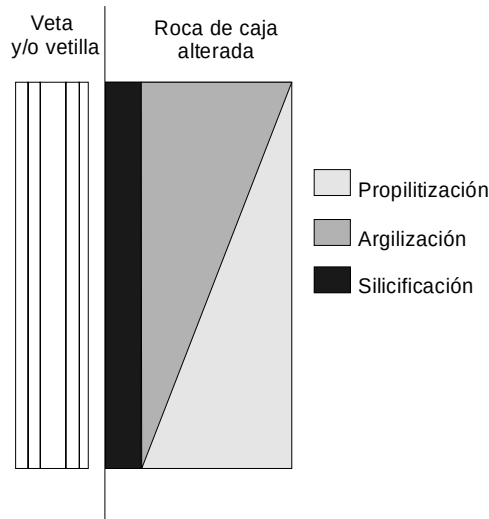


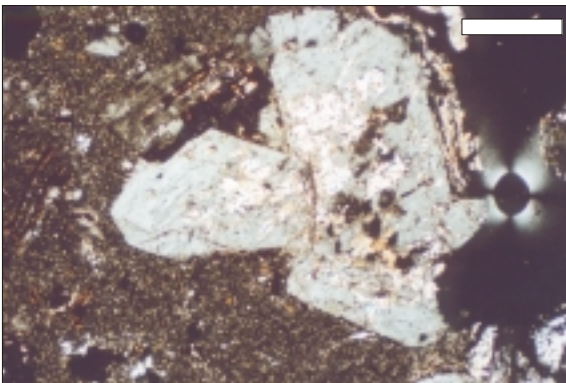
Fig. 6-63. Esquema simplificado de las alteraciones asociadas a los sistemas de vetas y vetillas del área La Josefina, modificado de Cooke y Simmons (2000).

Silicificación

En general se desarrolla a partir del contacto con las vetas y vetillas (pocos centímetros a 1 metro) y consiste en delgadas guías milimétricas de cuarzo, calcedonia y ópalo que atraviesan a la roca sin una orientación preferencial. Además se presenta en parches o franjas de reemplazo donde es común la sustitución de la matriz por agregados de cuarzo granular fino a muy fino. Asimismo en drusas que tapizan oquedades y reemplazo selectivo de distintas especies minerales.

Alteración argílica

Por lo general se circunscribe a fajas de pocos metros cercanas a las estructuras mineralizadas que siguen un patrón irregular. Esta alteración pasa transicionalmente a la zona propilítica. Las arcillas se encuentran acompañadas por cuarzo y adularia y reemplazan, total o parcialmente, a los fenocristales de feldespatos (Fig. 6-64), fragmentos pumíceos, líticos y/o



matriz de la roca de caja ignimbrítica. Además se presentan como relleno de fracturas, indicando una depositación directa a partir del fluido y suelen ocupar cavidades de fragmentos pumíceos lixiviados.

Fig. 6-64. Fotomicrografía de fenocristales de feldespatos alterados a argilominerales. Barra 100 micrones.

Al microscopio se determinó que los cristales de adularia asociados a la alteración argílica presentan entre 140 y 180 micrones y tienen formas euhedrales (rómbica) a anhedrales. Estos individuos se observan más claramente en los bordes corroídos y en las fisuras de los cristaloclastos de cuarzo de la roca ignimbrítica (Fig. 6-65 A y B).

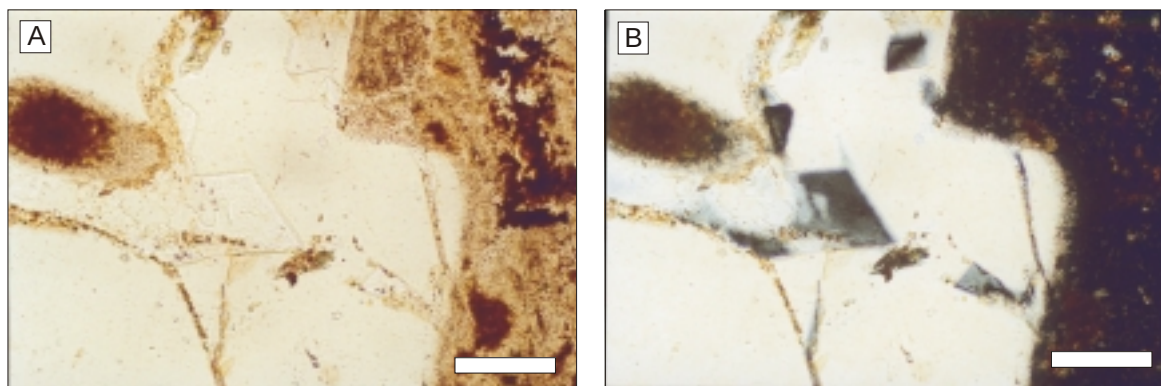


Fig. 6-65 A y B. Fotomicrografías de cristales “rómbicos” de adularia formados en los engolfamientos de los cristaloclastos de cuarzo de las ignimbritas, sin y con nicoles cruzados, respectivamente. Barra 200 micrones.

Mediante DRX se determinó que los argilominerales están representados por illita, caolinita y una especie interestratificada de I/Sm. Las posiciones de los picos de las reflexiones por DRX en las muestras de argilominerales se observan en la figura 6-66, los difractogramas en roca total indican altas reflexiones basales en 10.00, 5.00 y 3.32 Å correspondiente a la presencia de illita. Los picos de las dos reflexiones basales típicas de la especie caolinita aparecen en 7.18 y 3.58 Å con baja intensidad. Las difracciones en 8.29, 5.89, 4.24, 3.78 y 2.91 Å de la muestra **LG-2** y 17.02, 6.51, 4.24 y 3.78 Å de la muestra **1074**, corresponden a una illita interestratificada con esmectita (I/Sm)

La interestratificación I/Sm, consistente en la combinación de capas de illita (I) con otras de esmectita (Sm), fue interpretada mediante el método “Secuencia Entera” definido por Eslinger y Pevear (1988). Los espaciamentos basales en 17, 8.5, 5.67, 4.26, 3.4 y 2.83 Å corresponderían a una esmectita pura, el corrimiento de éstas reflexiones hacia la primera reflexión basal de la illita, indican la presencia de una interestratificación con este mineral. El ordenamiento de las capas está definido por R0 aleatorio, R1 alternado, R2 y R3 del tipo ISIISI e ISIIS, respectivamente. Para la especie interestratificada I/Sm, Reynolds y Hower (1970) ha observado una dependencia del tipo de ordenamiento de acuerdo al porcentaje de capas componentes. Así, 0-60% de capas de illita tiende un ordenamiento aleatorio, 60-85% a uno alternado y >85% a ordenamientos R2 o R3 (Moreira et al., 2004c).

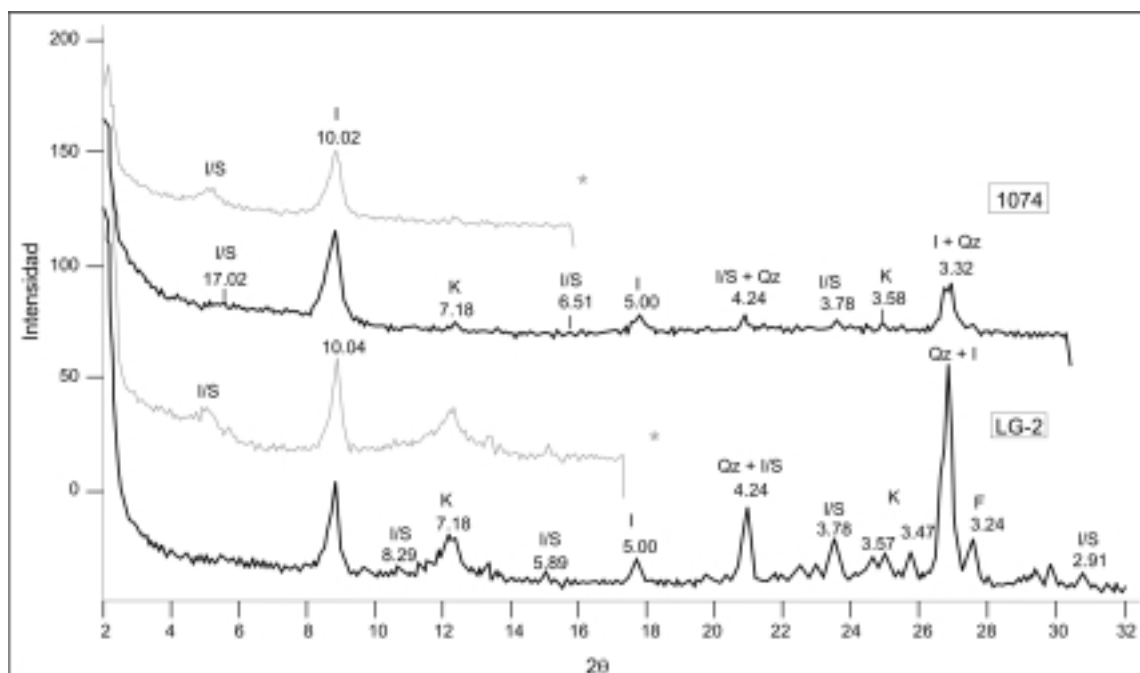


Fig. 6-66. Difractogramas de Rayos X: roca total (negro), fracción arcilla orientada y glicolada (gris). Referencias: I : illita, K : caolinita, I/S : illita/esmectita, Qz : cuarzo y F : feldespato (tomado de Moreira et al., 2004c).

Los I/Sm determinados en el sector estudiado dan un interestratificado del orden R2. Como resultado del accionar de fluidos hidrotermales, el K^+ de los fenocristales de feldespatos y vidrio recristalizado de la pasta de las volcanitas, se desprende para formar esmectita, I/Sm e illita. Los minerales interestratificados ocurrieron como producto intermedio en la secuencia de transformación de esmectita a illita, donde el 75% de capas corresponde a illita (R2), el cuál es el resultado del incremento de la temperatura.

Los valores de pH determinados por Moreira et al. (2004c) en muestras de la zona argílica (cuadro 6-1), reflejan condiciones ligeramente neutras a alcalinas para los fluidos que produjeron las alteraciones argílicas y concuerdan con lo propuesto por Hedenquist et al. (2000) para este tipo de mineralizaciones epitermales. Estos autores consideran que estas soluciones hidrotermales son reducidas y están en equilibrio con las rocas que atravesaron durante su flujo.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Σ	CIC	pH
LG2	70.96	0.063	13.8	0.39	0.007	0.18	2.491	0.18	6.456	0.021	99.45	1	9.5
1704	59.49	0.735	23	2.58	0.016	0.7	0.185	0.12	8.229	0.034	99.37	5	6.4

Cuadro 6-1.- Elementos mayoritarios expresados en porcentaje de óxidos, CIC en meq./100gr y pH.

Moreira et al. (2004c) al comparar los resultados geoquímicos (cuadro 6-1), con datos obtenidos por Parry et al. (2002) para illitas de las alteraciones fílicas del pórfido Bingham (Utah) y por Echavarría (2004) para el Prospecto Epitermal El Dorado-Monserrat (Santa Cruz),

observaron que los elementos mayoritarios siguen un comportamiento similar (Fig. 6-67). Aclaran que las variaciones, principalmente de SiO_2 y Al_2O_3 , se deberían a que las muestras estudiadas por estos autores se realizaron sobre roca total. A partir de los resultados de CIC

pudieron determinar que la cantidad de cationes sueltos en capas de minerales arcillosos es escasa y por lo tanto la presencia de esmectitas también.

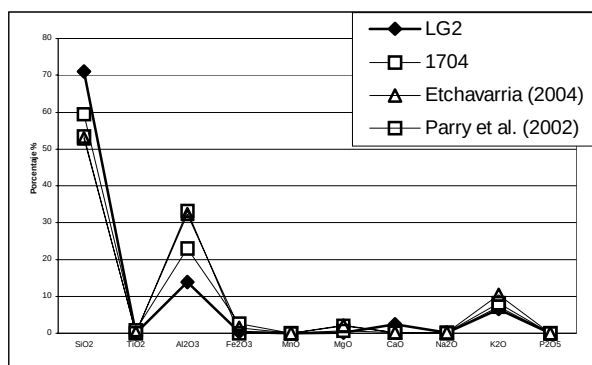


Fig. 6-67. Resultados geoquímicos de las illitas de La Josefina y de otras manifestaciones hidrotermales.

Seguendo a Drever (1982), se confirmó la presencia de caolinita. Esta podría derivar de la alteración de la illita por la acción de fluidos hidrotermales más ácidos o bien por meteorización (Meunier, 1995).

Alteración propilítica

Se determinó en zonas más alejadas de las estructuras mineralizadas como un halo difuso de débil alteración. Está representada por la asociación clorita + calcita, restringidas parcialmente a los fenocristales. La clorita se presenta como reemplazo de los cristales de biotita y anfíboles (acompañada por óxidos de Fe) y la calcita a los fenocristales de plagioclasa.

Manifestaciones superficiales

En el área La Josefina, Rolando y Fernández (1996) indican la presencia de alteraciones asociadas a sistemas de aguas ácidas calentadas por vapor, para una porción del sector NE a la que informalmente denominan “subsinter”. Asimismo como resultado de los estudios realizados para el presente trabajo, se determinó que estas alteraciones se extienden hacia el este en el área de la Loma del Lejano. Debe señalarse que en la elaboración de esta sección, además de los estudios llevados a cabo para esta tesis, se tomaron los trabajos mineralógicos previos (INREMI, 1996; Rolando y Fernández, 1996; INREMI, 2001).

Esta alteración se desarrolla con morfología mantiforme y está caracterizada por una intensa lixiviación de las rocas. Se incluyen aquí a aquellas unidades afectadas por un fuerte proceso de alteración hidrotermal, que produjeron tanto transformaciones mineralógicas como reemplazos. Por estas razones, resulta sumamente dificultoso reconocer la roca original, salvo en casos donde se preserven restos o indicadores de las estructuras primarias, como es el caso de rocas finamente estratificadas o algunas brechas.

A partir de las asociaciones minerales presentes y su distribución, se definieron diferentes tipos de alteraciones: *silicificación penetrativa*, *silicificación porosa residual*, *alteración argílica rica en caolinita* y *alteración argílica rica en illita*.

Silicificación penetrativa

Los asomos con silicificación penetrativa se manifiestan como crestones blanquecinos que producen resaltos importantes en el terreno (Fig. 6-68 y 6-69). Las rocas que los conforman posiblemente sean ignimbritas ricas en cristales y fiammes del Miembro Cerro Jorge Paz (y quizás ignimbritas brechadas) que han sufrido un reemplazo, masivo y homogéneo.



Fig. 6-68. Asomos silicificados al pie del Cerro Jorge Paz.

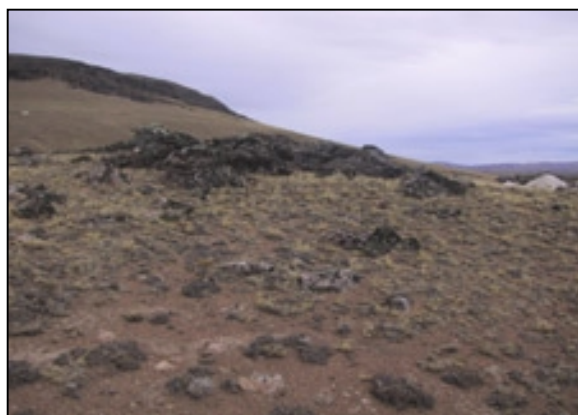


Fig. 6-69. Afloramientos de rocas con silicificaciones penetrativas de la Loma del Lejano.

Asimismo, se encontraron estructuras laminares (Fig. 6-70) o estratificación primaria relíctica que estaría indicando la alternancia de capas más finas (como tobas de caída o tufitas) con otras de grano más grueso (lapillitas o brechas).

Este reemplazo está dado por cuarzo microcristalino de aspecto opalino y color castaño claro que pasa a un cuarzo sacaroide blanquecino a gris muy claro. Microscópicamente se trata de un agregado de calcedonia e individuos irregulares de cuarzo de hasta 15 micrones, acompañados por pequeños granos de óxidos de hierro y escasos argilominerales.



Fig. 6-70. Estructuras laminares o planos de estratificación en rocas silicificadas penetrativamente.

La roca y textura original son difíciles de determinar ya que solo quedan relictos difusos de cristaloclastos o litoclastos. Cristales de cuarzo de mayor tamaño (hasta 150 μm) presentan un reborde con abundantes inclusiones que evidencian un crecimiento posterior (Fig. 6-71). También se distinguieron sombras de líticos inferidas por la presencia de minerales opacos en un agregado criptocristalino de cuarzo y argilominerales. Además se observaron algunas cavidades que presentan un reborde de calcedonia fibrosa radiada con abundantes inclusiones de minerales opacos y un relleno posterior constituido por cristales de cuarzo. (Fig. 6-72).

Rolando y Fernández (1996) indican este tipo de silicificación para gran parte del Cerro del Zorro y en el sector SE del Cerro Centinela.

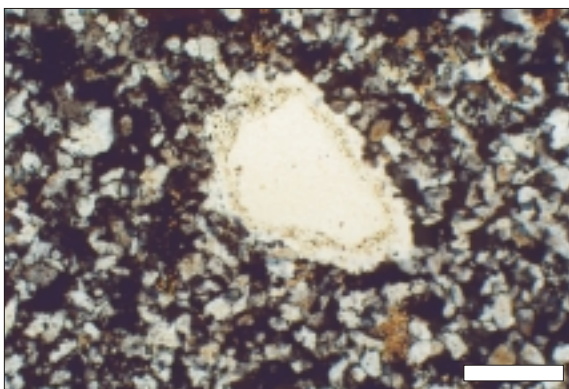


Fig. 6-71. Fotomicrografía que muestra fenocristal de cuarzo con reborde de sobrecrecimientos. Barra 200 micrones.

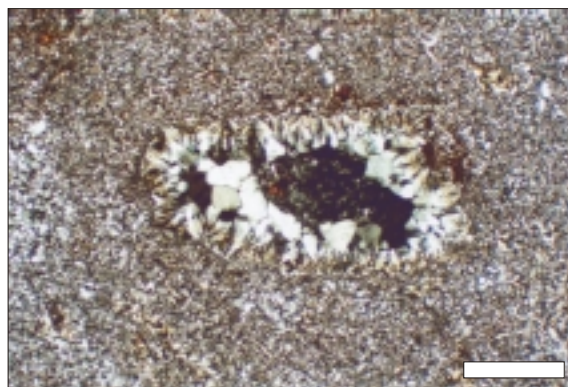
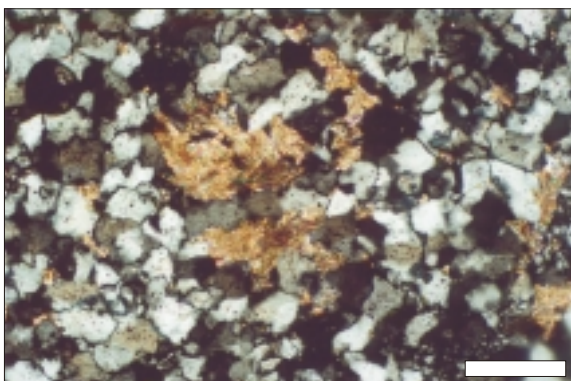


Fig. 6-72. Roca silicificada penetrativamente con cavidad tapizada por calcedonia. Barra 200 micrones.

Silicificación porosa residual

Las elevaciones situadas a unos 600 metros al NNE de la Loma del Lejano conforman afloramientos mantiformes, extendidos con una orientación NO y en unos 2-3 metros de ancho. Están constituidas por rocas con menor grado de silicificación, conformadas por una base de cuarzo sacaróide de color blanco a gris claro con pequeñas y abundantes cavidades que le dan a la roca aspecto poroso. Dichas cavidades fueron tapizadas tardíamente por pequeños cristales de cuarzo.

En sección delgada, esta roca consiste en un agregado de cristales de cuarzo con un tamaño promedio de 10 μm (hasta 1000 μm) en la que se observan con dificultad fantasmas de



fragmentos de cristales de cuarzo. Asimismo este agregado se presenta intercrecido con restos de calcita (Fig. 6-73), posible baritina y abundantes óxidos de hierro.

Fig. 6-73. Pequeños cristales de cuarzo y restos de calcita. Barra 50 micrones.

Además, implantada sobre este mosaico silíceo encontramos cristales pequeños de jarosita (Fig. 6-74 A y B) y posible plumbogummita (Fig. 6-75 A y B). Las numerosas cavidades se presentan tapizadas por cuarzo grueso de hasta 80 μm , otras por calcita junto a un mineral fibroso, que no se ha identificado hasta el momento.

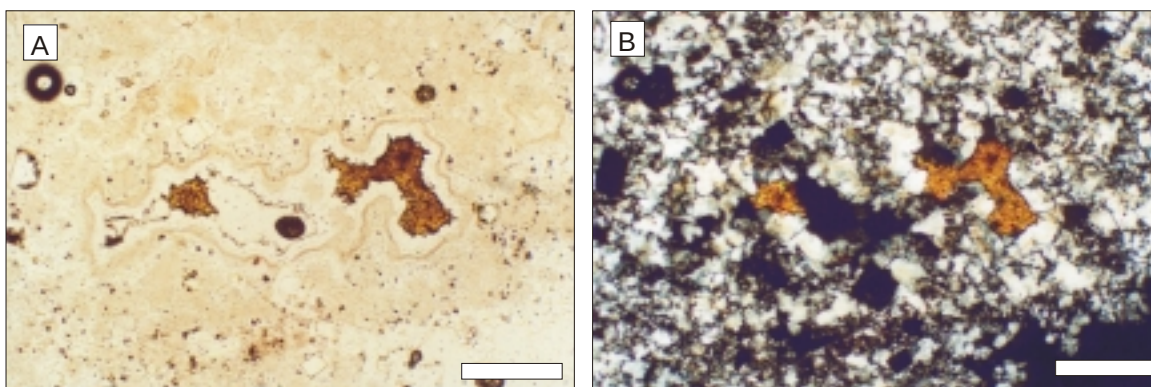


Fig. 6-74 A y B. Fotomicrografías que muestra individuos de jarosita implantados en el mosaico de cuarzo, sin y con nicols cruzados. Barra 100 micrones.

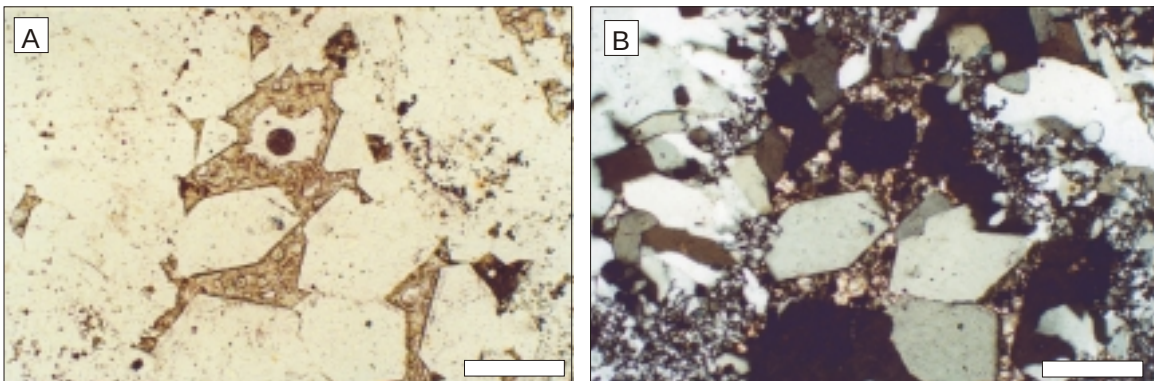


Fig. 6-75 A y B. Fotomicrografía que muestra posible plumbogummita dispuesta entre cristales de cuarzo, sin y con nicoles cruzados. Barra 150 micrones.

Se interpreta que esta silicificación fue producida por una fuerte lixiviación que ha eliminado a casi todos los componentes originales de estas rocas, quedando solamente escasos relictos de cristales (y/o líticos) argilizados.

Como se verá más adelante algunas muestras de estas rocas silicificadas, arrojaron valores anómalos en Au (hasta 0,55 g Au/t). Este dato sumado a la presencia de calcita y baritina permite suponer que previo a esta alteración tuvo lugar en el área un estadio de mineralización. Probablemente asociado a la formación de las vetillas del sector NE como por ejemplo las de las Lomas Rojas o del Mogote Divisoria.

Alteración argílica rica en caolinita

Los afloramientos más importantes se localizan en la parte central de los cerros del Caolín y Centinela y en la ladera norte del Cerro del Zorro. Esta alteración afecta a una toba de flujo con pómez redondeados a levemente aplastados, siendo total su reemplazo. En general predominan los colores blanquecinos, pasando localmente a morados y verdosos. Superficialmente presenta abundantes oquedades producidas por erosión, aunque algunas cavidades suelen observarse en fractura fresca. Predomina la alteración caolinítica sobre la silíceas que está escasamente representada en la matriz. La composición es sencilla, con pómez o líticos completamente reemplazados por caolinita asociada a tridimita. Microscópicamente presenta escasos fenocristales de cuarzo euhedral que pueden presentar rebordes producto de su crecimiento a partir de la pasta felsítica silicificada. Geólogos de exploración de la empresa minera IAM Gold, determinaron dickita en muestras de esta zona utilizando PIMA (comunicación personal).

Alteración argílica rica en illita

El asomo más extenso corresponde a una faja aproximadamente de rumbo E-O situada al NO del Cerro del Zorro. Esta alteración se produce sobre un depósito piroclástico de flujo de color blanquecino amarillento que presenta individuos de algunos milímetros a centímetros, equidimensionales a aplastados (litoclastos y vitroclastos), completamente reemplazados por arcillas. En forma subordinada se encontraron cristaloclastos de cuarzo de 1-3 milímetros euhedrales y engolfados dispersos en la pasta. Asimismo se observó un pasaje transicional a la alteración argílica rica en caolinita.

En cortes delgados (y mediante difractogramas de RX) se determinó que estos fragmentos gruesos están reemplazados totalmente por illita (Fig. 6-76), con cantidades menores de caolinita y gránulos de jarosita. La pasta de esta vulcanita de textura felsítica presenta illita y está homogéneamente silicificada posiblemente por recristalización del vidrio (Fig. 6-77).

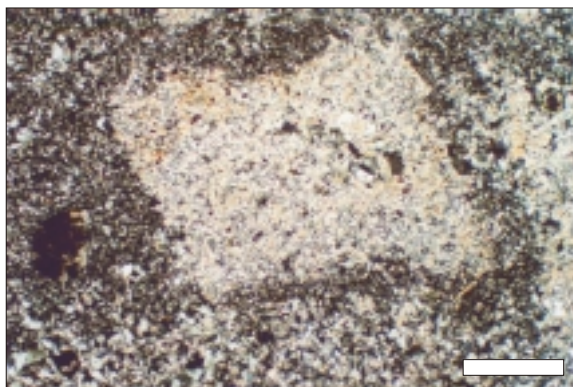


Fig. 6-76. Fotomicrografía de posible litoclasto totalmente reemplazado por illita y cuarzo. Barra 200 micrones.

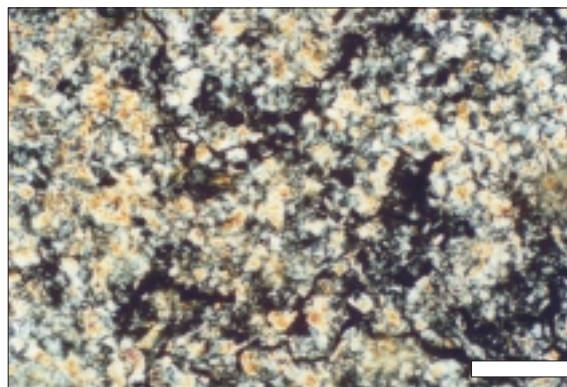


Fig. 6-77. Detalle de matriz rica en illita. Barra 50 micrones.

Piritización

La pirita se observa diseminada sin estar asociada a ninguna alteración en particular, su distribución es variable y no se pudo reconocer un patrón de estas zonas piritizadas. Generalmente se la encuentra oxidada a limonitas y jarosita. En la ladera norte del Cerro del Zorro se hallaron importantes diseminaciones de cristales euhedrales de pirita, con formas de cubos y piritoedros de hasta 2-3 centímetros, completamente oxidados (Fig. 6-78 A y B). Están entre el regolito y excepcionalmente sujetas a la roca silicificada con illita.

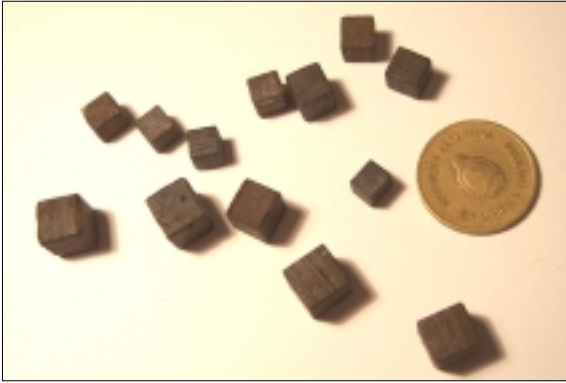


Fig. 6-78 A. Cubos de pirita oxidada.



Fig. 6-78 B. Individuos de pirita euhedrales en ignimbrita completamente argilizada. Barra 1.5 cm.

Brecha de colapso

Esta brecha forma parte de los sectores silicificados de la Loma del Lejano y los Cerros del Zorro y Centinela. Está conformada por fragmentos de rocas con silicificación penetrativa. Estos clastos tienen tamaños muy variables (desde centímetros a grandes bloques de algunos m²), de formas angulosas, no hay fragmentos redondeados.

Esta brecha presenta pequeñas variaciones faciales, predominan zonas de *jigsaw* con bloques de calcedonia gris separados por “venillas” de calcedonia blanca (Fig. 6-79 A). Además hay zonas con bloques grises de mediano a gran tamaño con algo de cemento de calcedonia y otras compuestas por fragmentos de tamaño mediano, angulosos a subangulosos, de calcedonia gris flotando en calcedonia blanca.

Presenta abundantes cavidades pequeñas (< 0.5 cm) rellenas de diminutos cristales de cuarzo. Además Rolando y Fernández (1996) describen una cavidad de 20 centímetros de largo por 45 centímetros de ancho promedio, con un laminado síliceo precipitado en el piso. Sobre este precipitado, hay cristales de cuarzo (de hasta 10 cm) creciendo desde las paredes hacia el centro (Fig. 6-79 B).

Algunos sectores brechados son difíciles de reconocer claramente porque todos sus componentes están silicificados (fragmentos y matriz), y esta silicificación tan penetrativa enmascara la brecha. Por su parte, los afloramientos con alteraciones argílicas están cortados por algunas venillas muy finas de calcedonia.

En algunos sectores muy localizados, esta unidad brechosa está afectada por un episodio de brechación más moderno, donde fragmentos angulosos y de tamaños variables (de entre 0.5 a 20 cm) de estas brechas están separados por un cemento rico en hierro y manganeso con cantidades variables de calcedonia (Fig. 6-79 C).

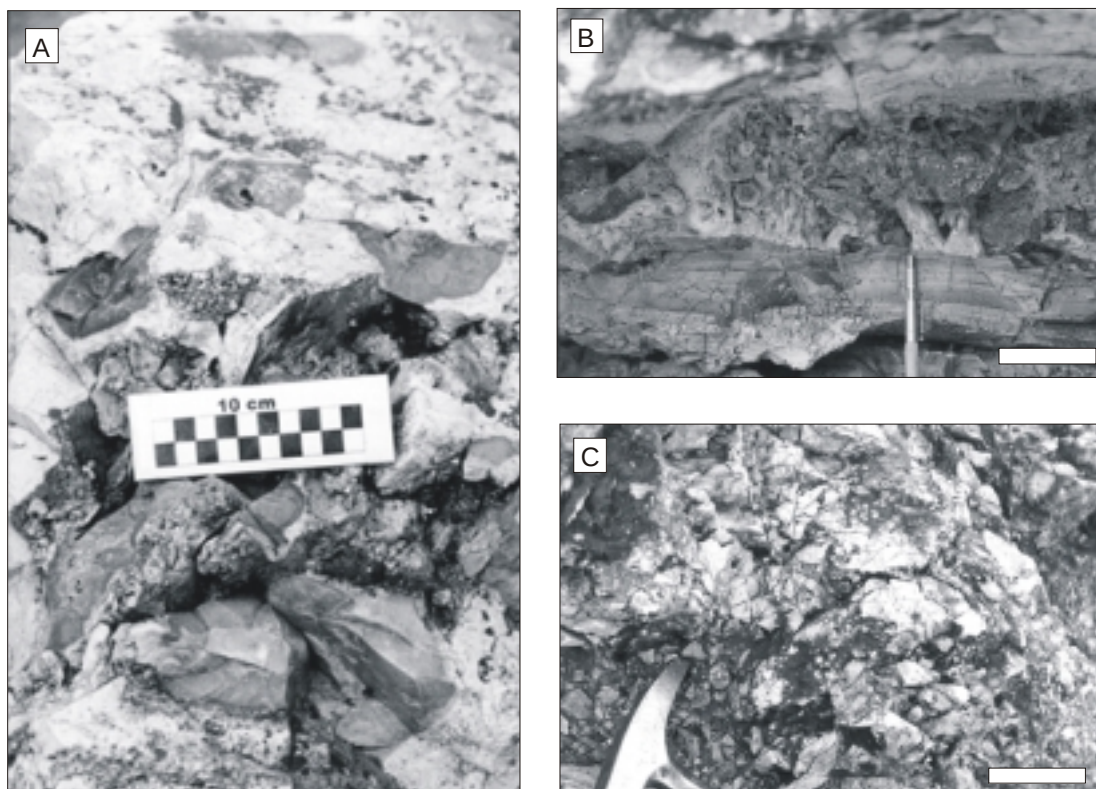


Fig. 6-79 **A.** Fragmentos angulosos a subangulosos de calcedonia gris flotando en calcedonia blanquecina de la Brecha. **B.** Laminado síliceo y cristales de cuarzo, creciendo en cavidades de la Brecha. Barra 10 cm. **C.** Fragmentos de brechas silicificados separados por un cemento rico en óxidos y en parte calcedonia. Barra 30 cm.

Análisis de las alteraciones hidrotermales

La alteración hidrotermal asociada a las vetas y vetillas de La Josefina se reunió en tres asociaciones principales: silicificación, argilización y propilitización. La primera está constituida principalmente por minerales del grupo de la sílice. La segunda por adularia, argilominerales (illita, I/Sm y caolinita) y cuarzo. La propilítica forma un halo difuso, presumiblemente anterior a la mineralización, y formado como respuesta a un proceso de alteración de carácter regional. Hedenquist et al. (2000) señalan que estas asociaciones son típicas de un ambiente epitermal de “Baja Sulfuración”, dominado por aguas meteóricas, lo cual es coincidente con el modelo de mineralización propuesto por Del Blanco et al. (1994), Fernández et al (1996) y Moreira et al. (2002b), entre otros, para las ocurrencias epitermales de La Josefina. Además concuerda con lo que sostienen Tessone y Etcheverry (1998) para las alteraciones hidrotermales de algunos sectores del Macizo del Deseado.

Los rangos de estabilidad termal de algunos minerales de alteración encontrados en sistemas geotermales actuales, pueden proveer una guía de estimación de temperatura para los ambientes epitermales (Cooke y Simmons, 2000). Hedenquist et al (2000) indican que los interestratificados de I/S se originan en un rango que va de aproximadamente 125 a 225°C mientras que la illita se forma a partir de fluidos a una temperatura mayor a 200°C. A partir de la proporción de minerales interestratificados, podemos establecer que los argilominerales del área La Josefina, se deben haber formado a partir de un fluido neutro con una temperatura de entre 125-225 °C.

En la figura 6-80 se presenta el campo de estabilidad de los silicatos de Al (I/S, illita y adularia), que representan la paragénesis mineral en equilibrio con cuarzo determinada para la alteración argílica de La Josefina en función de la temperatura y aK^+/aH^+ .

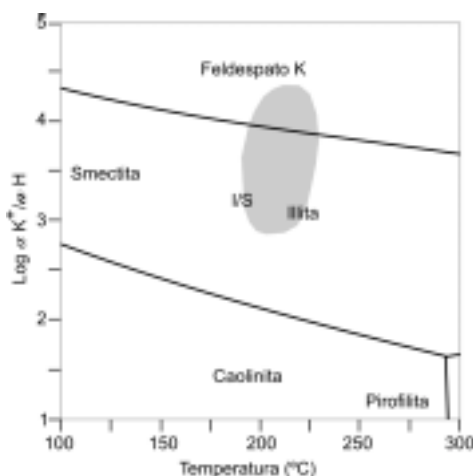


Fig. 6-80. Diagrama de estabilidad de silicatos de Al en función de aK^+/aH^+ y de la temperatura basada en determinaciones en inclusiones fluidas (Hofstra y Cline, 2000).

En los sistemas epitermales de Baja Sulfuración la mayor parte de los fluidos son de pH neutro conteniendo CO_2 y H_2S , pero al disminuir la presión en zonas superficiales se puede producir una separación de la fase vapor (Henley, 1993) la que al alcanzar los niveles superiores de las aguas subterráneas producen las llamadas aguas calentadas por vapor (*steam-heated waters*, Fig. 6-81). La acidez en estas aguas se genera por la condensación del vapor y la absorción de H_2S en regiones abiertas al oxígeno atmosférico. La oxidación resultante de H_2S a H_2SO_4 lleva a condiciones de pH bajo (del orden de pH 2) y a una consecuente alteración argílica avanzada (Henley, 1993). De esta manera en un ambiente dominado por aguas de pH neutro se puede llegar a formar un fluido de características intensamente ácidas. Estas aguas calentadas por vapor se forman en la zona vadosa y la distribución de la alteración está controlada por el nivel freático, aunque localmente puede descender por fracturas (Hedenquist et al., 2000).

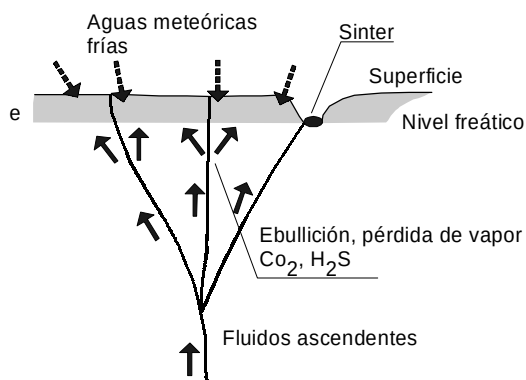


Fig. 6-81. Esquema de alteración por aguas calentadas por vapor (tomado de Sillitoe, 1993).

A partir de este trabajo, se determinaron en el área La Josefina alteraciones de esta tipología. Cabe aclarar que algunos sectores habían sido previamente descriptos por Rolando y Fernández (1996).

Son pocas las zonas con alteraciones de esta tipología descriptas hasta el momento en el Macizo del Deseado, Tessone y Etcheverry (1998) señalaron minerales que pueden formarse bajo condiciones de aguas ácidas calentadas por vapor, en reemplazos silíceos del área de La Manchuria y Mykietyuk et al. (2005) definieron en la zona Cerro Guanaco alteraciones argílica y propilítica, producidas por fluidos de pH neutro, sobre las que se sobreimpuso una alteración argílica avanzada producto de fluidos de pH ácido.

Esta alteración está representada en el sector estudiado principalmente por mantos silíceos superficiales que se relacionan a extensas zonas de alteración argílica ricas en caolinita, illita y arcillas interestratificadas. Las silicificaciones se interpretan como zonas de reemplazo producidas tanto por el aporte de soluciones hidrotermales ricas en SiO_2 (silicificación penetrativa) como por una intensa lixiviación hidrotermal de los álcalis de las ignimbritas afectadas (silicificación porosa residual). Los argilominerales de las zonas argílicas se forman a partir del Al que tiende a tornarse insoluble a $\text{pH} < 2$ y que posteriormente forma minerales como la caolinita.

Los hallazgos de rocas con alteración illítica, junto con la presencia de ciertos minerales como calcita y baritina, corresponderían a alteraciones previas producidas por fluidos neutros. Probablemente durante la erosión sin-hidrotermal, la zona de alteración ácida podría haber variado tanto como el nivel freático, desarrollando un ancho "*blanquet*" de alteración sobreimpuesto a alteraciones más profundas o mineralizaciones.

A modo de síntesis se resume que la morfología y los tipos de alteraciones determinados, responden a un control por el paleonivel freático, lo cual es usualmente descripto en las alteraciones argílica avanzadas producto de aguas calentadas por vapor. Asimismo posiblemente los fluidos se habrían canalizado a través de distintos conductos (posiblemente fallas) para formar posteriormente esta zona de alteración.

Por otra parte las brechas encontradas se interpretan como productos de erupciones hidrotermales someras (Hedenquist y Henley, 1985) que ocurren a una profundidad de solo unos pocos metros dentro del sistema de aguas ácidas sulfatadas.

Estas brechas se forman por procesos de ruptura y caída probablemente por colapso de las paredes de roca en cavernas creadas por la disolución de la roca durante estas alteraciones argílicas avanzadas (Fig. 6-82). En algunos sectores, hay solamente evidencias de fracturamiento hidráulico con zonas de jigsaw mientras que en otras porciones hay más que movimientos de los fragmentos aunque locales. Los fragmentos re-brechados y los diferentes pulsos de silicificación muestran más de un episodio de brechación.

Estos depósitos de brecha no están asociados a mineralizaciones de metales preciosos, ya que el vapor solo es responsable del colapso y de los cráteres de erupción superficiales, y no tiene capacidad como para transportar a estos elementos, por ello estas brechas tienen muy poco interés con respecto a las acumulaciones primarias de metales.

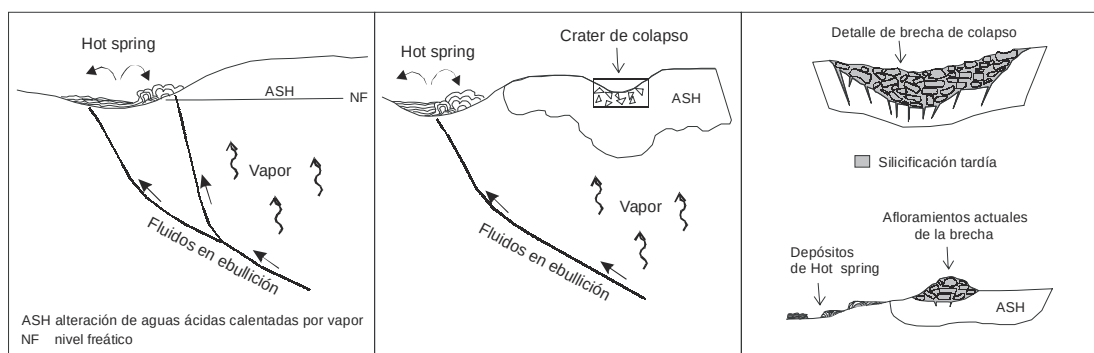


Fig. 6-82. Evolución del brechamiento hidrotermal asociado a "steam heated".

6-3. GEOQUÍMICA DE LAS MANIFESTACIONES HIDROTERMALES

Sistemas de vetas y vetillas

Sector Veta Norte

En los cuadros 6-2, 6-3 y 6-4 se presentan los valores geoquímicos promedios, valores máximos y mínimos, determinados sobre 231 muestras de superficie y 44 muestras de testigos de perforaciones, provenientes de las vetas y vetillas del sector Veta Norte. Los muestreos tenidos en cuenta para este análisis son principalmente los que se presentan en el Informe INREMI (1996) y FOMICRUZ-INREMI (2004).

Veta	N	Au μ	max	Ag μ	max	Cu μ	max	Pb μ	max	Zn μ	max	Prom .Au/Ag
			min		min		min		min		min	
Flaca Este	4	0.09	0.19	0.3	0.41	13.7	23.9	284	551	320	468	1/3
			0.03		0.18		5.31		63.8		243	
Flaca Oeste	10	0.13	0.20	0.8	1.25	11	23	132	217	180	418	1/6
			0.03		0.28		7		25		105	
Amanda	68	1.44	11.04	3.0	17.75	322	500	1399	2000	241	500	1/2
			0.03		0.62		49		65.8		20	
Cecilia	50	0.77	7.37	11.28	14.30	121	377	364	2000	82	143	1/15
			0.03		0.41		6		82		9	
Cruzada	30	2.04	20.49	14.95	152.7	279	500	1535	2000	449	500	1/7
			0.04		0.50		40		399		161	
Norte	24	1.90	15.74	11.2	85.5	281	500	1620	2000	452	500	1/6
			0.08		0.31		57		622		76	
Sur	45	1.25	9.77	13.28	56.5	248	500	1690	2000	439	500	1/11
			0.03		0.02		41		345		49	

Cuadro 6-2. Valores geoquímicos (en ppm) de las vetas del sector "Veta Norte".

Veta	N	Au μ	max	Ag μ	max	Cu μ	max	Pb μ	max	Prom Au/Ag
			min		min		min		min	
Amanda	4	5.52	17.9	119	325	500	500	2000	2000	1/22
			0.06		10.1		500		2000	
Cecilia	12	1.25	4.12	43.48	186	500	500	2000	2000	1/35
			0.08		3.61		500		2000	
vetillas	18	0.44	3.39	6.59	41.0	229.1	500	2000	2000	1/15
			0.06		0.36		2.88		2000	

Cuadro 6-3. Valores geoquímicos (en ppm) determinados a partir de las muestras de la perforación DDH-VN1 (sin datos de Zn, FOMICRUZ-INREMI, 2004).

Veta	N	Au μ	max	Ag μ	max	Cu μ	max	Pb μ	max	Prom Au/Ag
			min		min		min		min	
Amanda	6	1.46	5.65	131.6	429	500	500	1762	2000	1 / 90
			0.18		25.8		500		574	
Cecilia	4	1.45	4.65	7.35	17.50	194	500	429	518	1 / 5
			0.23		2.07		57.10		330	

Cuadro 6-4. Valores geoquímicos (en ppm) determinados a partir de las muestras de la perforación DDH-VN2 (sin datos de Zn, FOMICRUZ-INREMI, 2004).

Sector La Josefina

En los cuadros 6-5 y 6-6 se presentan los resultados geoquímicos promedios, valores máximos y mínimos, obtenidos por INREMI (1996) y FOMICRUZ S.E. (2002) en las vetas epitermales del sector La Josefina. Se analizaron 138 muestras de superficie y 75 muestras de perforaciones.

Veta	N	Au μ	max	Ag μ	max	Cu μ	max	Pb μ	max	Zn μ	max	prom Au/Ag
			min		min		min		min		min	
Upi	5	0.33	0.92 0.20	1.42	3.82 0.01	149	300 28	673	2000 101	261	306 201	1/4.3
Simona	6	0.32	0.92 0.03	85	336 0.01	239	500 71	866	2000 206	343	500 109	>1/200
Lola	4	0.46	0.76 0.28	3.25	4.00 2.25	42	52 20	278	513 112	143	217 96	1/7.1
Adularia	12	0.28	1.12 0.03	2.03	25 0.29	74	500 7	739	2000 19.7	330	500 94	1/7
Ailín	8	11.8	77.60 0.12	32.0	163.13 1.25	350	500 46	1958	2000 1667	441	500 291	1/3
Las Latitas	29	0.83	4.40 0.03	7.4	66.50 0.50	215	500 4	1342	2000 126	234	290 65	1/9
María Belén	82	11.0	34.30 0.04	17.0	98.75 0.01	226	500 7	1444	2000 245	334	500 58	1/1.5

Cuadro 6-5. Valores geoquímicos (en ppm) de las vetas del sector "La Josefina".

Veta	N	Au μ	max	Ag μ	max	Cu μ	max	Pb μ	max	Zn μ	max	prom Au/Ag
			min		min		min		min		min	
Ailín	25	23.6	353 0.04	41.3	200 0.42	Nd	Nd Nd	Nd	Nd Nd	Nd	Nd Nd	1/2
María Belén	50	0.81	20 0.03	3.7	75.6 0.20	368	500 45	1830	2000 877	418	500 118	1/4.5

Cuadro 6-6. Valores geoquímicos (en ppm) determinados a partir de las muestras de las perforaciones realizadas en el sector "la Josefina" (FOMICRUZ 2002).

Sector Piedra Labrada

En el cuadro 6-7, se presentan los valores promedio, máximos y mínimos en Au, Ag, Cu, Pb y Zn para 33 muestras de superficie tomadas en las vetas del sector Piedra Labrada. Estos muestreos fueron realizados en esquirelos continuos y discontinuos, en zanjas y en trincheras (INREMI, 1996).

Estructura vetiforme	N	Au μ	max	Ag μ	max	Cu μ	max	Pb μ	max	Zn μ	max	prom Au/Ag
			min		min		min		min		min	
PL 1	6	0.46	0.80	41.02	145	145	500	1985	2000	475	500	1/82
			0.20		7.25		21		302		428	
PL 2	3	0.52	1.00	1.67	3.25	89	133	342	433	259	161	1/3.5
			0.20		0.75		21		172		358	
PL 3	15	0.41	0.96	3.43	9.50	88	225	1975	2000	451	500	1/8
			0.20		0.01		16		200		192	
PL 4	4	2.06	3.96	167.3	421.5	271	500	1596	2000	500	500	1/81
			0.32		22		108		383		500	
PL 5	2	1.28	1.68	46.00	56.5	305.3	500	2000	2000	500	500	1/36
			0.88		35.5		111		2000		500	
PL 7	3	0.39	0.44	2.33	3.75	54	103	128	162	145.5	177	1/6
			0.32		1.5		28		107		110	

Cuadro 6-7. Resultados geoquímicos (en ppm) de las vetas del sector Piedra Labrada.

Sector Paredones

En el cuadro 6-8 se presentan los resultados geoquímicos promedios, máximos y mínimos obtenidos por INREMI (1996) para 39 muestras provenientes de las estructuras epitermales del sector Paredones.

Estr. vetiformes	N	Au μ	max	Ag μ	max	Cu μ	max	Pb μ	max	Zn μ	max	prom Au/Ag
			min		min		min		min		min	
10	21	0.04	0.67	2.9	27	59	395	423	2000	331	500	1/72
			2.8		0.05		88		88		65	
12	18	0.38	1.44	6.74	40	306	500	1560	2000	383	500	1/18
			0.08		0.01		28		117		219	

Cuadro 6-8. Resultados geoquímicos (ppm) de las estructuras hidrotermales del sector Paredones.

Sector Noreste

En el cuadro 6-9 se presentan los resultados geoquímicos promedios obtenidos por INREMI (1996) para 12 muestras provenientes de vetillas de las Lomas Rojas y del Mogote Divisoria. Se trata de muestras tomadas en esquirelos discontinuos.

Vetillas	N	Au μ	max	Ag μ	max	Cu μ	max	Pb μ	max	Zn μ	max	prom Au/Ag
			min		min		min		min		min	
Lomas Rojas	7	0.03	0.04	0.26	1.1	38	79	557	1946	354	500	1/9
			0.01		0.01		16		14		50	
Mogote Divisoria	5	0.024	0.045	0.34	0.5	59	117	814	1446	176	288	1/15
			0.020		0.01		18		148		39	

Cuadro 6-9. Resultados geoquímicos (en ppm) de las vetillas del sector Noreste.

Sector Basamento

En el cuadro 6-10 se presentan los valores promedios de 4 análisis realizados en muestras de vetillas del sector Basamento (INREMI, 2002).

vetillas	N	Au μ	max	Ag μ	max	Cu μ	max	Pb μ	max	Zn μ	max	prom Au/Ag
			min		min		min		min		min	
La Modesta	4	0.02	0.04	11.3	25.4	50	166	83	289	39	113	Nd
			0.01		0.83		4.3		5		6.3	

Cuadro 6-10. Resultados geoquímicos (en ppm) de las vetillas del sector Basamento.

Manifestaciones superficiales

La geoquímica de los elementos trazas de sistemas geotermales modernos ha sido estudiada por varios autores (Weissberg et al., 1979; Henneberger, 1983, entre otros), determinando que en su parte superior se presentan altas concentraciones de As, Sb, Hg, Tl y W. Los niveles superficiales (50 a 100 metros desde la paleosuperficie) de los sistemas epitermales antiguos generalmente son anómalos en As y Hg y estériles en metales preciosos, aunque existen excepciones de mineralización de Au en McLaughlin (Lehrman, 1986) y en Broadlands (Weissberg et al., 1979).

Sinter silíceo y silicificaciones asociadas

En los cuadros 6-11, 6-12 y 6-13 se presentan los valores promedios, valores máximos y mínimos de los resultados de 94 muestras de los precipitados y reemplazos silíceos

superficiales y subsuperficiales. Estos datos fueron extraídos de los Informes INREMI (1996), Andrada de la Palomera y Valvano (2001) e INREMI-FOMICRUZ (2004).

Tipo de muestreo	litología	N	Au μ	max	Ag μ	max	Cu μ	max	Pb μ	max	Zn μ	max	Prom Au/Ag
				min		min		min		min		min	
Esquirleo ¹	precipitados y tufitas silicificadas	21	0.3	1.3	0.31	6.8	159	266	1183	2000	363	500	1/1
				0.032		0.3		5.6		15.8		62.1	
Esquirleo ²	precipitados	6	0.06	0.1	<1	<1	Nd	Nd	12.2	18	5.3	16	Nd
				0.01		<1		Nd		7		<0.5	
Trincheras ³	ZFMH	42	22.0	575	4.99	113	20.5	60	392	1320	185	500	1/0.2
				0.03		0.40		5		78		38	
Esquirleo ⁴	ZFMH	25	31.9	181	7.43	35.5	40.2	84	844	2000	385	500	1/0.2
				0.07		0.4		9.6		129		103	

Cuadro 6-11. Valores en metales preciosos y base (en ppm) de los precipitados y reemplazos síliceos superficiales y subsuperficiales. ¹ INREMI (1996), ² Andrada y Valvano (2001), ^{3, 4} INREMI-FOMICRUZ (2004).

Tipo de muestreo	Ubicación	N	As μ	max	Sb μ	max	Tl μ	max	Hg μ	max
				min		min		min		min
Esquirleo ¹	Precipitados y tufitas silicificadas	21	122	332	4.4	12	0.5	0.96	0.40	1.26
				57		0.46		<0.5		0.06
Esquirleo ²	precipitados	6	48.2	81	5.2	19	<10	Nd	<1	Nd
				31		<0.5		Nd		Nd

Cuadro 6-12. Valores en As, Sb, Tl y Hg (en ppm) de los precipitados y reemplazos síliceos superficiales. ¹ INREMI (1996), ² Andrada y Valvano (2001).

Tipo de muestreo	Ubicación	N	Ba μ	max	Mn μ	max	Mo μ	max	W μ	max
				min		min		min		min
Esquirleo ¹	Precipitados y tufitas silicificadas	21	Nd	Nd	Nd	Nd	7.66	26.7	Nd	Nd
				Nd		Nd		2.89		Nd
Esquirleo ²	precipitados	6	188.5	564	1670	7800	8.04	21	7.7	21
				70		114		<0.5		<10

Cuadro 6-13. Valores en Ba, Mn, Mo y W (en ppm) de los precipitados y reemplazos síliceos superficiales. ¹ INREMI (1996), ² Andrada y Valvano (2001).

Los valores de las intersecciones más interesantes determinadas en perforaciones de la ZFMH (INREMI-FOMICRUZ 2004) se muestran en el cuadro 6-14. Esta zona de fractura está directamente vinculada con los precipitados síliceos ya que adosada a la misma se habría

formado una pequeña cubeta alargada que fue rellenada por productos volcánicos (tobas y tufitas) y niveles silíceos laminares de precipitación.

DDH	Longitud IS	Au	Ag	Cu	Pb	Zn
SI-04	28 a 30 m	0,31	0,62	78	1195	106
SI-16	15 a 17 m	3,7	0,8	31	334	451
SI-13	48 a 53 m ⁽¹⁾	1,72	8,22	858	2840	1210
	48 a 50 m	3,60	9,86	1117	3610	1995
SI-07	4 a 17 m	0,51	6,6	167	3018	1066
SI-07	41 a 59 m	0,57	1,69	43	714	314
	43 a 45 m	3,65	2,80	124	1790	960
SI-03	7,3 a 10,3 m (baja recup.)	8,66	2,6	33	183	176
⁽¹⁾ Con valores llamativos en Sb (hasta 75 ppm) y W (hasta 154 ppm)						

Cuadro 6-14. Resultados de metales preciosos y metales base de algunas intersecciones en la ZFMH. Todos los elementos en ppm. Intersecciones (IS) desde boca de pozo. (tomado de Fernández et al., 2005).

Estromatolitos calcáreos

En el cuadro 6-15 se presenta el resultado de un análisis geoquímico de los estromatolitos calcáreos de La Josefina realizado por Andrada de la Palomera y Valvano (2001).

Ubicación	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Hg	Ba	Mn	Mo	W	Fe	Ca	Mg
La Josefina	0.01	<1	<5	15	<5	52	<5	<1	23	1920	<5	17	0.26	39.56	0.14

Cuadro 6-15. Valores geoquímicos de los estromatolitos calcáreos. Todos los elementos en ppm, menos Fe, Ca y Mg que están expresados en % en peso.

Brechas hidrotermales

Una síntesis de los resultados geoquímicos de más de 50 muestras tomadas en los asomos de la brecha de erupción hidrotermal (Tipo A) cercana al Mogote Hormigas y en los testigos de una perforación que atraviesa una brecha hidráulica de tipo B, se presentan en el cuadro 6-16.

	Brecha de erupción hidrotermal Tipo A		Brecha de fracturamiento hidráulico tipo B
MUESTREO EN ESQUIRLA	n=13	n=10	Nd
	Au: 0.2-17.7	Au: 3 muestras entre 0.11-0.28. Restantes < 0.03	
	Ag: <0.2-4.8	Ag < 1	
	Hg: tres muestras entre 0.4 y 1.4. Restantes < 0.2 As < 270 Sb < 10	Nd	
MUESTRAS DE TESTIGOS DE PERFORACIÓN	1.5 m de largo	Nd	1.5 m de largo
	3 hasta 15.5 m de prof.: Au: 8.7-39.5 Ag: 1.7-13 15 hasta 67 m de prof. Au: 3 muestras entre 0.1- 0.3. Restantes cerca del límite de detección (0.03) Ag: 5 muestras entre 1-6		7.5 hasta 34.5 m de prof. Au: 7 muestras entre 0.12-0.52 2-7.5 y 34.5-51 m de prof. Au < 0.03 3 a 51 m de prof Ag: valores constantes de entre 1-9

Cuadro 6-16. Resultados geoquímicos de muestras de superficie y profundidad. Valores en ppm.

Alteraciones por aguas ácidas calentadas por vapor

Con el fin de caracterizar geoquímicamente las unidades alteradas por aguas ácidas calentadas por vapor, se analizaron 37 muestras, cuyos resultados se presentan en el cuadro 6-17. Por otra parte, se analizaron por metales preciosos, 10 muestras de la brecha de colapso asociada a estas alteraciones. No se detectaron anomalías en Ag en ninguna de ellas pero cinco de estas muestras presentaron contenidos en Au anómalos, aunque bajos, que van de entre 0.06-0.11 ppm.

Tipo de alteración	N	Au μ	max	Ag μ	max	Pb μ	max	Zn μ	max
			min		min		min		min
SM ²	30	0.03	0.15	0.07	1.23	47.6	310	9.6	40
			0.01		0.01		<5		<5
SM ¹	6	0.85	2.67	8.96	40.0	8.47	17.29	20.9	53.2
			0.01		0.43		4.0		4.82
SP ²	8	0.2	0.55	0.5	1.51	159	469	11.2	30
			0.01		0.06		11		<5
SP ¹	1	0.01		4.6		23		7.7	
Ill ²	2	0.01	0.01	0.01	0.01	6.1	12	<5	<5
			0.01		0.01		<5		<5
Cao ²	5	0.04	0.11	0.01	0.01	19.5	57	21.9	41
			0.01		0.01		<5		<5

Cuadro 6-17. Análisis químicos de las rocas alteradas por aguas ácidas calentadas por vapor (“*steam heated*”). ¹ Rolando y Fernández (1996). ² Andrada de la Palomera y Valvano (2001). SM: silicificación masiva, SP: silicificación porosa, ill: alteración argílica rica en illita, Cao: alteración argílica rica en caolinita.

Tipo de alteración	N	As μ	max	Sb μ	max	Mo μ	max	Ba μ	max
			min		min		min		min
SM	30	52.7	132	22.6	139	16.8	94	196	321
			13		<5		<5		17
SM ¹	6	33.6	148	6.8	32	17.3	56	Nd	
			1.5		0.35		15.24		
SP	8	76.5	184	81	153	5.5	11	269	558
			11		<5		<5		135
SP ¹	1	136		4		165		Nd	
Sil-ill	2	30	38	15.6	31	3.1	6	169	186
			22		<5		<5		153
Sil-caol	5	13.9	29	<5	<5	2.4	11	589	996
			<5		<5		<5		86

Continuación del cuadro 6-17.

Distribución geoquímica

Las vetas de los sectores estudiados presentan la típica signatura geoquímica de los depósitos epitermales de baja sulfuración, con anomalías en metales preciosos y con tenores anómalos de Cu, Pb y Zn en la gran mayoría de las estructuras.

En el sector “Veta Norte”, los máximos valores de Au se determinaron en la veta Cruzada (20,49 ppm) y los de Ag en la veta Amanda (429 ppm). Las relaciones Au/Ag, en la veta Cecilia se mantienen en un rango similar al aumentar la profundidad (hasta ~50 metros). En la veta Amanda hay una fuerte disminución de la relación con la profundidad que pasa de 1/2 a 1/90. Esta disminución en la relación Au/Ag con la profundidad podría explicarse debido a que en superficie tuvieron lugar procesos de oxidación supergénica que provocaron la concentración del Au y la removilización de la Ag, hecho que se comprueba con la mineralogía descrita en este capítulo (argentita secundaria y oro removilizado). También es posible que exista un aumento en el contenido de Ag primario con la profundidad. En este sector se observa un ligero enriquecimiento en Cu, Pb y Zn con la profundidad. Asimismo las vetas Amanda, Cruzada, Norte y Sur, presentan valores relativamente altos en estos elementos si se los compara con los promedios de depósitos epitermales conocidos.

En el sector La Josefina, los máximos valores de Au y Ag corresponden a la veta Ailín: 77,6 ppm y 163,13 ppm en superficie, y 253 ppm y 200 ppm en profundidad, respectivamente. Las relaciones Au/Ag de las vetas de este sector son en general altas varían de 1/1.5 a 1/9, una excepción al respecto es la veta Simona que está muy enriquecida en Ag con un valor promedio de 85 ppm sobre 6 muestras. No se observan variaciones en las relaciones Au/Ag con la profundidad. Los valores de Pb, Cu y Zn son en general altos en las vetas Simona, Adularia, Ailín y María Belén.

En el sector Piedra Labrada se determinaron valores anómalos de Au y Ag en todas las vetas, pero en general los de oro son bajos, alcanzando máximos de 3,96 ppm en la veta PL4, mientras que la Ag llega a valores de hasta 421,5 ppm en el sistema de vetillas que conforma la estructura PL 4 y 145 ppm en la PL 1. Las relaciones Au/Ag de las vetas PL 1, PL 4 y PL 5 van entre 1/36 y 1/82 mientras que en las estructuras PL 1, PL 2 y PL 7 varían entre 1/3.5 y 1/8. Los valores de Pb, Cu y Zn son en general altos, en las vetas PL 1, PL 3, PL4 y PL 5 superan el límite de detección.

En el sector Paredones, se encontraron bajas anomalías en metales preciosos, con máximos de 1.44 y 40 ppm para el Au y la Ag respectivamente, en la estructura P 12. Sólo se calcularon las relaciones Au/Ag de las vetas P 10 (1/72) y 12 (1/18); asimismo en estas dos estructuras los contenidos de metales base superan el límite de detección, con excepción del Cu en P 10.

En el sector noreste y en el sector Basamento, en general las vetillas arrojaron valores bajos tanto en metales preciosos como base.

En el cuadro 6-18 se consignan los valores medios de varias manifestaciones y depósitos vetiformes del Macizo del Deseado. Estos datos resultan sumamente útiles a la hora de comparar la magnitud de los valores hallados en los sistemas de vetas y vetillas de La Josefina, que están dentro del rango de valores determinados para el Macizo del Deseado, probablemente con una tendencia a presentar valores ligeramente más altos en metales base.

Localidad	N	Au ppb	Ag ppb	Cu ppm	Pb ppm	Zn ppm	Au/Ag
La Josefina Sector Veta Norte	275	156	3407	>500	>2000	>500	1/20
La Josefina Sector casco Ea La Josefina	213	550	2150	>500	>2000	>500	1/4
Provincia Auroargentífera Deseado Guido et al. (2005)	221	1601	14.9	100.7	720.1	77.98	1/9
Cerro León Guido et al. (2005)	20	872.6	185.8	750.8	3145	2372	1/213
Montserrat Echavarría (1997)	78	620	15275	8.02	98.74	27.95	1/25
El Dorado (Echavarría, 1997)	16	9	952	979	2764	1466	<1/100

Cuadro 6-18. Datos geoquímicos promedios de manifestaciones epitermales del Macizo del Deseado.

Los tenores en metales preciosos determinados en el sinter silíceo y las silicificaciones asociadas son ligeramente altos y muy elevados en la ZFMH donde arroja valores promedios cercanos a los 30 ppm, con máximos de hasta 575 ppm, que son las concentraciones más altas en oro encontradas en el área La Josefina hasta el momento. Los valores de Ag acompañan a los de Au, pero son significativamente más bajos y eso queda claramente evidenciado en las relaciones Au/Ag elevadas.

El contenido en metales base también es alto y se presenta generalmente acompañando a las anomalías de Au y Ag. El As (hasta 332 ppm) y el Sb (hasta 19 ppm) están presentes pero en bajas concentraciones, mientras que las cantidades de Tl y Hg son variables y ocasionalmente altas.

La figura 6-83 muestra los contenidos de Au, Ag y Hg de los diferentes niveles de sinter y tufitas silicificadas (INREMI, 1996). Se observó una variación vertical y heterogénea en los contenidos de elementos traza para distintos niveles de sinter. Los elementos metálicos presentes, seguramente se asocian a los agregados ferruginosos que forman parte del sinter y que en muchas ocasiones también se disponen en forma laminar, ya que deben haber quedado “entrampados” junto con esos barros. En ocasiones, la variación en los contenidos de elementos trazas, especialmente Au, Ag, As, Sb no parecen responder a un proceso de reemplazo, ya que en ese caso tendrían una distribución más homogénea en todo el cuerpo reemplazado y no una variación por niveles.

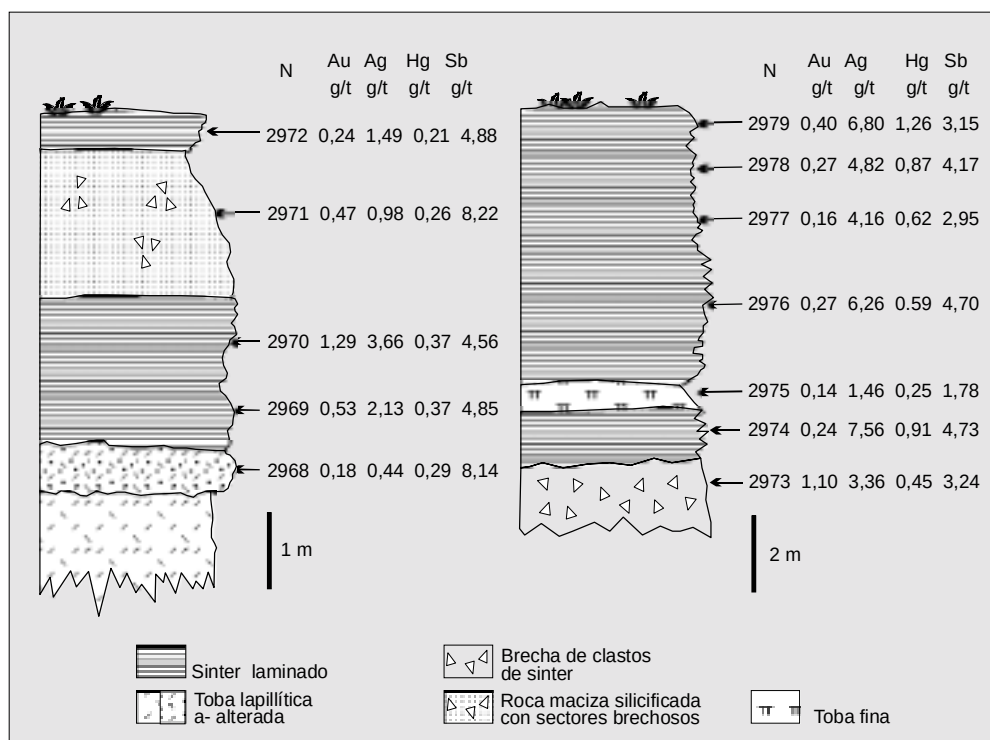


Fig. 6-83. Contenidos de Au, Ag, Hg y Sb de los diferentes niveles de TLS (tomado de INREMI, 1996).

Del cuadro 6-19 surge una definida coherencia de los resultados promedio de As, Sb, Hg y Tl del sinter de La Josefina con los de los sinters clásicos. En cuanto a los contenidos en metales preciosos, los determinados para el área La Josefina están de acuerdo con los que White (1985) revela para el sinter de Steamboat y Simmons y Browne (2000) presentan para los precipitados actuales del sistema geotermal Broadlands-Ohaaki, que son más elevados que los que tienen los sinters clásicos. En este cuadro no se presentan

los tenores en metales base, pero cabe destacar que los valores que se determinaron en La Josefina también son anormalmente altos.

Localidades	Au ppb	Ag ppb	As ppm	Sb ppm	Hg ppm	Tl ppm
La Josefina	180	155.5	85.1 (<332)	4.8 (<19)	0.4 (<1.26)	0.5 (<0.96)
La Josefina Echeveste et al. (1995)	240	1710	102.1	2.91	0.1	0.35
La Marciana Guido et al. (1999)	<50	156	33	3.6	<0.1	<0.5
El Macanudo Schalamuk et al. (1999)	<235	140	<4106	<40	<1.73	<58
Las Margaritas López et al. (2003)	17.5	0.15	17.5	13.7	0.01	0.25
Steamboat (USA) White (1985)	300	2000	150	700	2	10
Hasbrouck Mountain Berger (1985)	<50	1.7	12.5	6	0.3	0.5
North-Queensland Cunneen y Sillitoe (1989)	<8	<1000	13	9	<0.005	Nd
Beowawe Cunneen y Sillitoe (1989)	<100	500	7.5	16.2	Nd	Nd
Broadlands-Ohaaki Simmons y Browne (2000)	100 - 1600	6 – 1000	10	1000	Nd	Nd
Waiotapu Hedenquist y Henley (1985)	<50	<0.5	20	<5	2	10

Cuadro 6-19. Tabla comparativa de los promedios geoquímicos de los precipitados silíceos superficiales de La Josefina, Macizo del Deseado y ejemplos mundiales.

De la ZFMH, Fernández et al. (2005) proponen que los niveles silicificados con anomalías y/o valores importantes de oro, permiten suponer que los fluidos hidrotermales ascendieron a través del conjunto de fallas que constituyen la ZFMH durante un periodo extensional tardío respecto al volcanismo de la región y percolaron en las zonas más permeables de los niveles de tobas y tufitas que rellenaban la cuenca. Parte de estos fluidos deben haber llegado a la superficie y se depositaron como acumulaciones silíceas

laminares (“sinter”). Por otra parte luego de la diagénesis, estos sedimentos volvieron a ser afectados por suaves desplazamientos de las fracturas, se craquelaron y fueron cementados por sílice, a partir de nuevos pulsos hidrotermales también portadores de Au. Los mayores tenores de Au (y Ag) se asocian principalmente a brechas de falla, rellenos silíceos (vetillas) y silicificación de niveles laminares, indicando que los fluidos hidrotermales portadores de Au circularon por esas zonas de alivio hasta niveles subsuperficiales y los cambios producidos por caída de la presión y dilución por aguas meteóricas, provocaron su precipitación.

Las muestras de superficie y de testigos de perforación revelan que las brechas hidrotermales tienen valores anómalos en Au. Las brechas de erupción hidrotermal (tipo A) tienen los mayores contenidos tanto en superficie como en profundidad (hasta 39.5 ppm) mientras que las brechas hidráulicas (tipo B) no tienen tenores significativos. Comparando los valores en Hg, As y Sb de las brechas A con los contenidos en otras brechas hidrotermales (Cuadro 6-20), puede observarse que estos elementos tienen rangos similares que los determinados para La Josefina.

		Hg ppm	As ppm	Sb ppm	Tl ppm
Brechas de erupción hidrotermal tipo A	La Josefina	Hasta 1.4	< 270	< 10	Nd
Vetillas de cuarzo en el depósito de erupción hidrotermal Alum Cliffs	Waiotapu Hedenquist y Henley (1985)	0.03	40	1	2
		0.26	138	6	6
		1.8	710	46	20
Brechas de explosión de Round Mountain	USA Berger (1985)	Nd	>300	> 20	
Brecha hidrotermal Arabira	Japón Izawa (1989)	Se sugieren altos contenidos	210	Nd	Nd

Cuadro 6-20. Comparación de datos geoquímicos de diferentes depósitos de erupción hidrotermal.

En el cuadro 6-21 se observa que el análisis del estromatolito calcáreo de La Josefina reveló bajos tenores en metales preciosos y en metales base, al igual que el resto de las manifestaciones calcáreas del Macizo del Deseado. En cuanto al contenido de algunos elementos trazas, se destacan los elevados tenores en As que presentan

estas rocas, en comparación con los valores determinados para otras manifestaciones calcáreas en el Macizo del Deseado.

Ubicación	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	As	Sb	Hg	Ba	Mn	Mo	W	Fe	Ca	Mg
La Josefina	0.01	<1	<5	15	<5	52	<5	<1	23	1920	<5	17	0.26	39.56	0.14
Marcelina ¹	<0.03	0.2	<5	<5	<5	16	<5	<1	101	403	<5	<10	0.23	Nd	0.13
	<0.03	0.02	<5	<5	<5	12	<5	<1	16	234	<5	<10	0.15	Nd	0.10
	<0.03	0.005	<5	<5	<5	2.5	<5	<1	10	494	<5	<10	0.19	Nd	0.06
Marianas-Eureka ²	0.01	<0.3	6	5	7	23	3.5	<1	Nd	Nd	3	Nd	Nd	Nd	Nd
Co Contreras ³	7	<0.5	8	<2	9	<5	<5	0.07	30	2270	3	<10	0.34	26.9	0.17
	7	<0.5	6	14	7	<5	<5	0.05	30	3340	4	10	0.17	29	0.18

Cuadro 6-21. Valores geoquímicos de los estromatolitos calcáreos. ¹ Fernández et al. (2000b), ² López et al. (2003), ³ Moreira et al. (en prep.). Todos los elementos expresados en ppm, menos Fe, Ca y Mg expresados en % en peso.

En cuanto a las alteraciones producto de aguas ácidas calentadas por vapor, se observan algunas anomalías en metales preciosos principalmente asociadas a las silicificaciones, menores a 1 ppm de Au y 1.5 ppm para la Ag. Rolando y Fernández (1996) presentan una muestra con valores de Au y Ag algo más elevados de 2.67 y 40.0 ppm, respectivamente. Se interpreta que estas anomalías en las rocas con alteraciones por aguas ácidas, sugieren que previamente a dichas alteraciones tuvo lugar una estadio mineralizante en el sector. Por su parte, los contenidos en metales base son en general bajos con valores promedios máximos de 160 ppm para el Pb y 21.9 ppm para el Zn. Los contenidos en As y Sb son altos, principalmente en las silicificaciones tanto masivas como porosas, con máximos de hasta 184 y 153 ppm, respectivamente. Altos tenores de estos elementos indican la parte superficial de un sistema hidrotermal, por lo tanto los valores encontrados son una evidencia más de la superficialidad de estas alteraciones en el área La Josefina.

En el cuadro 6-22 se presentan a modo de síntesis los valores promedios de Au y Ag de las manifestaciones epitermales más importantes y en la figura 6-83 se muestra la distribución de estos valores en el sector estudiado. Esta distribución indica que hay una tendencia a encontrar mayores contenidos en metales preciosos y mayores relaciones de Au/Ag de sur a norte.

Sector/manifestación hidrotermal	N	Au ppm	Ag ppm	Au/Ag
ZFMH	67	26.95	6.21	1/0.2
Brecha erup. hidrot.	50	39.50	17.70	1/0.5
Veta Norte	275	1.56	34.7	1/20
La Josefina centro	206	8.05	17.2	1/2
La Josefina sur	15	0.37	29.9	1/80
Piedra Labrada	33	0.85	43.6	1/50
Paredones	39	0.21	4.82	1/23

Cuadro 6-22. Resumen de los resultados promedios por metales preciosos de las principales manifestaciones epitermales de interés económico del sector estudiado. La Josefina centro incluye las vetas Adularia, Ailín, María Belén y Las Latitas. La Josefina sur incluye las vetas Upi, Simona, Lola y Frida.

Los sistemas de vetillas que conforman las estructuras del sector Paredones son poco importantes porque presentan bajos valores tanto en Au como en Ag. Las vetas del sector Piedra Labrada y La Josefina sur arrojan elevados tenores en Ag y metales base, mientras que las estructuras vetiformes de los sectores La Josefina centro y Veta Norte, al igual que algunas manifestaciones superficiales (ZFMH y brechas de erupción hidrotermal), tienen mayores concentraciones de Au.

El predominio del estadio paragenético B en los rellenos hidrotermales de las vetas y vetillas del sector Veta Norte, podría explicar la tendencia que tienen estas estructuras a presentar mayores tenores en Ag. Mientras que el enriquecimiento en Au con respecto a Ag determinado para mineralización del sector La Josefina centro (especialmente como relleno de la veta Ailín) se interpreta debido a que el estadio que caracteriza al relleno de estas estructuras es el de tipo A.

Por su parte, las manifestaciones superficiales presentan valores en As, Sb, Hg y Tl, bastante típicos de su carácter superficial. Asimismo la formación de la ZFMH asociada al sinter silíceo y a las brechas de erupción hidrotermal está acompañada de importantes procesos de mineralización de metales preciosos, donde se destacan los contenidos de Au en relación a Ag. A partir de los datos geoquímicos y la mineralogía descrita precedentemente, se confirma la correlación de esta mineralización con el estadio paragenético A definido para el área La Josefina.

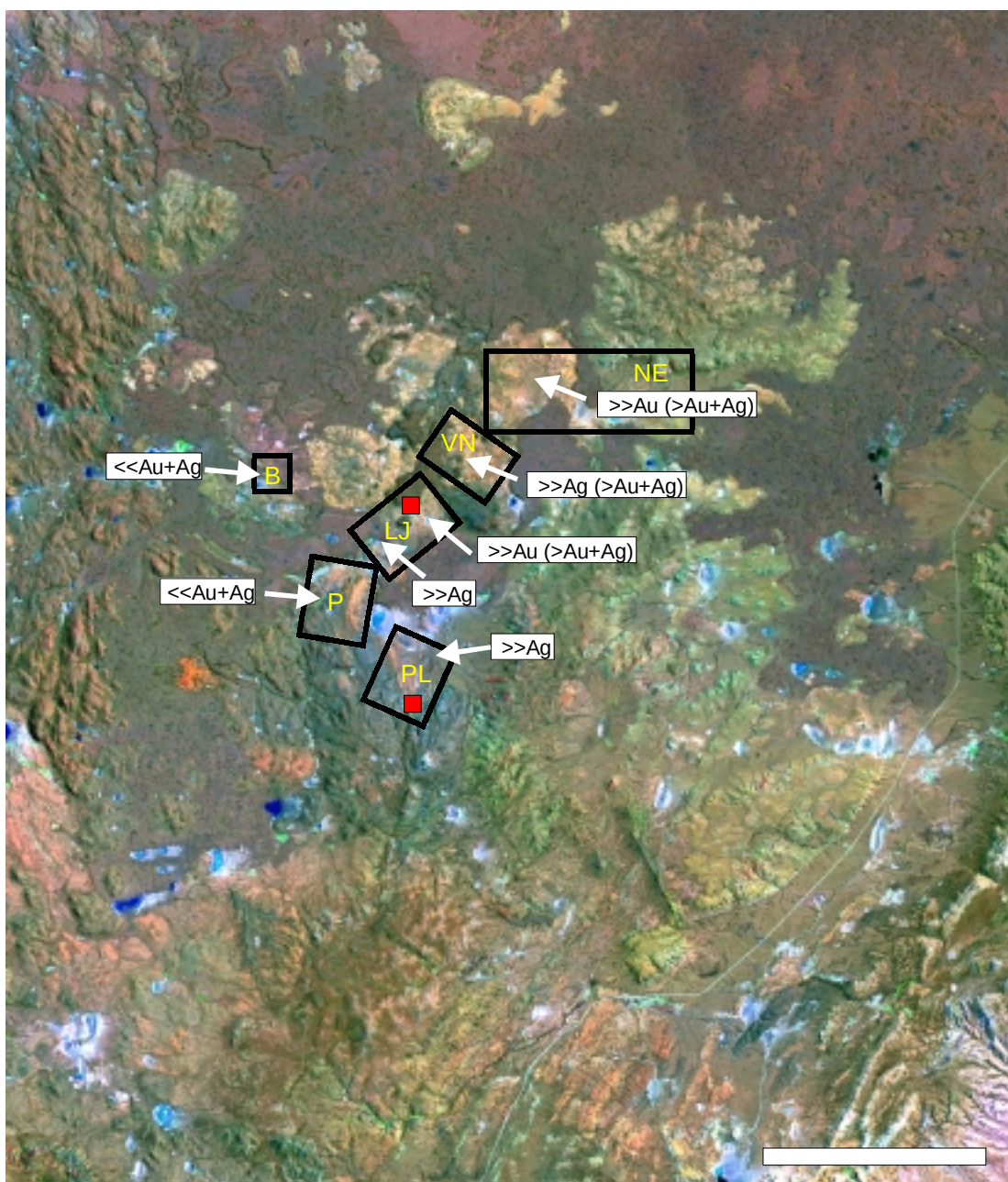


Fig. 6-83. Distribución de los valores geoquímicos promedios de metales preciosos en el área La Josefina.. Sectores PL: Piedra Labrada, P: Paredones, B: Basamento, LJ: La Josefina, VN: Veta Norte, NE: Noreste. Escala 6 Km. Cuadrado rojo: casco de las estancias La Josefina y Piedra Labrada

CAPÍTULO 7

INCLUSIONES FLUIDAS E ISÓTOPOS

Introducción

Todo depósito epitermal necesita de una fase fluida que promueva el transporte y la deposición de las sustancias, por lo tanto el estudio y conocimiento de la naturaleza y evolución de este fluido es la clave para la comprensión y modelización del depósito.

En el capítulo anterior a partir de los minerales, sus composiciones y los arreglos texturales que estos conforman, se caracterizaron los fluidos que precipitaron las mineralizaciones del área estudiada, principalmente como relleno de vetas y vetillas. En este capítulo se presentan los resultados de otros estudios que permiten establecer parámetros que contribuyen a la caracterización de las soluciones. Estos son: estudios realizados sobre inclusiones fluidas en esfalerita y adularia y determinaciones de isótopos estables de O en cuarzo y baritina, isótopos de C en carbonatos y de S en sulfuros y baritina. Además se establecieron las relaciones isotópicas de Pb de pirita, galena y esfalerita.

Metodología y muestras

El estudio microscópico y microtermométrico de inclusiones fluidas de la esfalerita y adularia fue desarrollado en el Laboratorio de Inclusiones Fluidas y Metalogénesis del CDTN-CNEN (Centro de Desenvolvimento de Tecnologia Nuclear) en Belo Horizonte, Brasil.

La mayor parte de las inclusiones fluidas de la esfalerita fueron analizadas utilizando microscopia de infrarrojo con luz infrarroja de longitud de onda igual a 1,2 micrones (método descrito en Rosiére y Rios, 2004). Para la criometría se utilizaron dos platinas de calentamiento-enfriamiento CHAIXMECA y US FLUID INC. (-180°C y $+600^{\circ}\text{C}$), montadas sobre un microscopio Leitz modelo Ortholux, utilizando oculares 12,5x y objetivos Leitz de 2,5x, 16x, 25x y Olympus de larga distancia focal de 50x y 80x. Los estudios en cristales de adularia fueron realizados con luz normal, en una platina de calentamiento-enfriamiento US Fluid INC. (-180°C y $+600^{\circ}\text{C}$).

Fueron determinadas las relaciones de isótopos de oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) de 13 muestras de cuarzo, 2 muestras de baritina provenientes de la veta Cecilia y de vetillas presentes en el Mogote Divisoria (sector Noreste) y las de isótopos de oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) y carbono ($^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$) de 8 muestras de calcita de los estromatolitos de La Josefina. Los análisis se efectuaron en el Servicio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca (España). La extracción del oxígeno se efectuó siguiendo los principios de Clayton y Mayeda (1963) y Friedman y Gleason (1973). El reactivo empleado fue ClF_3 (Borthwick y Harmon, 1982). Las muestras fueron molidas y homogeneizadas, y alrededor de 10 mg fueron cargados en recipientes de reacción de níquel en una línea de vacío y tratadas con ClF_3 en exceso a 650°C durante una noche (mínimo 15 horas) para liberar el oxígeno. El O_2 molecular liberado fue convertido a CO_2 por reacción con una barra de grafito de grado espectrográfico calentado mediante una resistencia

de platino. El CO₂ así generado se mide manométricamente en un volumen conocido, para determinar el rendimiento en extracción. Si éste fue superior al 95% del esperable, se recogió el gas y fue analizado en un espectrómetro de masas Micromass SIRA-II. La precisión obtenida es mejor que $\pm 0,2\%$, basada en análisis repetidos de standards internos e internacionales, así como en el análisis por duplicado de algunas de las muestras. Los resultados se dan en la notación delta habitual referidos a SMOW. El valor obtenido para NBS-28 en el laboratorio citado es $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = + 9,6\%$. Las relaciones isotópicas se expresan a través de la notación convencional como valor delta por mil ($\delta\%$). Los resultados de isótopos de O están dados en relación al SMOW (Standard Mean Ocean Water). Las muestras de calcita fueron analizadas mediante una sonda Láser de tipo Nd:YAG ($\lambda=1060\text{ nm}$) y el patrón utilizado es el PDB (Belemnite de la Formación Pee Dee).

Se analizaron 5 muestras superficiales y 5 muestras de testigos de perforaciones de cuarzo, translúcido, de grano medio a grueso (de hasta 3 cm) provenientes de las vetillas; 2 muestras de cuarzo que forma cristales de hasta 10 cm en una cavidad de 50 x 20 cm dentro de una roca masivamente silicificada en el Cerro del Zorro y 1 muestra de cuarzo de grano fino a medio de las silicificaciones de la Loma del Lejano. Como valor de temperatura del sistema de vetillas, se tomó el determinado para las IF de la adularia que es de 250°C, por tratarse de un mineral que claramente integra la paragénesis determinada para las mineralizaciones y por lo tanto representaría la temperatura de la mineralización; esta temperatura coincide con los datos presentados por Ríos et al (2000) y Schalamuk et al (1999a) para el cuarzo de la ganga. Esto modifica los resultados preliminares propuestos en Moreira et al. (2004b) donde los cálculos se realizaron con los valores de temperatura obtenidos hasta ese momento de 200 °C. Para las muestras del Cerro del Zorro se ha usado una temperatura de 185 °C que es el valor promedio determinado por Ríos et al (2000) para este cuarzo. Para la muestra de la Loma del Lejano que representa una silicificación superficial se ha considerado adecuado emplear los valores de temperatura (100 °C) propuestos por Hedenquist et al (2000) para este tipo de manifestaciones. A partir de las temperaturas establecidas y de los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{Qz}}$ y, utilizando la fórmula de Zheng (1993) para el cuarzo, fueron obtenidos los $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$.

Se analizaron por isótopos de azufre ($\delta^{34}\text{S}$), 7 muestras de sulfuros, de las cuales 5 integran el estadio paragenético de tipo C del sector Veta Norte, otra corresponde a pirita de la Veta Cecilia y otra a pirita que hace de cemento en la brecha hidráulica del sector Noreste. Estas dos últimas corresponden a muestras tomadas de testigos de perforación. Además se estudiaron tres muestras de baritina provenientes de la veta Cecilia, de vetillas presentes en el Mogote Divisoria (sector Noreste) y de la veta Simona. Estas muestras han sido analizadas en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca, España. Se utilizó un espectrómetro de masas de fuente gaseosa, modelo SIRA-II, fabricado por VG-Isotech, equipado con *cold finger*, a través de la línea de extracción de azufre, de alto vacío.

La técnica empleada para el azufre es similar a la descrita por Robinson y Kusakabe (1975). Las muestras fueron molidas y homogeneizadas. Esa mezcla se introduce en una línea de vacío, donde se calcina a 1075°C durante 25 minutos con el objeto de liberar SO₂. Durante la combustión de muestras naturales es habitual que se formen SO₃ y otros contaminantes, tales como H₂O y CO₂. El SO₃ se convierte en SO₂ mediante reducción en caliente (750°C) sobre Cu metálico (calidad electrolítica). El agua es atrapada por métodos criogénicos, y CO₂ y SO₂ se separan mediante destilación fraccionada por medio de n-pentano inmerso en nitrógeno líquido. El SO₂ puro se mide por medios manométricos, y aquellas muestras cuyo rendimiento sea satisfactorio, se recogen para análisis isotópico. Las relaciones isotópicas se expresan a través de la notación normal, como valor delta por mil (δ ‰), con un error analítico de ± 0.27 por mil, dándose los resultados en relación al standard CDT (Troilita del meteorito del Cañón del Diablo).

Se estudiaron las relaciones isotópicas de Pb en seis muestras de sulfuros provenientes de las vetas y vetillas del sector Veta Norte. Las determinaciones isotópicas fueron realizadas en el Laboratorio Pará-Iso del Instituto de Geociencias de la Universidad Federal do Pará (Belém, Brasil) y en el Instituto de Geociencias, Universidad de Sao Pablo (Brasil). Los sulfuros fueron pre-concentrados con el separador magnético Frantz del Centro de Investigaciones Geológicas de la Universidad Nacional de La Plata (CIG-CONICET) y finalmente seleccionados bajo lupa binocular. Para la separación química se usaron ácidos bi-destilados y agua cuatri-destilada. El Pb fue extraído y purificado mediante técnicas de intercambio iónico, usando resinas HBr-ClH convencionales. Las muestras fueron montadas con un gel silicio en ácido fosfórico diluido sobre filamentos simples de renio. La composición isotópica se determinó en un espectrómetro de masa VG con una colectora multicanal multiestática.

7-1. ESTUDIO DE INCLUSIONES FLUIDAS

Introducción

La mayoría de los minerales se forman en un medio acuoso, por lo que partes mínimas de estos líquidos pueden quedar atrapadas en su interior durante las etapas de crecimiento cristalino. Las inclusiones fluidas, por lo tanto, pueden proporcionar una información muy valiosa en el estudio de los depósitos epitermales, permitiendo conocer la temperatura y composición química de los fluidos hidrotermales y posibilitando la obtención de datos de presión y profundidad a las cuales se han formado.

En el presente trabajo se han considerado las inclusiones fluidas presentes en cristales de esfalerita y adularia. Como ya se mencionó en el capítulo 6, si bien el cuarzo es el principal mineral de relleno de las estructuras hidrotermales, gran parte de este mineral es el producto de recristalización de sílice amorfa, presentando solamente inclusiones fluidas secundarias, que no pueden ser usadas en forma directa para establecer las condiciones de los fluidos asociados a los metales preciosos (Sander y Black, 1988). Sin embargo se han tenido en cuenta los estudios realizados por Fuzikawa et al. (1998) y Ríos et al. (2000) en algunos cuarzos y en baritina de las vetas del sector estudiado.

Parte de los resultados de los estudios de inclusiones fluidas de la presente investigación fueron preliminarmente publicados por Moreira et al. (2004a).

Resultados

Esfalerita

La esfalerita es un mineral que está presente en varias de las TR descritas para las vetas del área La Josefina, pero predomina junto con la galena en el estadio paragenético de tipo C (TR 14). Las inclusiones fluidas analizadas provienen de muestras de vetillas asociadas a las vetas Amanda y Cecilia que corresponden a dicho estadio paragenético. La esfalerita en este tipo de texturas se presenta como grandes cristales euhedrales, frecuentemente zonados y transparentes. Esta última característica permitió una buena visualización de las inclusiones fluidas intracristalinas que son de dos tipos: primarias y secundarias. Las primarias son las originadas durante la cristalización del mineral, por lo que el fluido entrampado es el mismo que dio origen a los cristales de esfalerita.

Las inclusiones fluidas primarias forman grupos sin relación notable con microfracturas (Fig. 7-1 y 7-2). Estas inclusiones son bifásicas con un 15-25% en volumen de gas respecto al líquido. La morfología de las cavidades es de regular a levemente elongada, semiredondeadas y semirectangulares. Los tamaños varían entre 10 y 20 micrones. La fusión del hielo se produjo entre -2 a 1 °C, correspondiéndoles salinidades de 1.7 a 3.4 % equivalente en peso de NaCl. La temperatura de homogeneización tiene lugar entre 190 y 200 °C.

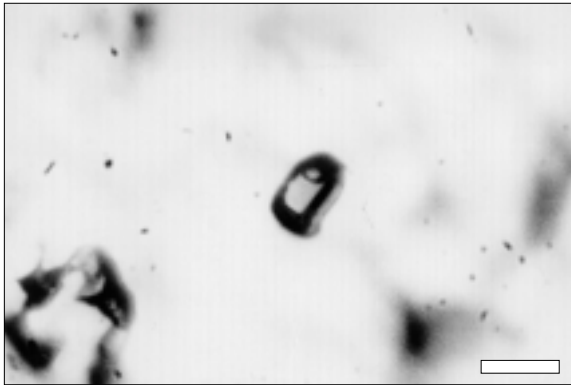


Fig. 7-1. Inclusiones fluidas primarias. Barra 10 micrones.

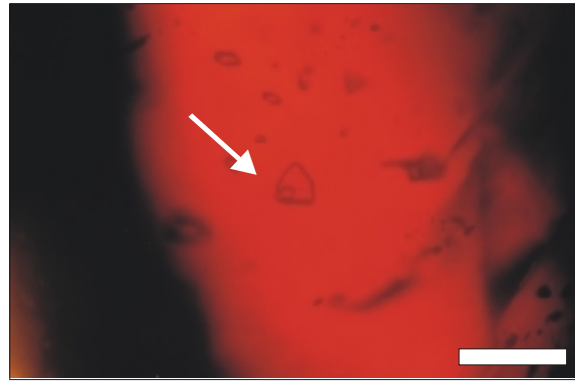


Fig. 7-2. Inclusiones fluidas primarias. Barra 30 micrones.

Por su parte, las inclusiones fluidas secundarias son bifásicas con un 3-5% en volumen de gas respecto al líquido (Fig. 7-3). La morfología de las cavidades es irregular. Los tamaños

van desde 25 a 40 micrones. La fusión del hielo se produjo aproximadamente a los 0.0 °C, correspondiéndole salinidades de 0 % equivalente en peso de NaCl. La temperatura de homogeneización tiene lugar a temperaturas menores a los 120 °C.

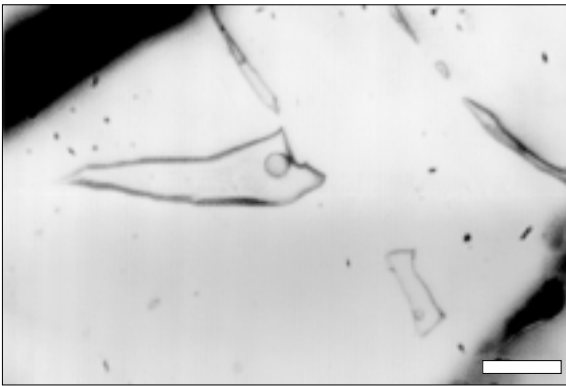


Fig. 7-3. Inclusiones fluidas secundarias en esfalerita. Barra 20 micrones.

Adularia

La adularia analizada corresponde a cristales euhedrales de forma rómbica que forman parte del relleno de la veta Adularia. Este mineral, como todos los feldespatos, se caracteriza por poseer inclusiones fluidas de pequeño tamaño, generalmente menores a la resolución del equipo óptico utilizado. Sin embargo, las inclusiones fluidas en estos cristales de adularia, aunque escasas, tienen tamaños de hasta 50 μm , que permitieron efectuar mediciones microtermométricas. Son primarias de tipo bifásicas con una fase líquida abundante que rodea a una pequeña fase gaseosa que ocupa aproximadamente el 20% de la inclusión. Su disposición es aislada y tienen forma de cristal negativo (Fig. 7-4 y 7-5).

Estas inclusiones fluidas primarias se formaron durante la cristalización del mineral, por lo que el fluido atrapado es el mismo que dio origen a los cristales de adularia. Como se interpreta que esta adularia estaba precipitando junto con los metales preciosos (estadio paragenético B: TR 5), el estudio de dicho fluido podría indicar las condiciones durante la

precipitación. Las inclusiones secundarias son las que se entrapan en algún momento posterior a la formación del cristal, generalmente a lo largo de planos de fractura o debilidad; éstas, aunque importantes en ciertas ocasiones, no han sido analizadas en este caso, circunscribiéndose el estudio a las inclusiones primarias.

Los valores de salinidad calculados a partir de las temperaturas de fusión de hielo obtenidas, arrojaron valores que rondan los 4.6% en peso eq. NaCl y las temperaturas de homogeneización están en el rango de 250-270°C. Los datos obtenidos son muy consistentes, no hay dispersiones, o sea el mineral probablemente terminó de precipitar a esa temperatura y esa salinidad.

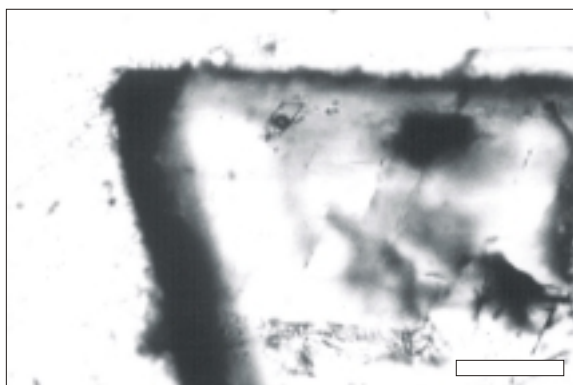


Fig. 7-4. Inclusiones fluidas primarias en cristal rómbico de adularia. Barra 150 micrones.

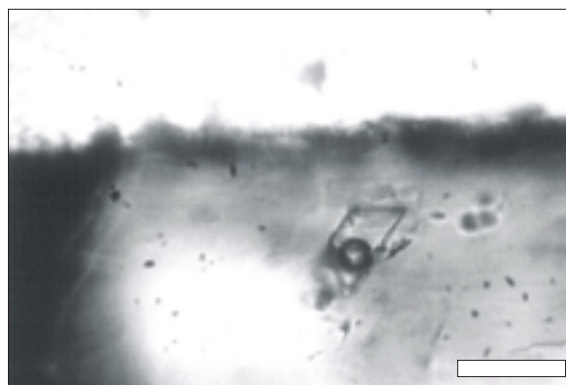


Fig. 7-5. Detalle de inclusión fluida primaria en cristal de adularia. Barra 50 micrones.

Temperatura y composición de los fluidos hidrotermales

Las temperaturas de homogeneización medidas y las salinidades calculadas, arrojaron valores que se encuentran dentro del rango esperado para este tipo de depósitos (Cuadro 7-1).

La salinidad real se calcula a partir de la determinación de CO₂ presente, que generalmente escapa a los límites de detección de muchos de los análisis realizados al estudiar inclusiones fluidas. Pero es importante ya que produce una marcada disminución en la temperatura de fusión del hielo, sugiriendo salinidades aparentes mucho mayores de las que realmente están presentes (Hedenquist y Henley, 1985).

Calcita y adularia son comúnmente observadas en la zona de ebullición de sistemas geotermales (Ellis, 1979; Browne, 1978), por lo que se utilizan como prueba de la existencia de este proceso en sistemas epitermales, que además produce la pérdida de CO₂ del fluido. La presencia de estos minerales en los estadios tempranos de la mineralización del área La Josefina, sugiere que la cantidad de CO₂ en los fluidos ha sido mínima, por lo que las temperaturas de fusión del hielo medidas estarían enteramente controladas por las sales disueltas, resultando la salinidad aparente muy cercana a la real. Asimismo Ríos et al. (2000) indican que no detectaron estos gases en las inclusiones fluidas de cuarzo estudiadas con

microsonda laser Raman y además mencionan que en las inclusiones fluidas que estudiaron correspondientes a los cuarzos I y II, hay evidencias indirectas de ebullición.

	Sist. geoterm ales*	Dep.epit Au-Ag*	Dep. epit. Macizo del Deseado**	La Josefina				
mineral			cuarzo	Cuarzo I ***	Cuarzo II ***	Baritina ***	Esf. +	Ad. +
Th (°C)	100-350	200-310	130-320	220-280	210-290 170-200	<100	190-200	250-270
Sal. aparente (% eq. NaCl)	0.2 a >3	0 a 8 (1.6)	0.18-8	9.2-15	0.0-5.8	4-5	1.7-3.4	4.6
Sal. Real (% eq. NaCl)	0.1-3	0 a 2 (<1)	nd	nd	nd	nd	nd	nd

Cuadro 7-1. Datos extraídos de *Hedenquist y Henley, 1985; ** Ríos et al., 1994; Schalamuk et al., 1995a; Schalamuk et al., 1995b; Schalamuk et al., 1997; Schalamuk et al., 1998b; Echavarría, 1997, Schalamuk et al., 1999c y Guido, 2002; *** Ríos et al., 2000; + datos de este trabajo; nd: no determinado.

La adularia y la esfalerita se formaron a partir de fluidos de baja salinidad, acuo-salinos (H₂O-NaCl) y a una temperatura aproximada entre 250-270 °C y 190-200 °C, respectivamente. Al ser minerales precipitados en depósitos epitermales, se considera su formación en ambientes someros, sometidos a presiones bajas, por lo cual las temperaturas de homogeneización corresponden, o están muy cercanas, a las temperaturas de entrapamiento. Asimismo, Ríos et al. (2000) proponen, utilizando el sistema Na₂O-(KCl)-H₂O que el cuarzo se ha formado bajo un rango mínimo de presión de entre 9 a 36 bars, indicando condiciones casi superficiales.

Los datos obtenidos a partir de la adularia están de acuerdo con el cuarzo de tipo II más temprano estudiado por Ríos et al. (2000) y reflejan las condiciones bajo las cuales tuvo lugar la precipitación del estadio paragenético de tipo B y probablemente de tipo A. Si bien en este trabajo no se determinaron datos de IF del estadio paragenético A, Ríos et al. (2000), estudiaron el cuarzo asociado a espectralita en la veta Ailín al que denominan de tipo I y caracterizan como formado a partir de un fluido con un amplio rango de temperatura que va de 220 a 280 °C y salinidades levemente elevadas (9.5 a 15 % eq. en peso de ClNa).

Se interpreta que la esfalerita estudiada se correlacionaría con el cuarzo tipo II más tardío determinado por Ríos et al. (2000). Por lo tanto estas serían las condiciones bajo las cuales ha precipitado el estadio paragenético C.

Por último se reconoce un último estadio de precipitación mineral principalmente compuesto por baritina que según Ríos et al. (2000) cristalizó a partir de fluidos de muy baja salinidad probablemente más fríos con temperaturas menores a los 100 °C.

3-2. ESTUDIOS DE ISÓTOPOS ESTABLES

Introducción

El estudio de isótopos estables constituye un aspecto importante de la caracterización de un depósito mineral porque aporta información acerca del origen y evolución de los fluidos hidrotermales, y sobre las condiciones físico-químicas en las que precipitó la mineralización.

En esta sección se presentan los estudios isotópicos realizados, cuyos resultados permiten ajustar las características de los fluidos que dieron lugar a las mineralizaciones del sector estudiado. Parte de estos datos fueron publicados preliminarmente por Moreira et al. (2004b).

Resultados y análisis de los resultados

Isótopos de oxígeno y carbono de cuarzo y calcita

En el cuadro 7-2 se presentan los valores obtenidos para el $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ del cuarzo y sus respectivos $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de los fluidos en equilibrio con el cuarzo y en el cuadro 7-3 los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ de la calcita del calcáreo estromatolítico.

Debe mencionarse que en una faja de unos 12 km de extensión entre las estancias Piedra Labrada y La Josefina, los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de los fluidos disminuyen ligeramente de sur a norte. Mientras que en el sector Veta Norte los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de los fluidos muestran la mayor variabilidad tanto en muestras de superficie como profundas.

Sector	Veta/vetillas	prof.	Nº muestra	Min	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} \text{‰}$	T (°C)	$\delta^{18}\text{O H}_2\text{O}_{\text{SMOW}} \text{‰}$
Veta Norte	Cecilia	30 m	1672	qz	3.6	250	-4.37
	Cecilia	15 m	1696	qz	8.1	250	0.13
	vetillas aisladas	sup.	51	qz	5.2	250	-2.77
	vetillas aisladas	sup.	52-1	qz	6.4	250	-1.57
La Josefina	vetillas aisladas	sup.	1857	qz	3	250	-4.97
	Ailín	sup.	1858	qz	3.3	250	-4.67
	Ailín	sup.	1858 A	qz	3.5	250	-4.47
	Upi	sup.	55 A	qz	4.5	250	-3.47
	Upi	sup.	55	qz	4.5	250	-3.47
Piedra Labrada	PL4	sup.	58	qz	6	250	-1.97
Noreste	vetillas en Cerro del Zorro	sup.	Sub 1	qz	4.9	185	-7.74
		sup.	Sub 2	qz	4.8	185	-7.84
	Loma del Lejano	sup.	44	qz	10.1	100	-11

Cuadro 7-2. Isótopos de oxígeno en muestras de cuarzo de las manifestaciones de La Josefina

Nº muestra	Mineral	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ‰
1853	calcita	2.001	-10.494	20.09
1853-1	calcita	-0.494	-14.351	16.12
1853-2	calcita	0.969	-8.405	22.25
1853-3	calcita	-1.853	-10.352	20.24
1853-4	calcita	-2.724	-9.612	21.00
1853-5	calcita	-0.378	-12.080	18.46
1853-6	calcita	0.057	-11.971	18.57
1853-7	calcita	4.754	-10.640	19.94

Cuadro 7-3. Isótopos de carbono y oxígeno de calcita del calcáreo estromatolítico de La Josefina.

Análisis de los resultados

El rango de todos los valores isotópicos de oxígeno de los fluidos (-11 ‰ a 0.13‰) ha sido graficado en un diagrama $\delta^{18}\text{O}$ versus δD , donde resulta clara la afinidad de estos con las aguas meteóricas (Fig. 7-6) y concuerda con la composición propuesta por Cooke y Simmons (2000) para fluidos de depósitos epitermales de baja sulfuración.

A partir de la disminución de los valores $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de los fluidos del sistema de vetillas, se podría interpretar que hacia el norte el aporte de aguas meteóricas fue más importante aunque debe considerarse que esto es una relativa tendencia ya que los datos del sector Veta Norte (muestras 1672, 1696, 51 y 52.1) indicarían que la variabilidad de la composición isotópica de los fluidos en el área estudiada es mayor.

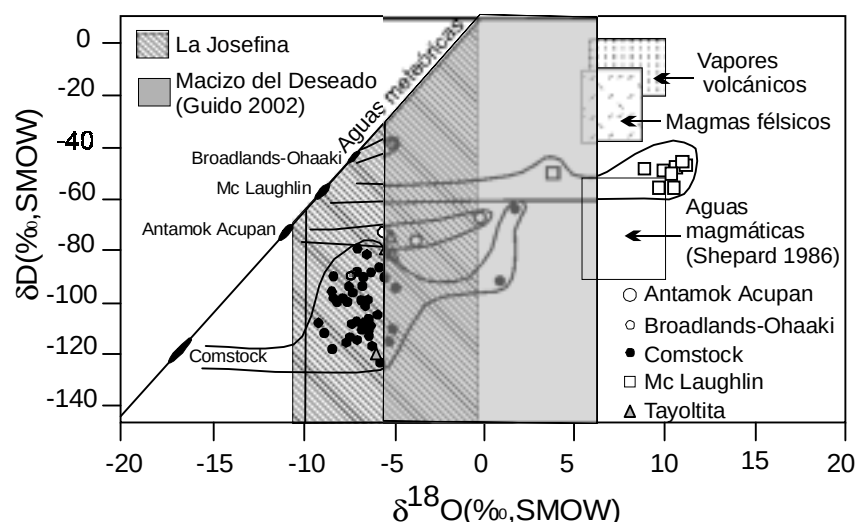


Fig. 7-6. Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ ‰ de los fluidos versus δH ‰ donde se ubica los fluidos del área estudiada. (modificado de Cooke y Simmons, 2000).

Los datos obtenidos del $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ de los fluidos en equilibrio con el cuarzo del sistema de vetas y vetillas de La Josefina (-4.97 a 0.13 ‰) están en el rango de los valores determinados para otros sectores del Macizo del Deseado como los que indica Schalamuk et al (1998 y 1999b) para el Distrito Manantial Espejo (-6.4 a 2.8 ‰), Echavarría (1997) para las

vetas epitermales de El Dorado-Monserrat (−3.11 a −1.9 ‰) y Schalamuk et al (1999a) para el área de Bajo Pobre (−3.5 a 2 ‰). Por otra parte, la composición isotópica de los fluidos en La Josefina es menor que las calculadas por Schalamuk et al (1999a) para el Yacimiento Cerro Vanguardia (1.5 a 5 ‰) y en parte es mayor que las obtenidas por Guido (2002) para las manifestaciones del sector oriental del Macizo del Deseado con valores de entre −3.05 a −9.94 ‰ (Fig. 7-7).

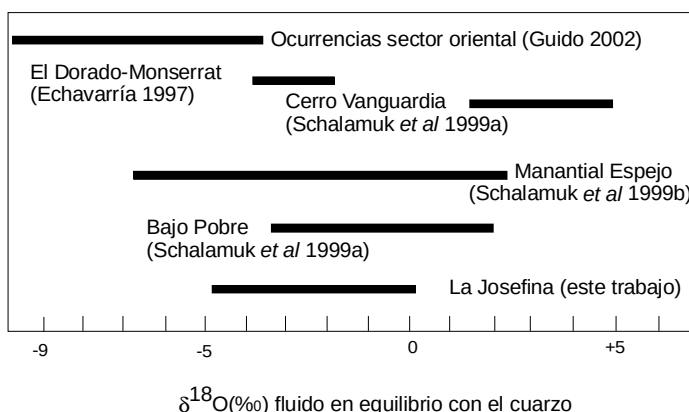


Fig. 7-7. Diagrama de los $\delta^{18}\text{O}$ ‰ de los fluidos de las vetas de diferentes manifestaciones epitermales del Macizo del Deseado.

En un trabajo previo, Schalamuk et al (1999a) obtuvo valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ del cuarzo de 12.8 a 14.7 ‰ que son claramente más altos que los determinados en este trabajo (3 a 8.1 ‰).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del cuarzo en el Cerro del Zorro quedan comprendidos en el rango determinado para los sistemas de vetillas de La Josefina (4.8 y 4.9 ‰). Una posible explicación es que los cristales de cuarzo que tapizan cavidades se formaron a partir de fluidos de mayor temperatura que circularon previamente a la alteración producida por aguas ácidas calentadas por vapor: Esto coincide con lo interpretado para estos sectores a partir del análisis mineralógico y geoquímico (capítulo 6).

El valor obtenido $\delta^{18}\text{O}$ del cuarzo de la silicificación encontrada en la Loma del Lejano (10.1 ‰) se aproxima al valor que Guido et al. (2001) determinaron para el sinter silíceo de La Josefina (12.8 ‰). Asimismo estos autores determinaron para otros sinters silíceos del Macizo del Deseado (La Marciana y San Agustín) un intervalo de valores que va desde 7.9 a 20.8 ‰ y Schalamuk et al (1999c) en el sinter de El Macanudo, de 19.2 a 21.2 ‰ (Fig. 7-8). Según Ewers (1991) estos valores tan altos de oxígeno en rocas silicificadas indican la ocurrencia de un proceso de baja temperatura en ambientes someros.

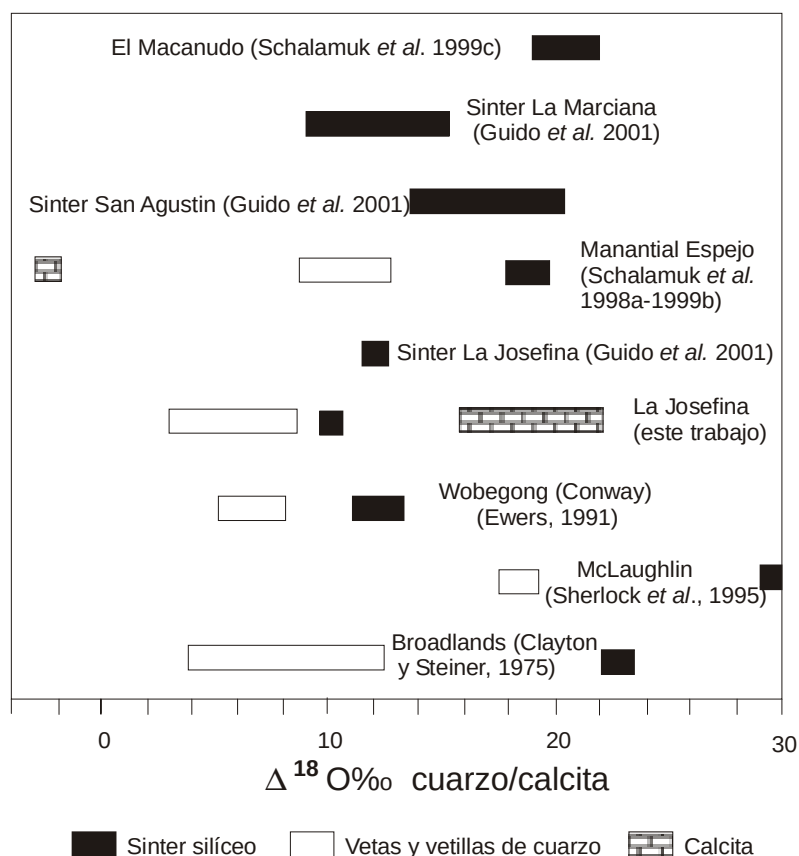


Fig. 7-9. Resumen de los resultados isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ ‰ de las manifestaciones epitermales del Macizo del Deseado y otros depósitos del mundo.

A partir de los datos presentados en este trabajo podemos interpretar que en La Josefina se produce un enriquecimiento en el isótopo pesado de oxígeno desde los sistemas de vetillas y los cristales de cuarzo de la cavidad del cerro del Zorro hacia las manifestaciones superficiales como la Loma del Lejano. Sherlock et al. (1995) proponen un proceso similar para el depósito McLaughlin donde se produce un importante decrecimiento en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ con la profundidad, debido al efecto de la temperatura. Son numerosos los ejemplos de estos enriquecimientos que se producen en sistemas geotermales entre las soluciones que precipitan el cuarzo de las vetas en profundidad y las que forman los precipitados y/o reemplazos silíceos superficiales. Algunos ejemplos son los que reportan Clayton y Steiner (1975) para Broadlands-Wairakei en Nueva Zelanda y Ewers (1991) para Wobegong en Australia. Asimismo en el Macizo del Deseado para el Distrito Manantial Espejo (Schalamuk et al. 1999b) señalan valores de $\delta^{18}\text{O}$ de 18.2 a 19.3 ‰ para el sinter, significativamente más ricos en el isótopo pesado del oxígeno que los valores de 8.8 a 15.7 ‰ para el cuarzo de la Veta María (Fig. 7-9).

Por otra parte los valores de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ en la calcita del calcáreo estromatolítico concuerdan con los obtenidos por Simmons y Christenson (1994) en la aragonita superficial (Br6) de Nueva Zelanda (Fig. 7-10). Asimismo a partir de este gráfico puede interpretarse que las aguas a partir de las cuales precipitaron los carbonatos de La Josefina tuvieron HCO_3^- como especie dominante. Los valores de la calcita de La Josefina son

distintos a otros del Macizo del Deseado como los obtenidos por Schalamuk et al (1998a) para la calcita de Manantial Espejo (promedio $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ -8.3‰ y $^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ -3.8‰). Esto se debería a

que la calcita de Manantial Espejo proviene de las vetas y coincide con los valores dados por Simmons y Christenson (1994) para la “*platy*” calcita de Nueva Zelandia, en cambio el calcáreo de La Josefina provendría de los carbonatos precipitados en superficie.

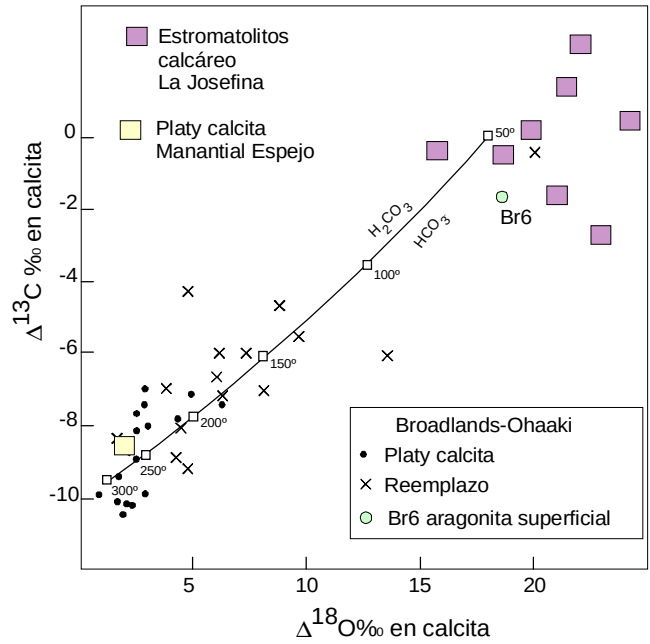


Fig. 7-10. Diagrama de $\delta^{13}\text{C}$ ‰ y $\delta^{18}\text{O}$ ‰ de calcita modificado de Simmons y Christenson (1994).

Isótopos de azufre

Los resultados se muestran en el cuadro 7-4, junto con los valores de $\delta^{34}\text{S}$ fluido calculados para los diferentes minerales. Estos cálculos se realizaron mediante la fórmula de Ohmoto y Rye (1979), a una temperatura de 200 °C que es la determinada en las IF de esfalerita, considerada la temperatura de este pulso de mineralización.

Sector	Estructura	Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{min}}$ ‰	Th (°C)	$\delta^{34}\text{S}$ fluido ‰
Veta Norte	TR 14	esfalerita	13.1	200	12.65
		esfalerita	2.1	200	1.65
		esfalerita	2	200	1.55
		galena	1.3	200	4.11
		pirita	3.8	200	2.01
	Veta Cecilia	pirita	3.1	200	1.31
NE	brecha hidráulica	pirita	2.7	200	0.91

Cuadro 7-4. Resultados de los isótopos de S en los sulfuros de La Josefina.

Análisis de los resultados

Los valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{mineral}}$ varían entre 1.3 ‰ y 3.8‰ y los de $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluido}}$ entre 0.91‰ y 4.11‰. Salvo una muestra de esfalerita con relaciones más altas. Estos valores son próximos a 0‰, e indican un origen magmático (con escasa actividad supergénica) para el S que conforma el H_2S de los fluidos hidrotermales.

El rango de valores de isótopos de S encontrados en La Josefina, coincide con los obtenidos por Echavarría (1997), Schalamuk et al. (1998a, 1999a), Guido (2002) y Jovic et al. (2004) en otros sectores del Macizo del Deseado y también con los que arrojan otros depósitos epitermales (Fig. 7-11). Esto sugiere la estrecha vinculación entre estas manifestaciones epitermales con el volcanismo Jurásico del Macizo del Deseado (Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre).

El valor tan alto en la muestra de esfalerita, si bien está dentro del rango de valores esperados para depósitos epitermales (Bethke et al., 1976), claramente se aparta del conjunto general de valores para las vetas y podría estar indicando condiciones de precipitación algo diferentes, tales como cambio en el pH de los fluidos por la interacción con las rocas volcánicas.

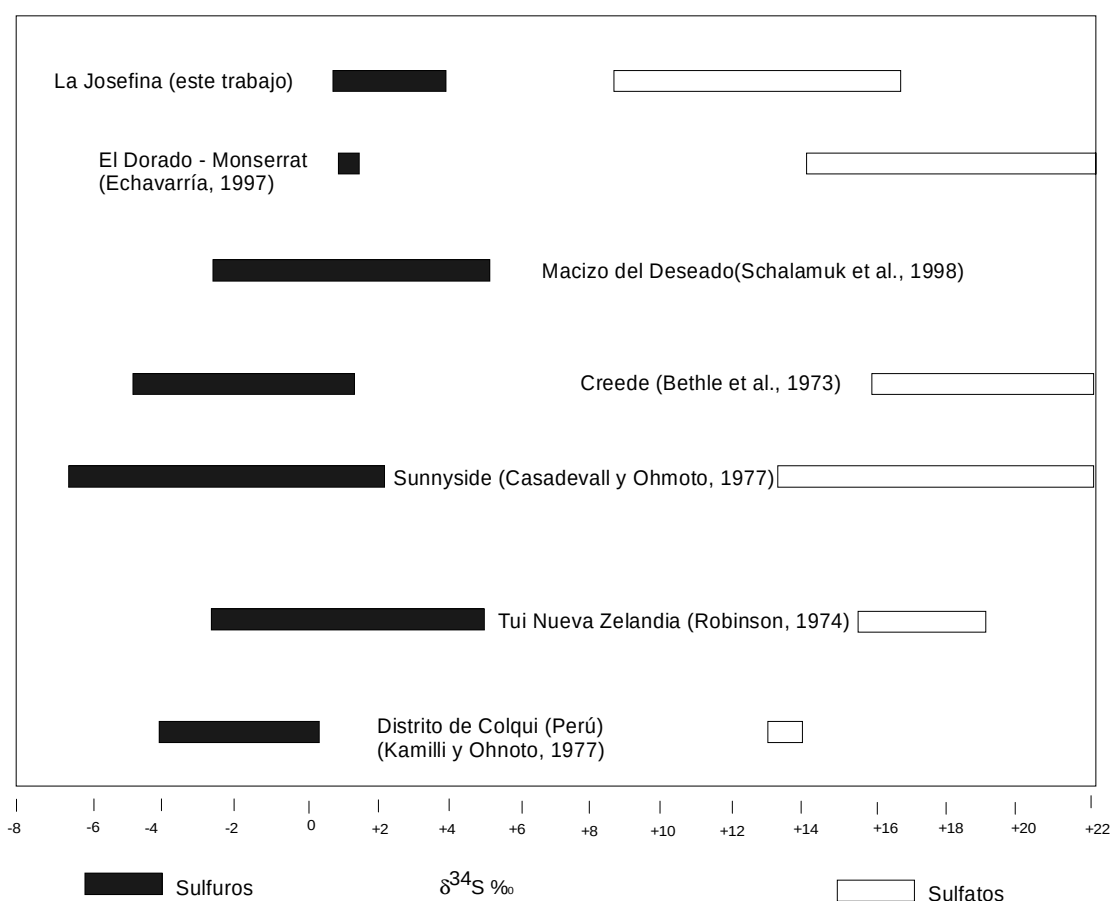


Fig. 7-11. Resumen de los resultados isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ en manifestaciones epitermales de tipo baja sulfuración.

Isótopos de azufre y oxígeno en baritina

Durante las reacciones de precipitación de sulfatos, los fraccionamientos isotópicos son muy pequeños, por lo que pueden considerarse prácticamente nulos. Por esto las

composiciones isotópicas medidas en las baritinas pueden considerarse idénticas a las del fluido a partir del cual precipitan.

En el cuadro 7-5 se presentan los resultados de los análisis isotópicos realizados en baritina de los diferentes sectores del área La Josefina.

Veta	Mineral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{min}} \text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{smow}} \text{‰}$
Simona	baritina	14.5	nd
Cecilia	baritina	12.2	5.3
Vetillas Mogote Divisoria	baritina	17.1	25
	baritina	8.9	nd

Cuadro 7-5. Resultados de isótopos en baritina. nd: no determinada.

Análisis de los resultados

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ hallados en las baritinas son diferentes y estarían reflejando el mismo enriquecimiento en el isótopo pesado de oxígeno que se observó para el cuarzo desde los sistemas de vetas hacia las manifestaciones superficiales. La muestra proveniente del Mogote Divisoria, vinculada con el sinter silíceo, arrojó valores claramente más elevados que la baritina de la veta Cecilia, cuyo valor está de acuerdo con las relaciones determinadas para el cuarzo de esta misma estructura.

Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ (8.9 a 17.1 ‰), presentan un notorio enriquecimiento con respecto a los valores determinados para los sulfuros (Fig. 7-11). Las dos especies portadoras de azufre que, con distintos grados de oxidación, se hallan en los fluidos hidrotermales son el H_2S y el SO_2 ; entre ellas ocurre un intercambio isotópico, resultando en un enriquecimiento de ^{34}S en el SO_2 . El H_2S posee una oxidación muy limitada, siendo el SO_2 enriquecido en el isótopo pesado el que finalmente es oxidado a $\text{SO}_4^{=}$, para formar baritina. Como es lógico de esperar el H_2S del fluido en equilibrio con la baritina se encuentra empobrecido en ^{34}S .

Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ hallados en los sulfatos de La Josefina y su enriquecimiento en $\delta^{34}\text{S}$ con respecto a los de los sulfuros, están de acuerdo con los valores determinados para otros depósitos epitermales (Fig. 7-11).

7-3. ISÓTOPOS DE PLOMO

Introducción

Los isótopos radiogénicos de plomo son usados en la caracterización de un depósito hidrotermal para conocer la fuente de los metales y para estudiar la interacción de las soluciones mineralizantes con las rocas hospedantes.

El objetivo de esta sección es presentar los resultados de las relaciones de isótopos de plomo estudiadas en algunos sulfuros de las mineralizaciones del área la Josefina.

Las relaciones isotópicas de plomo de las manifestaciones epitermales del Macizo del Deseado son poco conocidas. Schalamuk et al. (1997) presentan 5 determinaciones isotópicas de Pb de galena (Cerro Vanguardia, Manantial Espejo y La Sarita), que muestran valores isotópicos entre 18.48-18.72, 15.73-15.95 y 38.70-39.53 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, respectivamente. Estos autores determinaron en una galena del área La Josefina, valores de 18.54 de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15.73 de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y 38.70 de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Resultados

Los resultados obtenidos se resumen en el cuadro 7-6 y fueron plotados en los diagramas de Zartman y Doe (1981) de la figura 7-12. Las relaciones isotópicas obtenidas a partir de pirita y esfalerita arrojaron valores promedios de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 18.47, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 15.67 y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$: 38.58.

	Tipo de relleno (TR)	muestra	lab.	mineral	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
Veta Norte	TR 14	1681	BH	sph	18.541	15.762	38.769
	Disem en ign	1693-A	BH	py	18.416	15.633	38.46
	TR 5	1678-A	BH	py	18.496	15.68	38.611
	TR 5	1677	SP	py	18.436	15.628	38.494
	TR 5	1678-B	SP	py	18.443	15.632	38.483
	Disem en ign	1693-B	SP	py	18.479	15.693	38.681

Cuadro 7-6. Composiciones isotópicas de Pb de los sulfuros en el área La Josefina. Sph: esfalerita, py: pirita, BH (Laboratorio Bello Horizonte) y SP (Laboratorio de San Pablo). Sph: esfalerita. Py: pirita.

Análisis de los resultados

Los valores isotópicos de Pb obtenidos a partir de los sulfuros de las mineralizaciones del área estudiada son similares a aquellos determinados para las volcanitas jurásicas de las Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre (capítulo 3), aunque revelan condiciones ligeramente más radiogénicas que las de estas rocas volcánicas hospedantes. Esta distribución que acompaña a la curva del orógeno del modelo de Zartman y Doe (1981), sugiere que varias son

la fuentes que han aportado el Pb (tanto manto como corteza), pero revela una cierta tendencia a una mayor influencia de la corteza superior.

Los isótopos de plomo de galena determinados por Schalamuk et al. (1997), aunque arrojaron valores ligeramente más altos, no muestran diferencias significativas con respecto a la pirita y esfalerita estudiada en este trabajo.

Los datos obtenidos estarían indicando que las unidades originadas por el volcanismo jurásico (Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre) están genéticamente relacionadas a las manifestaciones epitermales Au-Ag. Esta interpretación está de acuerdo con lo propuesto por Fernández et al. (1999) para el área La Josefina, sobre la base de la determinación de las relaciones isotópicas iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de baritina (0.70695 a 0.70719) que coinciden con las

determinadas tanto para las rocas volcánicas alteradas como para las no alteradas. Estos autores proponen que estos resultados permiten interpretar que el fluido ha sufrido una fuerte interacción con las rocas de caja y/o que el Sr, y posiblemente el oro, provengan de una fuente homogénea, que probablemente sea las rocas volcánicas que alojan las mineralizaciones.

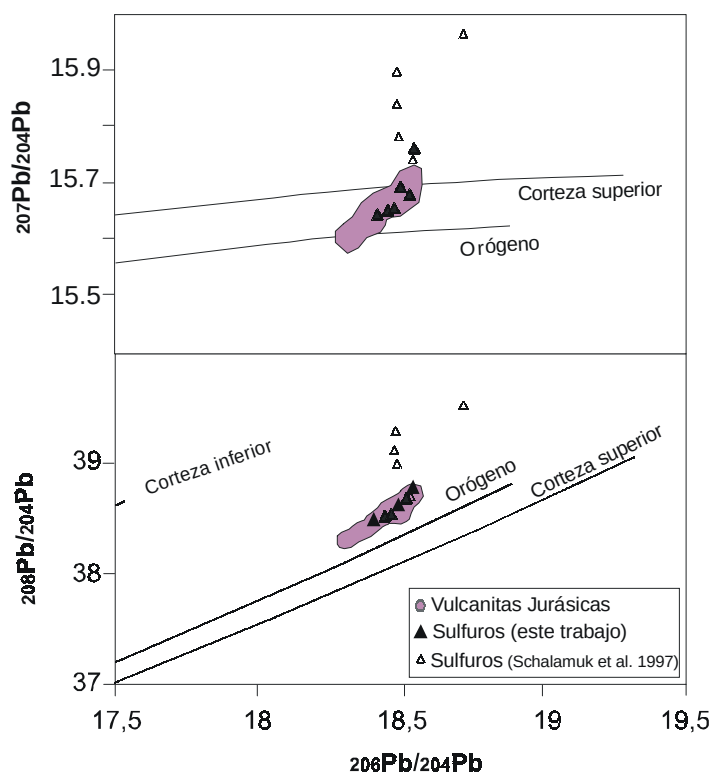


Fig. 7-12. Diagramas con las relaciones $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de los sulfuros de las mineralizaciones del área La Josefina.

CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

Introducción

El conjunto de la información obtenida en el transcurso de esta investigación, permite sintetizar, a modo de conclusiones, los principales eventos geológicos, su evolución, el desarrollo del sistema geotermal que dio lugar a las mineralizaciones Au-Ag y su vinculación con la actividad volcánica y tectónica, como una serie de procesos eslabonados acaecidos en esta región central del Macizo del Deseado.

Evolución geológica

Los comienzos de la historia geológica de este sector del Macizo del Deseado estarían representados por los protolitos sedimentarios, volcánicos y exhalativos que conforman las rocas de la **Formación La Modesta** (Fig. 8-1). Estas unidades litológicas se depositaron en una cuenca de antearco de tipo protopacífica, que comenzó a desarrollarse a medida que se fue exhumando el Complejo Río Deseado hacia el este. La región evolucionó a un sistema de cuencas abiertas hacia el Pacífico desde el Silúrico-Devónico, edad máxima de sedimentación propuesta para la Formación La Modesta en esta investigación, hasta rocas más jóvenes hacia el margen pacífico (Formaciones Bahía La Lancha y Río Lácteo). Estas cuencas se fueron acrecionando al borde sudoeste de Gondwana, posiblemente hasta el Pérmico temprano (Hervé, 1988).

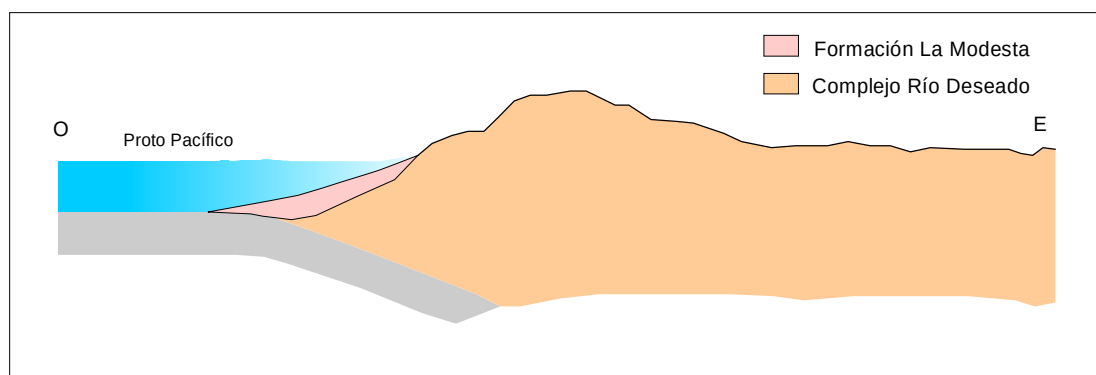


Fig. 8-1. Esquema del ambiente tectónico Silúrico-Devónico (Modificado de Moreira et al. 2005).

Luego, desde el Pérmico-Triásico al Jurásico medio-Cretácico inferior, el régimen de subducción lenta a muy lenta en el margen occidental y el inicio de la apertura del Atlántico, combinado con la presencia de una anomalía térmica vinculada a la pluma Karoo-Antártico-Tasmania, fueron las causas de un período prolongado de extensión cortical que generó el intenso **volcanismo** de arco y retroarco **de edad jurásica media a superior**. Los productos de

este volcanismo son los rasgos más típicos del Macizo del Deseado y específicamente para el área La Josefina están representados por una amplia variedad litológica.

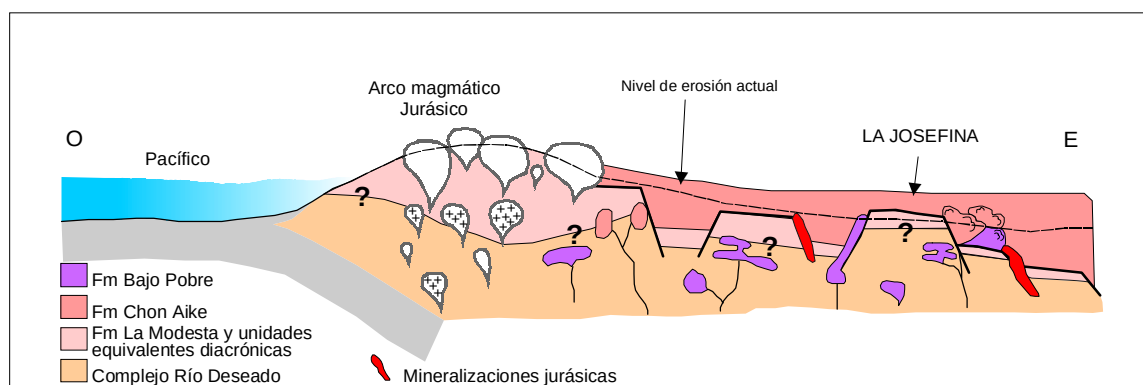


Fig. 8-2. Esquema del ambiente tectónico Jurásico medio a superior.

Por los datos geocronológicos obtenidos, este volcanismo en el sector estudiado tuvo su climax en el Jurásico superior (Oxfordiano), durante un período de aproximadamente 4 Ma. En este lapso temporal se desarrollaron varios procesos volcano-sedimentarios relacionados a erupciones magmáticas tanto explosivas como no explosivas que fueron englobadas dentro de las Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre, que en el presente trabajo se interpretan como coetáneas y cogenéticas.

Las afinidades entre ambas formaciones en el área La Josefina, puede apreciarse a partir de las relaciones de campo, así como también a través de los diagramas geoquímicos, como en los diagramas TAS y AFM donde se distribuyen siguiendo un *trend* continuo paralelo al límite del campo calcoalcalino y de tipo subalcalino. Además la distribución de los elementos trazas y de los ETR, junto con los datos isotópicos (isótopos de Pb, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y Nd) también indican una fuerte vinculación genética entre estas unidades. Por su parte, la afinidad con un ambiente de tipo arco magmático que tienen estas vulcanitas se evidencia muy bien en los diagramas petroectónicos presentados y en el patrón definido por los ETR.

El relevamiento geológico realizado en el área, permite interpretar que este evento volcánico se inició con una serie de erupciones explosivas (Miembro Piedra Labrada) seguidas por algunas erupciones lávicas (Miembro La Josefina) e intrusiones subvolcánicas (Formación Bajo Pobre). Posteriormente la reactivación de la actividad explosiva generó nuevos depósitos volcanoclásticos principalmente representados por ignimbritas y en menor medida surges, brechas y tufitas de los miembros Mogote Hormigas, Escalera, Cerro de la Cueva y Cerro Jorge Paz. En la siguiente etapa, la actividad magmática perdió energía dando lugar a los Complejos de Domos lávicos del Miembro La Josefina y a las unidades mesosilíceas de la Formación Bajo Pobre que conforman diques, filones capa y coladas dómicas fundamentalmente. El desarrollo de un nuevo ciclo explosivo-efusivo está representado por las ignimbritas y los complejos de

domos del Miembro María Esther. Finalmente en la última etapa del volcanismo, tienen lugar una serie de flujos reoignimbríticos correspondientes principalmente al Miembro Valenciana.

El estudio estructural efectuado, apoya la hipótesis que señala que los materiales magmáticos: domos, complejos de domos, diques, brechas de talud, cubetas con sedimentos, están controlados por los fracturamientos producidos en el ambiente extensional jurásico y que posiblemente el ascenso de los materiales magmáticos se produjo aprovechando fracturas preexistentes como antiguas estructuras famatinianas y gondwánicas. Como por ejemplo las fracturas N-S a NNE y NO que controlan los bloques de la Formación La Modesta y por las que se emplazaron los complejos dómicos (Formación Chon Aike, miembros La Josefina y María Esther) y los diques subvolcánicos (Formación Bajo Pobre).

En La Josefina, esta extensión dio lugar en el Jurásico superior, a una suave deformación de tipo frágil que generó un sistema de fallas directas que conforman una compleja estructura en bloques (horst y grabens), en principio representada por el sistema de fracturas Zanjón de Pescado posteriormente afectado por el sistema Bajo Grande. Estas fosas activas (o hemigrábenes) están alargadas en sentido N-S y NO y han tenido un continuo hundimiento hacia el este, que prosiguió con el tiempo y cuyas cuencas fueron rellenas por piroclastitas y sedimentos de las Formaciones Bajo Grande y Baqueró. Se interpreta que el volcanismo jurásico fue de tipo fisural y que posiblemente las fracturas a partir de las cuales surgieron los materiales volcánicos quedaron en parte obliteradas al ser cubiertas con voluminosos depósitos de flujo que conformaron un importante plateau. Sin embargo se conservan algunas evidencias de estructuras de colapso o relleno de estas fosas como son los depósitos de brechas de talud, los domos lávicos tardíos de tipo resurgente y los materiales laminares que sugieren la presencia de cuerpos de agua someros. Los flujos ignimbríticos de tipo plateau no generaron importantes edificios volcánicos por lo que probablemente, el relieve jurásico en el área La Josefina no era muy irregular.

Durante el Paleoceno, procesos erosivos generaron zonas bajas donde se derramaron las coladas del **Basalto Cerro del Doce**, que fueron erosionadas durante el Neógeno generando una marcada inversión de relieve. Las áreas erosionadas fueron cubiertas por las coladas del **Basalto La Angelita**. Estas unidades basálticas se corresponden con el extenso vulcanismo desarrollado en el retroarco de la Patagonia, producto de una subducción marcadamente oblicua de las placas oceánicas (Aluk y Farallón) bajo la placa continental Sudamericana. Finalmente en el Holoceno se produjeron procesos relacionados con el relleno de zonas bajas, el derrubio de faldeos y los depósitos aluviales que generan los depósitos cuaternarios de la zona.

Metalogénesis

Dentro del lapso temporal establecido para el volcanismo (Oxfordiano), tuvo lugar en La Josefina un sistema geotermal (Fig. 8-3) con descargas en superficie, representadas por los precipitados y reemplazos subsuperficiales síliceos, los depósitos carbonáticos, las brechas de erupción hidrotermal y las alteraciones provocadas por aguas ácidas calentadas por vapor (*steam heated*). Este mismo sistema formó en profundidad un conjunto de vetas y vetillas de cuarzo que se desarrolló junto con una alteración representada por halos difusos de silicificación, argilización y propilitización.

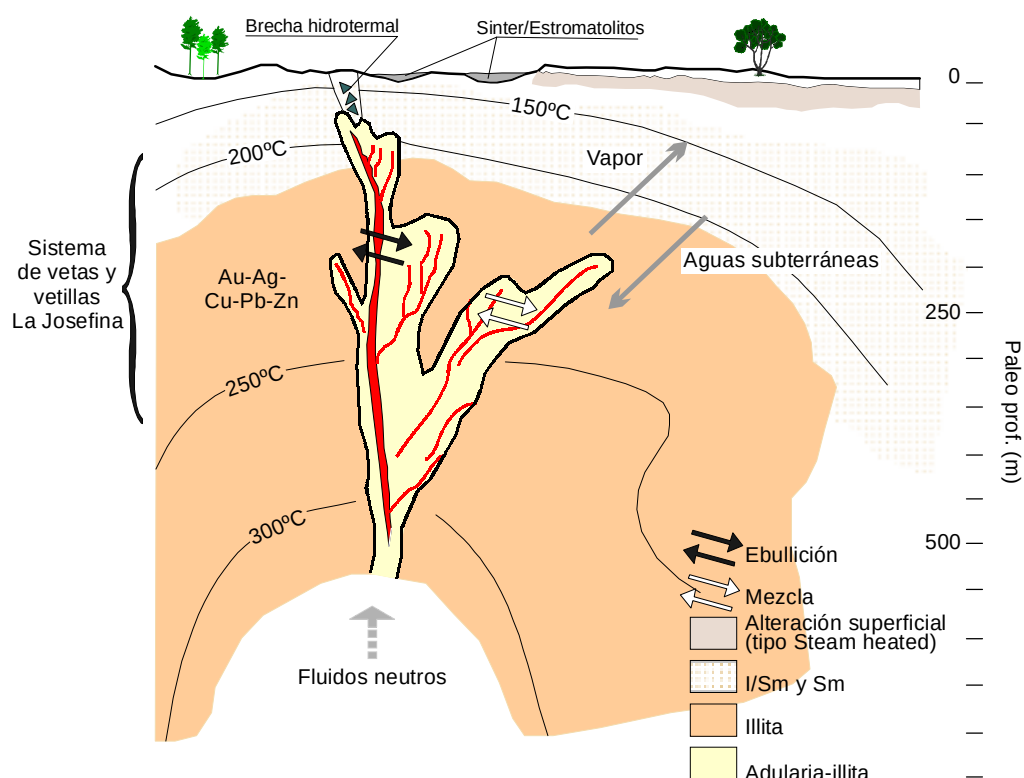


Fig. 8-3. Reconstrucción esquemática del sistema epitermal de La Josefina que muestra la distribución del sistema de vetas y vetillas junto con las distintas alteraciones en función de la temperatura y la profundidad (modificado de Brathwaite y Faure, 2002).

Conforme a los datos de campo obtenidos, estas manifestaciones hidrotermales se emplazaron principalmente en las fallas conjugadas correspondientes al sistema Zanjón de Pescado. Estas cizallas de orientación predominantemente NO y comportamiento dextrógiro, generaron zonas compresivas y extensionales que dieron lugar a un sistema de tipo lazo sigmoide complejo que caracteriza al conjunto de vetas y vetillas del área La Josefina.

Los estudios mineralógicos realizados en los distintos tipos de relleno de vetas y vetillas indican una mineralogía relativamente sencilla, con abundancia de minerales del grupo de la sílice, formando texturas de crecimiento primario, de reemplazo y de recristalización, junto con

adularia, hematita, calcita, baritina y escasos sulfuros, que se presentan principalmente rellenando espacios abiertos y conforman tres estadios paragenéticos principales (A, B y C). Los dos primeros están relacionados a la presencia de metales preciosos, el A se caracteriza por tener mayores contenidos de Au con respecto a plata y el B por sus mayores contenidos en Ag con respecto al oro. El estadio C corresponde a relleno de vetillas ricas en sulfuros que posiblemente sean más tardías con respecto a los pulsos A y B.

A partir de las investigaciones en inclusiones fluidas y de la mineralogía encontrada, se define que el estadio paragenético B (y posiblemente el A) revela temperaturas de entre 250-270°C, con salinidades bajas de los fluidos (4.6 % eq. en peso de ClNa) y ocurrió a una fugacidad de O₂ de entre -33 a -34, a una fugacidad de H₂S mayor a -2 o menor y un pH de entre aproximadamente 4.7 y 6. En estos fluidos tanto el oro como la plata fueron transportados por complejos sulfurados, bajo la forma de Au(HS)⁻ y Ag(HS)⁻. Por su parte, durante el estadio paragenético C se produjo una disminución en la temperatura (190-200°C) y salinidad (1.7-3.4 % eq. en peso de ClNa) de las soluciones hidrotermales.

La presencia de adularia, texturas de reemplazo de "platy" calcita, contenido variable de gas y líquido en las inclusiones fluidas, abundancia de brechamiento hidrotermal y presencia de alteraciones de tipo "steam heated" indican que el principal mecanismo para la precipitación de los metales en el área La Josefina fue la ebullición. Este proceso causa disminución de la fugacidad de H₂S y CO₂, aumento del pH y de la fugacidad de O₂, que lleva a la depositación de calcita en un primer estadio junto con adularia y pirita. La ebullición disminuye la solubilidad de los metales preciosos, torna inestable los complejos y provoca la precipitación de los mismos, concomitantemente a esto se produce el paso de pirita a hematita.

Por su parte, no se descarta que el "mixing", que trae aparejado el enfriamiento brusco por mezcla súbita de los fluidos mineralizantes ascendentes con los superficiales, fríos y descendentes (generalmente de bajo pH y oxigenados), no sea un mecanismo que produzca, aunque en menor medida, precipitación de metales preciosos en el sector estudiado.

De acuerdo a los datos de inclusiones fluidas, relaciones isotópicas y observaciones mineralógicas, las soluciones hidrotermales deben haber tenido un fuerte aporte de origen meteórico. A partir de los datos de isótopos de oxígeno y carbono se observa que se produce un enriquecimiento en el isótopo pesado desde los sistemas de vetas y vetillas hacia las manifestaciones superficiales, debido a la interacción con la roca de caja, mostrando claramente las distintas partes del sistema epitermal. Los isótopos de azufre muestran un notorio enriquecimiento en el isótopo pesado desde los sulfuros hacia la baritina de las vetas que siempre se presenta como un relleno más tardío. Asimismo indican un origen magmático para el azufre que conforma el H₂S de los fluidos hidrotermales. Por su parte, los isótopos de plomo confirman una estrecha vinculación genética entre las mineralizaciones y las volcanitas jurásicas.

Tanto por los relevamientos de campo, como por datos obtenidos por perforaciones, se ha registrado que las estructuras mineralizadas están afectadas por un fracturamiento post-mineralización correspondiente al sistema Bajo Grande, que provocó desplazamientos de las vetas, generalmente bastante menores a 100 metros.

Asimismo, sobre la fases de mineralización hipogénica actuaron procesos de oxidación y enriquecimiento supergénico que se desarrollaron aproximadamente entre los 25 y 65 metros de profundidad y que provocaron la removilización y concentración de los metales preciosos.

Las características de las mineralizaciones estudiadas: tipos de relleno (TR), texturas de cuarzo, presencia de adularia, carbonatos, los minerales de alteración hidrotermal, la mineralogía primaria, la signatura geoquímica y las características de los fluidos mineralizantes, son típicas de depósitos epitermales de baja sulfuración, es decir de condiciones de predominio de las especies de S reducidas. Estas representan un modelo de tipo *“hot spring”*, donde se preserva el sistema epitermal íntegro.

Esto permite concluir que es un área favorable para seguir explorando, con importantes expectativas y un alto potencial de hallar bonanzas, en especial en profundidad. Las bonanzas se caracterizan por estar formadas por un bajo número de estructuras vetiformes y por presentar escasa alteración hidrotermal asociada, dificultando de esta forma su hallazgo. De todas formas son importantes blancos de exploración por su alto retorno financiero (Sillitoe, 2002). Esto deja abierta la posibilidad de poder encontrar manifestaciones de este tipo en estudios más detallados del área, tendiendo en cuenta principalmente como fue el funcionamiento de los distintos sistemas de fracturas. El contraste reológico entre las rocas metamórficas de la Formación La Modesta y las volcanitas jurásicas, también puede ser un sitio favorable para la localización de bonanzas y un ejemplo de esto lo constituye el depósito epitermal Hishikari en Japón (Hedenquist et al., 1996).

Todos los estudios realizados en el presente trabajo se han ido transfiriendo a lo largo de estos últimos años, a la empresa FOMICRUZ S.E. (propietaria de las concesiones mineras). Esto le otorga continuidad y aplicación directa a este trabajo de investigación. Asimismo estos estudios aportan importante información acerca del funcionamiento de un sistema epitermal jurásico prácticamente completo y pueden ayudar a comprender otras áreas interesantes del Macizo del Deseado poco reconocidas.

BIBLIOGRAFÍA CITADA

- ALRIC, V., HALLER M. J., FERAUD, G., BERTRAND, H. y ZUBIA, M., 1996.** Cronología 40 Ar/39 Ar del volcanismo jurásico de la Patagonia extrandina. Actas V del XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 243-250. Buenos Aires.
- AMEGHINO, F., 1898.** Sinopsis geológico – paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina. Tomo 1: 111-225.
- AMEGHINO, F., 1906.** Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie avec un parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent. Anales Museo Nacional Buenos Aires, 15 (3), 8: 1-568.
- AMETRANO, S. y ECHEVESTE, H., 1996.** La adularia del Distrito Manantial Espejo, > Provincia de Santa Cruz. Argentina. Su interpretación metalogénica. Actas de la III Reunión de Mineralogía y Metalogenia. INREMI-UNLP, 5: 49-54.
- ANDRADA DE LA PALOMERA, P. y VALVANO, J., 2001.** Informe de trabajos realizados en La Josefina - temporada 2000-2001. FOMICRUZ S.E., Octubre 2001. Informe inédito.
- APPEL, P.W.U., 1988.** Stratiform Tourmalinites in The Archaean Tungsten Province of West Greenland. Mineralogy and Petrology, 39: 79-91.
- ARCHANGELSKY, S., 1958a.** Estudio geológico y paleontológico del Bajo de La Leona (Santa Cruz). Acta Geológica Lilloana, 2: 5-136. Tucumán.
- ARCHANGELSKY, S., 1958b.** "Eremopteris Golondrinensis" nueva especie de la Serie La Golondrina, Bajo de La Leona. Santa Cruz. Acta Geológica Lilloana, 2: 285-290. Tucumán.
- ARCHANGELSKY, S., 1963.** Notas sobre la flora fósil de la zona de Ticó, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 3 (2): 57-63. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., 1967.** Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. Revista del Museo de La Plata (nueva serie). Paleontología, 5: 63-171. La Plata.
- ARCHANGELSKY, S. y CUNEO, R., 1984.** Zonación del Pérmico continental Argentino sobre la base de sus plantas fósiles. Memorias del 3° Congreso Latinoamericano de Paleontología: 143-153.
- ARCHANGELSKY, S., BALDONI, A., GAMERRO, J. y SELLER, J., 1984.** Palinología Estratigráfica del Cretácico de Argentina austral. III: Distribución de las especies y conclusiones. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 21 (1): 15-33. Buenos Aires.
- ARCHANGELSKY, S., JALFIN, G. y CUNEO R., 1991.** Cuenca La Golondrina, en el Sistema Pérmico de la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Capítulo 5, 12° Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. Pre-impresión.
- ARDOLINO, A., FRANCHI, M., REMESAL, M. y SALANI, F., 1999.** El volcanismo en la Patagonia Extrandina. En: La sedimentación y el volcanismo Terciarios en la Patagonia Extrandina. En: R. Caminos (editor), Geología Argentina, anales 29 (18): 579-612. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- ARRIBAS JR, A., SCHALAMUK, I., de BARRIO, R., FERNANDEZ, R. e 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 Congresso Brasileiro de Geología. Pág: 254-257.

- ARRONDO, O., 1972.** Estudio geológico y paleontológico de la zona de la Estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (N.S.) Paleontología* 7 (43): 1-194. La Plata.
- ASHLEY, R. P., 1982.** Occurrence model for enargite-gold deposits. U. S. Geological Survey Open-file Report 82-795: 144-147.
- BELLOSI, E. y JALFIN, G., 1989.** Cuencas neopaleozoicas de la Patagonia extraandina e islas Malvinas. En *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (G. Chebli y L. Spalletti editores): 379-393. Serie Correlación Geológica 6, Universidad Nacional de Tucumán.
- BERGER, B. R., 1985.** Geologic-Geochemical features of hot spring precious-metal deposits. United States Geological Survey. Bulletin 1646: 47-53.
- BERGER, B. y EIMON, P., 1982.** Comparative models of epithermal gold-silver deposits. *Soc. Min. Eng.* Reprint 82-13: 25.
- BERGER, B. y EIMON, P., 1983.** Conceptual models of epithermal precious metal deposits. En Shanks, W. C. Editors *Cameron Volume on unconventional mineral deposits*. New York, American Institute of Mining and Metallurgy. *Petroleum Engineers*: 191-205.
- BERGER, B. R. y HENLEY, R. W., 1989.** Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits of the western United States. In: R. Keays, R. Ramsay and D. Groves (Editors), *The Geology of Gold Deposits: The prospective in 1988. Economic Geology Monograph* 6: 405-423.
- BERTELS, A., 1970.** Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia austral (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (4): 495-501.
- BERTRAND, H., FERAUD, G., HALLER, M., LUIS, B., MARTINEZ, M., ALRIC, V. y FORNARI, M., 1999.** The mesozoic silicic large igneous province of Patagonia: Geochronology and origin evidenced by Ar/Ar dating and Sr-Nd isotopes. *South American Symposium on Isotope Geology*, Actas II: 167-169.
- BETHKE, P.M., BARTON, P.B. y RYE, R.O., 1973.** Hydrogen, oxygen and sulphur isotopic compositions of ore fluids in the Creede District, Mineral County, Colorado. *Economic Geology* 68: 1205.
- BIANCHI, J. L., 1960.** Informe geológico preliminar en la zona del Río Pinturas (provincia de Santa Cruz), escala 1:100.000. YPF (inédito). Buenos Aires.
- BONAPARTE, J. F. y VINCE, M., 1979.** El hallazgo del primer nido de dinosaurios triásicos (Saurischia, Prosauropoda) Triásico superior de Patagonia, Argentina. *Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina*. XVI (1-2):173-182. Buenos Aires.
- BONHAM, H., 1986.** Models for volcanic-hosted epithermal precious metal deposits: A review. *International Volcanological Congress, New Zealand, Proc. Symposium* 5: 13-17.
- BORRELO, A. V., 1969.** Los geosinclinales de la Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería*, *Anales* 14: 1-188, Buenos Aires.
- BORTHWICK, J. y HARMON, R. S., 1982.** A note regarding CIF3 as an alternative to BrF5 for oxygen isotope analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 46: 1665-1668.
- BRATHWAITE, R. L. y FAURE, K., 2002.** The Waiti Epithermal Gold-Silver-Base metal sulfide-quartz vein system, New Zeland: temperature and salinity controls on electrum and sulfide deposition. *Economic Geology* Vol. 97: 269-290.

- BROWNE, P., 1978.** Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review, Earth and Planetary Sciences*, 6:229-250.
- BROWNE, P. R. L. y LAWLESS, J. V., 2001.** Characteristics of hydrothermal eruptions, with examples from New Zealand and elsewhere. *Earth-Science Reviews* 52, pp. 299-331.
- BRUHN, R., STERN, CH. y DE WIT, M., 1979.** Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters* 41: 32-46.
- BUCHANAN, L., 1981.** Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. En: Dickinson, W. and Payne, W. (editors). *Relations of tectonics to ore deposits in the southern cordillera*. Arizona Geological Society, Digest, v XIV: 237-262.
- BUSÀ, T., BELLINI, G., CLOCCHIATTI, R., ECHEVESTE, H., FERNÁNDEZ, R., PICCIRILLO, E.M. y FANTAUZZI, G., 2001.** Preliminary data on orthopyroxene and quartz-trapped melt inclusions from patagonia igneous province: evidence on the evolution of magmatic system. *GEOITALIA*, 3^o Forum FIST. Sessione 28, 833-834.
- BUSÀ, T., BELLINI, G., FERNÁNDEZ, R., ECHEVESTE, H. AND PICCIRILLO, E.M., 2003.** Relationship between Bajo Pobre and Chon Aike Formations (Deseado Massif, Patagonia, Argentina): a melt inclusions study. *No complete*.
- CAMINOS, R., 1980.** Cordillera Fueguina. En Turner, J.C. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Tomo 2: 1463-1501. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- CAMINOS, R., 1988.** Geología de América del Sur. Precámbrico. Serie de Correlaciones Geológicas Nro 2. J. F. Bonaparte, Toselli A.J. y Aceñolaza F.G. (Edits.). Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán, Tomo I:107-157. San Miguel de Tucumán.
- CARRIZO, H. A. y AZCUY, C. L., 2000.** Nuevas evidencias paleobotánicas en la Formación Valle Chico (Carbonífero inferior), provincia de Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(3): 211-215.
- CAS, R. y WRIGHT, J. V., 1982.** Volcanic successions, modern and ancient. 528 p.
- CASADEVALL, T. y OHMOTO, H., 1977.** Sunnyside Mine, Eureka Mining District, San Juan County, Colorado: Geochemistry of gold and base metals ore deposition in a volcanic environment. *Economic Geology* 72: 1285-1320.
- CASAMIQUELA, R. M. 1964.** Estudios Icnológicos. Problemas y métodos de la Icnología con aplicación al estudio de pisadas Mesozoicas (Reptilia-Mamalia) de la Patagonia. Gob. Río Negro, T. I:5-229, Buenos Aires.
- CERREDO, M.E. y LÓPEZ DE LUCHI, M. G., 1999.** Metavolcanic rocks within the metamorphic series of Cushamen Formation, North Patagonian Massif. 14 Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 137-139. Salta.
- CHEBLI, G. y FERELLO, R., 1975.** Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. *Revista Asociación Geológica Argentina*. Tomo XXIX (4), p. 479-481.
- CHEBLI, G., GEBHARD, J. y MENZEL, M., 1976.** Estratigrafía y magmatismo en la zona de la estancia La Juanita y alrededores (Dpto. Deseado, provincia de Santa Cruz). 6° Congreso Geológico Argentino, actas 1: 357-373.
- CLAYTON, R. N. y STEINER, A., 1975.** Oxygen isotopes studies of the geothermal system at Wairakei, New Zeland. *Geochim. At Cosmochim. Acta*, 39: 1179-1186.

- CLAYTON, R. N. y MAYEDA, T. K., 1963.** The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 27: 43-52.
- COBOS, J. y PANZA, L., 2001.** Informe preliminar de la Hoja Geológica 4972.IV Tres Lagos, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. (Inédito).
- COOKE, D. y SIMMONS, S., 2000.** Characteristics and genesis of Epithermal Gold Deposits. *SEG Reviews*, vol. 13: 221-244.
- COOKE, D. , MCPHAIL, D. y BLOOM, M., 1996.** Epithermal Gold Mineralization, Acupan Baguio District, Philippines: Geology, Mineralization, Alteration and Thermochemical Environment of ore deposition. *Economic Geology* vol 91: 243-272.
- CORBETT, G. 2002.** Epithermal gold for explorationists. *AIG Journal-Applied geoscientific practice and research in Australia*, Paper 2002-01: 1-26.
- CORBETT, G. y LEACH, T., 1995.** Southwest Pacific Rim gold/copper systems: structure, alteration and mineralization. Exploration workshop presented for the Society of Exploration Geochemists at Townsville: 143 pp.
- CRIADO ROQUE, P., 1953.** Reconocimiento geológico Zona Bahía Laura. Territorio de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito. 18p.
- CRIMES, P., 1987.** Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geological Magazine*, 124: 97-119.
- CRIMES, P., 1992.** Changes in the trace fossil biota across the Proterozoic-Phanerozoic boundary. *Journal of the Geological Society of London*, 149: 637-646.
- CUCCHI, R. J. Y ASKENASY, T., 1982.** Discontinuidad metamórfica entre las Formaciones Esquel y Valle Chico: Análisis de la cristalinidad de la illita. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(3): 362-365.
- CUNNEN, R. y SILLITOE R. H., 1989.** Paleozoic hot spring sinter in the Drummond Basin, Queensland, Australia. *Economic Geology*, 84:135-142.
- CUNNINGHAM, C. G., MCNAMEE, J., PINTO VASQUEZ, J. y ERICKSEN, G., 1991.** A model of volcanic dome-hosted precious metal deposits in Bolivia. *Economic Geology* 86:415-421.
- DALZIEL, I., LAWVER, L. y MURPHY, J., 2000.** Plumes, orogenesis and supercontinental fragmentation. *Earth and Planetary Science Letter*, 178: 1-11.
- de BARRIO, R. E., 1984.** Descripción Geológica de la Hoja 53c, Laguna Olín, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (Inédito).
- de BARRIO, R. E., 1985.** Descripción geológica de la Hoja 52c, Bajo Caracoles, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. (Inédito).
- de BARRIO, R., 1989.** Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura) en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral N° 528 (inédito). Fac. Cs. Nat. y Museo. La Plata.
- de BARRIO, R., 1993.** El vulcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. XII Congreso Geológico Argentino, actas III: 289-298.
- de BARRIO, R., PANZA, J. L., y NULLO, F., 1999.** Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. En: R. Caminos (editor), *Geología Argentina, anales* 29 (17): 511-527. Instituto de Geología y Recursos Minerales.

- DEER, W., HOWIE, R. y ZUSSMAN, J., 1993.** The Rock Forming Minerals. 2nd Edition. Longman Scientific & Technical. Harlow. 696p.
- DE GIUSTO, J., 1956.** Informe Geológico Preliminar Zona Ea. Baqueró – Ea. Roca Blanca, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DE GIUSTO, J., 1957.** Informe geológico preliminar zona Aguada Alegre-Los Manantiales, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, J-248, Buenos Aires. Informe Inédito.
- DE GIUSTO, J., 1958.** Informe Geológico Zona “Cerro Vanguardia – Cerro 1° de Abril”. Departamento Magallanes, Río Chico y Deseado, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DE GIUSTO, J. M., DI PERSIA, C.A., PEZZI, E., 1980.** Nesocratón del Deseado. In J.C.M. Turner (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 1389-1430. Córdoba.
- DEL BLANCO, M., ECHAVARRÍA, L., ECHEVESTE, H., ETCHEVERRY, M., TESSONE, M. y MONDELO, R., 1994.** Estancia La Josefina, un nuevo prospecto aurífero en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Actas Encuentro Internacional de Minería, 1: 93-99. Buenos Aires.
- DELHAES, G., 1913.** Sobre la presencia del Rético en la costa Patagónica. Dirección General Minería, Geología e Hidrología, Boletín 1 Serie B (Geología): 5-10.
- DESSANTI, R. N., 1973.** Sobre el control estructural de algunos rasgos geomorfológicos del noroeste de la Patagonia. Asociación Geológica Argentina. Revista XXVIII:95-96.
- DI PERSIA, C., 1954.** Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Primera Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DI PERSIA, C., 1956.** Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Tercera Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DI PERSIA, C., 1957.** Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Cuarta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DI PERSIA, C., 1958.** Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz, al Sur del río Deseado. 5ta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (Inédito).
- DI PERSIA, C., 1959.** Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Sexta Campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires. Informe inédito.
- DI PERSIA, C., 1962.** Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (Prov. de Santa Cruz). I Jornadas Geológicas Argentinas, actas II: 65-68. Buenos Aires, Argentina.
- DI PERSIA, C., 1965.** Presencia de Sedimentos Triásicos en el ambiente del Deseado. Segundas Jornadas Geológicas Argentinas, actas, 2: 147:154. Buenos Aires.
- DONG, G. y MORRISON, G. W., 1995.** Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. Mineralium Deposita, 30: 11-19.

- DONG, G., MORRISON, G. y JAREITH S., 1995.** Quartz textures in epithermal veins in Queensland: Classification, origin and implication. *Economic Geology, Scientific Communications Vol 90*: 1841-1856.
- D'OSARIO, M., INNOCENTI, F., MANETTI, P. y HALLER, M. J., 2004.** Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44° 30'- 52° S): A review of geochemical data and geodynamic interpretations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 525-538.
- DREVER, J. I., 1982.** *The Geochemistry of Natural Waters*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, NJ, 388 pp.
- DUBE, B., 1997.** Low sulphidation gold mineralization in the Jurassic Deseado Massif, Santa Cruz province, South Argentina. *Mission Report (Inédito)*: 1-57.
- ECHAVARRÍA, L., 1997.** Estudio geológico-minero del área El Dorado-Montserrat, Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo. Universidad Nacional de La Plata. Inédito.
- ECHAVARRIA, L., 2004.** Los fluidos hidrotermales formadores de la mineralización epitermal El Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 59 (1): 70-82.
- ECHEVESTE H., ECHAVARRÍA, L. y TESSONE, M., 1995.** Prospecto aurífero "La Josefina", un sistema hidrotermal tipo Hot Spring, Santa Cruz, Argentina. V Congreso Nacional de Geología Económica. Actas, 414-425.
- ECHEVESTE, H., FERNANDEZ, R., BELLINI, G., PICCIRILLO, E. y BLESÁ, A., 1998.** Características petrográficas y geoquímicas del vulcanismo jurásico en el área La Josefina. Sector Central del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica. Actas 2: 180-184.
- ECHEVESTE, H., FERNANDEZ, R. LLAMBIAS, E., TESSONE, M., SCHALAMUK, I., BELLINI, G., PICCIRILLO, E. y DE MIN, A., 1999.** Ignimbritas tardías de alto grado en la Formación Chon Aike, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino. Salta. Actas 2: 182-186.
- ECHEVESTE, H., FERNANDEZ, R. BELLINI, G., TESSONE, M., LLAMBIAS, E., SCHALAMUK, I., PICCIRILLO, E. y DE MIN, A., 2001.** Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área de Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56, (4): 548-558.
- EINAUDI, M., HEDENQUIST, JW. y INAN, E., 2003.** Sulfidation State of Fluids in Active and Extinct Hydrothermal System: Transitions from Porphyry to Epithermal Environments. Submitted to Giggensbach Volume, Society of Economic Geologist, S.F. Simmons, ed. Cap. 15.
- ELLIS A. J., 1963.** Solubility of calcite in sodium chloride solutions at high temperatures. *American Journal of Science*, 261:259-267.
- ELLIS, A., 1979.** Exploited geothermal systems. En: Barnes (editor). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2da edición. John Wiley and sons: 632-683. New York.
- ETCHEVERRY, R., ECHEVESTE, H., SCHALAMUK, I., y AMETRANO, S., 1997.** Manantial Espejo: a jurassic epithermal gold mineralization, Santa Cruz, Argentina. In: *Mineral Deposits*, Papunen (ed.), Balkema, Róterdam: 177-180.

- EWERS, G.R., 1991.** Oxygen isotopes and the recognition of siliceous sinters in epithermal ore deposits. *Economic Geology*, 56: 173-178.
- EWERS, G. R. y KEAYS, R. R., 1977.** Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal fields, New Zeland: *Economic Geology*, 72: 1337-1354.
- FANTAUZZI, G., 2003.** Magmatismo Giurassico del Macizo del Deseado (Argentina): studio petrológico e sue implicazioni geodinamiche. Dottorato di Ricerca in "Geofísica della litosfera e geodinamica" XIV ciclo. Università Degli Studi di Trieste.
- FERAUD, G., ALRIC, B., FORNARI, M., BERTRAND, H. y HALLER M., 1999.** 40 Ar/39 Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letter*, 172: 83-96.
- FERNANDEZ, R. y de BARRIO, R., 1994.** Mineralizaciones de oro y plata del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista de Comunicaciones, Universidad de Chile*. N° 45: 59-66.
- FERNÁNDEZ, R., ECHEVESTE, H., ECHAVARRÍA, L. y SCHALAMUK, I., 1996.** Control volcánico y tectónico de la Mineralización epitermal del Area La Josefina, Macizo del Deseado, santa Cruz. Argentina. 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 41-54.
- FERNANDEZ, R., ECHEVESTE, H., TASSINARI, C. y SCHALAMUK I., 1999.** Rb-Sr age of the La Josefina ephitermal mineralization and its relation with host volcanic rocks. Macizo del Deseado, Santa Cruz Province. Argentina. 2º Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, actas: 462-465. Villa Carlos Paz, Córdoba.
- FERNÁNDEZ, R., ECHEVESTE, H. BELLINI, G. y PICCIRILLO, E. 2000a.** Relaciones entre el vulcanismo jurásico y mineralizaciones de Au-Ag en el sector central del Macizo del Deseado. *Geoquímica de rocas*. Proyecto PID 2385. Informe inédito.
- FERNÁNDEZ, R., ANDRADA, P. y ALPERÍN, M. 2000b.** Características geoquímicas de la manifestación tipo "hot spring" La Marcelina, provincia de Santa Cruz. En *Mineralogía y Metalogenia 2000*, Eds. I. Schalamuk, M. Brodtkorb y R. Etcheverry. Publicación 6, 121-128.
- FERNÁNDEZ, R., PEREZ, D., MOREIRA, P., ANDRADA, P. ALBORNOZ, S. y PENZO, H., 2005.** Exploración de la "zona de fractura Mogote Hormigas, Prospecto La Josefina, Santa Cruz, Argentina. Enviado al XVI Congreso Geológico Argentino.
- FERUGLIO, E., 1929.** Apuntes sobre la constitución geológica de la región del Golfo San Jorge. *Anales GAEA* 3 (2): 395-488.
- FERUGLIO, E., 1949-1950.** Descripción geológica de la Patagonia. Volumen 1. 1-334. Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- FIDALGO, F., 1973.** Consideraciones sobre los bajos situados al norte de la provincia de Santa Cruz. 5to Congreso Geológico Argentino, actas 5: 123-137.
- FIDALGO, F. y RIGGI, J.C., 1965.** Los Rodados Patagónicos de la meseta de Guenguel y alrededores (Santa Cruz). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 20 (3): 273-325.
- FIGUEIREDO, A., PELLON DE MIRANDA, A., FERREIRA, R. y ZALAN P., 1996.** Cuenca de San Julián. Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires. *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Ramos y Turic (editores). Relatorio 11: 193-212.

- FISHER, R.V. y SCHMINCKE, H.U., 1984.** Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Berlin.
- FOMICRUZ S.E. 2002.** Informe geoquímico de las perforaciones realizadas en las vetas Ailín, María Belén y Las Latitas. Informe Inédito.
- FORSYTHE, R., 1982.** The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, V. 139: 671-682.
- FRANCHI, M., PANZA, J.L. y de BARRIO, R., 1989.** Depósitos Triásicos y Jurásicos de la Patagonia Extraandina. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (eds): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Serie Correlación Geológica 6: 347-378. S.M. de Tucumán.
- FRENGUELLI, J., 1933.** Situación estratigráfica y edad de la "Zona con Araucarias" al sur del curso inferior del Río Deseado. *Boletín Informaciones Petroleras*, 112: 843-900.
- FREY, M., 1987.** Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow and London. 347 p.
- Forsythe, R., 1982. The Late Paleozoic to Early Mesozoic evolution of Southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal Geological Society* 139: 671-682, London.
- FRIEDMAN, I. y GLEASON, J.D., 1973.** Notes on the bromine pentafluoride technique of oxygen extraccion. *Journal of Research. U.S. Geological Survey* 1, 6: 679-680.
- FUZIKAWA, K., RIOS, J., VIERA ALVES, J., SCHALAMUK, I., DEL BLANCO, M., DE BARRIO, R., ECHEVESTE, H. y DANTAS S., M., 1998.** Fluid Inclusion studies in La Josefina Au district, Macizo del Deseado, Argentina. 40º Congresso Brasileiro de Geología, Belo Horizonte, Anais: 168.
- GEMMELL, B., 2002.** Low and High sulfidation epithermal deposits: Characteristics, genesis and exploration implications. Short Course Notes, dictado en el XV Congreso Geológico Argentino, Calafate.
- GENINI, A., 1977.** Informe preliminar Mosaico 4969-II-B3. Cerro Vanguardia. Informe inédito. Secretaría de Minería de la Nación, Plan Patagonia Comahue.
- GENINI, A., 1984.** Informe general área n° 43 "Cerro Vanguardia". Incluye estudio calcográfico de la Dra. L. Malvichini y estudio geofísico por el Ing. R. Curcio. Informe inédito. Secretaría de Minería de la Nación P. P. C.
- GENINI, A., 1990.** Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz, nuevo prospecto auro-argentífero. III Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 3: 97-110.
- GIACOSA, R., 1995.** Descripción geológica de la Hoja Puerto Deseado (4766-III/IV), provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- GIACOSA, R., 1999.** El basamento ígneo-metamórfico en el extremo oriental del Macizo Nordpatagónico y en el Macizo del Deseado. En: *El Basamento Pre-Silúrico del extremo este del Macizo Nordpatagónico y del Macizo del Deseado*, Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, anales 29 (5): 107-132.
- GIACOSA, R. E. y MÁRQUEZ M. M., 2002.** El Basamento Paleozoico de la Cordillera Patagónica. In M.J. Haller (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*, Relatorio del 15 Congreso Geológico Argentino. 1-3: 45-55. Buenos Aires.
- GIACOSA, R., MARQUEZ, M., PEZZUCHI, H. y FERNANDEZ, M., 1990.** Geología y estratigrafía preliminar del Complejo Igneo-metamórfico y rocas eruptivas asociadas en el Macizo del Deseado, área de las estancias El Sacrificio y El Laurel, Santa Cruz. XI Congreso Geológico Argentino, Actas II: 85-88.

- GIACOSA, R. E., MÁRQUEZ, M. M. y PANZA, J. L. 2002.** Basamento Paleozoico Inferior del Macizo del Deseado. . In M.J. Haller (ed.) Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio del 15 Congreso Geológico Argentino. 1-2: 33-44. Buenos Aires.
- GILES, D. L. y NELSON, C. E., 1982.** Principal features of epithermal LODE gold deposits of the circum-Pacific rim. Circum-Pacific Energy Mineral Conference 3rd Honolulu Hawaii, August 23-28, 1982. Trans., pág. 273-278.
- GODEAS, M. C., 1985.** Geología del Bajo de La Leona y su mineralización asociada. Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40 (3-4): 262-277.
- GODEAS, M., 1992.** Geoquímica y marco tectónico de los granitoides en el Bajo de La Leona (Formación La Leona), Provincia de Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 47 (3): 333-347.
- GODEAS, M. C., 1993.** Geoquímica y marco tectónico de los granitoides en el Bajo de La Leona (Formación La Leona), provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 47 (3): 333-341.
- GONZALEZ DIAZ, E., 1970.** rasgos morfológicos del área volcánica del cerro Payun-Matru (provincia de Mendoza). Opera Lliana 20:1-102.
- GONZALEZ GUILLOT, M., de BARRIO, R. y GANEM, F., 2004.** Mina Martha: un Yacimiento epitermal argentífero en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Actas 7mo Congreso de Mineralogía y Metalogenia, 199-204.
- GORRING M. L., KAY, S. M., ZEITLER, P. K., RAMOS V. A., PANZA J. L., RUBIOLO D. y FERNÁNDEZ M. I. 1997.** Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. Tectonics, 16(1): 1-17.
- GOTHAN, W., 1925.** Sobre restos de plantas fósiles procedentes de Patagonia. Boletín Academia de Ciencias de Córdoba, 28: 197-212.
- GRANEY, J. R., 1987.** Hasbrouck Mountain, Nevada – Precious metal mineralization in a fossil hot springs environment. In: Johnson JL (ed.) Bulk mineable precious metal deposits of the western United States: Geological Society of Nevada Guidebook for field trips: 120-125.
- GRINDLEY, G. W. y BROWNE, P. R. L., 1976.** Structural and hydrological factors controlling the permeability of some hot water geothermal fields: United Nations Symposium Devel. Use Geotherm. Resources, 2nd, San Francisco, 20-29 May, 1975, Proc., p 377-386.
- GROSS W. H., 1975.** New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico. Economic Geology, v. 70: 1175-1189.
- GUIDO, D. M., 2002.** Geología y Metalogénesis del Sector Oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral MLP. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. UNLP. Inédita.
- GUIDO, D. y SCHALAMUK, I. B., 2003.** Genesis and exploration potencial for low sulfidation epithermal deposits in the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. En: Eliopoulos et al. (eds). Mineral Exploration and Sustainable Development. Balkema-Rotterdam, Vol. I: 493-496.
- GUIDO, D. y de BARRIO, R. E., 2004.** Laguna Dulce: Nuevo afloramiento del Complejo Río Deseado, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 59 (2): 360-363.
- GUIDO D. M., de BARRIO R. E. y SCHALAMUK I., 1999.** Sinter silíceo en la estancia La Marciana, Macizo del Deseado, Santa Cruz. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 2:341-344. Salta.

- GUIDO, D., TIBERI, P., de BARRIO, R., ESCAYOLA, M. y SCHALAMUK, I., 2000.** Hallazgo de basamento ígneo - metamórfico en Bahía Laura, sector sud-oriental del Macizo Del Deseado, Santa Cruz, Patagonia Argentina. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Chile. Agosto 2000 2 (Simposio Internacional 4): 731-735.
- GUIDO, D.M., DE BARRIO, R.E. y SCHALAMUK, I.A. 2001.** Valores de isótopos de oxígeno en sinters silíceos jurásicos del Macizo del Deseado. VII Congreso Argentino de Geología Económica, 2: 47-52.
- GUIDO, D. M., JOVIC, S. M. y SCHALAMUK, I. B. 2005.** New metallogenical association (Sn-CD-In-ZnAg) in the Deseado Auroargentiferous Province, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. Enviado a SGA 2005 Beijing (China).
- GUST, D., BIDDLE, D., PHELPS y ULIANA, M., 1985.** Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extention in southern South America. Tectonophysics 116: 223-253.
- HÄNTZSCHEL, W., 1975.** Trace fossils and problemática. En: Teichert, C. (Ed): Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W, Miscellanea, Suplement 1. Geological Society of America and University of Kansas Press. 269 p.
- HAYBA D. O., 1997.** Environment of Ore Deposition in the Creede Mining District, San Juan Mountains, Colorado: Part V. Epithermal mineralization from fluid mixing in the OH Vein. Economic Geology, Vol. 92, 29-44.
- HAYBA, D., BETHKE, P., HEALD, P. y FOLEY, N., 1985.** The geological, mineralogical and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal deposits. En: Berger y Bethke editors, Geology and Geochemistry of Epithermal Systems. Society of Economic Geologists, Rev. Economic Geology 2: 129-168.
- HEALD, P., FOLEY, N. y HAYBA, D., 1987.** Comparative anatomy of volcanic hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. Economic Geology, 82: 1-26.
- HECHEM, J. y HOMOVC, J., 1985.** Modelo de facies volcánicoclástico y consideraciones estratigráficas para la Formación Bajo Grande y el Grupo Bahía Laura, Jurásico superior-Cretácico inferior, provincia de Santa Cruz. Y.P.F., Comodoro Rivadavia (inédito).
- HECHEM, J. J. y HOMOVC, J. F., 1986.** La relación entre la Formación Baqueró y Laguna Palacios en el Nesocratón del Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (3-4): 244-254.
- HECHEM, J. y HOMOVC, J., 1988.** Facies y paleoambientes volcánicoclásticos en el Nesocratón del Deseado. Boletín de Informaciones Petroleras N° 16: 2-23.
- HEDENQUIST, J.W., 1987.** Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-Pacific Basin. En: Horn editor, Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, Singapore. American Association of Petroleum Geologists: 513-524.
- HEDENQUIST y HENLEY, 1985.** Hydrothermal Eruptions in the Waiotapu Geothermal System, New Zealand: Their Origin, Associated Breccias, and relation to precious metal mineralization. Economic Geology. Vol. 80, pp. 1640-1668.
- HEDENQUIST, W. y LOWESTERN, J. 1994.** The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature, 370: 519-527.

- HEDENQUIST, J. , ARRIBAS, A. y GONZALEZ-URIEN, E., 2000.** Exploration for epithermal gold deposits, *Reviews in Economic Geology*, V 13: 245-278.
- HENLEY, R., 1990.** Ore transport and deposition in epithermal environments: University of Western Australia, Geology Department Publication 23: 51-69.
- HENLEY, R., 1993.** Epithermal gold deposits in volcanic terranes. In: *Gold Metallogeny and Exploration*, Ch. 5, pp.133-164, Eds R. P. Foster.
- HENNEBERGER, R. C., 1983.** Petrology and evolution of the Ohakuri hydrothermal system, Taupo volcanic zone, New Zeland. MSc Thesis, University of Auckland: 141 p.
- HERBST, R., 1965.** La flora fósil de la Formación Roca Blanca (provincia de Santa Cruz- Patagonia), con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Opera Lilloana*, 12: 3-101. Tucumán.
- HERBST, R. y LUTZ, A. 1995.** *Tranquiloxyton petriellai* nov. gen. et sp. (Pteridospermales) from the Upper Triassic Laguna Colorada Formation, Santa Cruz Province, Argentine. *Ameghiniana* 32 (3):231-236. Buenos Aires.
- HERVÉ, F. 1988.** Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes* 11(3): 183- 188, Ottawa.
- HERVÉ, F., DAVISON, J., GODOY, E., MPODOZIS, C.M., y COVACEVICH, V., 1981.** The late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Academia Brasileira de Ciencias Annals* 53: 361-373.
- HERVÉ, F., DEMANT, A., RAMOS, V.A., PANKHURST, R.J. y SÚAREZ, M. 2000.** The Southern Andes. En U.J. Cordani, E.J. Milani, A. Thomz Filho y D.A. Campos (eds.) *Tectonic evolution of South America*. 31st. International Geological Congress, 605-634, Río de Janeiro.
- HILDRETH, W. y MOORBATH, S., 1988.** Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.
- HOMOVC, J., CONSTANTINI, L., FERREIRA, R. y PELLÓN MIRANDA, A., 1996.** Evolution of the Deseado Massif in Argentina and its relationships with the San Julian offshore area in the Atlantic Ocean. *American Association of Petroleum Geologist*, 1996 Annual Convention.
- HUSTON, D. L; SIE H.S.; SUTER, F. G.; COOKE, D. R. y BOTH, R.A., 1995.** Trace elements in Sulfide Minerals from Eastern Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits: Part I. Proton Microprobe Analyses of Pyrite, Chalcopyrite, and Sphalerite, and Part II. Selenium Levels in Pyrite: Comparison with d34S values and implications for the source of sulfur in Volcanogenic Hydrothermal System. *Economic Geology*, Vol. 90, 1167-1196.
- INREMI, 1996.** Informe geológico-minero del area de reserva La Josefina (FOMICRUZ SE), provincia de Santa Cruz. Informe Inédito. 101 p. FOMICRUZ S.E.-INREMI (UNLP).
- INREMI, 2001.** Informe Geológico preliminar del Sector Noreste. Distrito La Josefina. Informe técnico para FOMICRUZ SE (Fomento Minero de la Provincia de Santa Cruz). 35 pág. y 18 fig. Informe inédito.
- INREMI, 2002.** Informe Geológico del sector Occidental (Ea La Josefina y Ea La Modesta), Distrito La Josefina, Provincia de Santa Cruz. Informe técnico para FOMICRUZ SE (Fomento Minero de la Provincia de Santa Cruz). 25 pág. y 14 fig. Informe inédito.
- INREMI-FOMICRUZ, 2004.** Prospecto La Josefina, Santa Cruz, Argentina. Programa de perforaciones primer semestre de 2004. Informe técnico: 33 pág. y 5 anexos. Inédito.

- IRVINE, T. y BARAGAR, W., 1971.** Guide to the chemical classifications of the common volcanics rocks. Canadian Journal of Earth Science, Vol 8: 523-548.
- IZAWA, E. y YAMASHITA, M., 1995.** Truscottite from the Hishikari mine, Kagoshima Prefecture, Japan. Journal of the Society of Resource Geology. Vol 45 (4), 252: 251-252.
- JALFIN, G., 1987.** Estratigrafía y paleogeografía de las Formaciones pérmicas de la provincia de Santa Cruz y su relación con rocas de similar edad de las islas Malvinas. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Tucumán. Inédito.
- JALFIN, G. & HERBST, R., 1995.** La flora triásica del Grupo El Tranquilo, provincia de Santa cruz (Patagonia). Estratigrafía. Ameghiniana (Revista de la Asociación Paleontológica Argentina) 32 (3): 211-229.
- JALFIN, G., CUNEO, R. y ARCHANGELSKY, R., 1990.** Paleoambientes, paleobotánica y bioestratigrafía de la Formación La Golondrina en la localidad Dos Hermanos, Pérmico superior, Santa Cruz, Argentina. Reunión Anual Proyecto 211 (Paleozoico tardío de América del Sur), Abstracts.
- JOHN, D., 2001.** Miocene and Early Pliocene epithermal gold-silver deposits in the Northern Great Basin, western USA: Characteristics, distribution and relationship to magmatism: Economic Geology, 96: 1827-1853.
- JOHNSON, J. A. y GRUNDER, A. L., 2000.** The making of intermediate composition magma in a bimodal suite: Duck Eruptive Center, Oregon, USA. Journal of volcanology and geothermal research 95: 175-195.
- JOVIC, S., GUIDO, D. M. TIBERI, P. y SCHALAMUK, I. B., 2004.** Cerro León, una variación del modelo epitermal de baja sulfuración del Macizo del Deseado. Actas 7mo Congreso de Mineralogía y Metalogenia, 225-230.
- KAMILLI, R. J. y OHMOTO, H., 1977.** Paragénesis, zoning, fluid inclusions and isotope studies of the Finlandia vein, Colqui district, central Perú. Economic Geology 72:950-982.
- KAY, S. M. y GORRING, M. L., 1999.** Evolution of the patagonian mantle: evindence from isotopic studies of Tertiary to recent plateau lavas. Actas II South American Symposium on Isotope Geology, 556-565.
- KAY, S. M., RAMOS, V. A., MPODOZIS, C. y SRUOGA, P., 1989.** Late paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. Geology 17(4): 324-328, Boulder.
- KAY, S., MAHLBURG, ARDOLINO, A., CORTES, J. M., FRANCHI, M. y RAMOS, V. A., 1990.** Tectonic and geochemical significance of Tertiary Patagonian basalts (40-50° S) Argentina. En: Laubaches G., Olivier R. A. y Perignon V. (Edits). Symposium International Geodynamique Andine. Editions l'Orston, p. 297-300. Grenoble, Francia.
- LANG B, EDELSTEIN O., STEINITZ G., KOVACS M., y HALGA S., 1994.** Ar-Ar dating of adularia a tool in understanding genetic relations between volcanism and mineralization: Baia Mare area (Gutii Mountains), northwestern Romania. Economic Geology, v. 89: 174-180.
- LEANZA, A., 1958.** Geología Regional. En: La Argentina, Suma de Geografía, Tomo I, Capítulo III: 217-349, Editorial Peuser, Buenos Aires.
- LEHRMAN, N. J., 1986.** The Mc Laughlin mine, Lapa and Yoko Countries, California: Nevada Bureau of Mines and Geology Report 41: 85-89.

- LE MAITRE, R., 1989.** A classification of igneous rocks and glossary of terms. Ed. Blackwell, Oxford. 153 p.
- LESTA, P., 1969.** Algunas nuevas comprobaciones en la geología de la Patagonia. Anales 4ª Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 187-194.
- LESTA, P. J. y FERELLO, R., 1969.** Informe preliminar sobre las posibilidades petrolíferas de la porción occidental de las provincias Chubut y Santa Cruz (zona norte). Yacimiento Petrolíferos Fiscales. (Inédito).
- LESTA, P. y FERELLO, R., 1972.** Región Extraandina del Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Tomo II, p. 602-687. Córdoba.
- LINDGREN, W., 1922.** A suggestion for the terminology of certain mineral deposits: Economic Geology, 17: 292-294.
- LIU, J., 1971.** Synthesis and stability relations of prehnite, $\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. American Mineralogist, 56: 507-531.
- LIU, J., MARUYAMA S. y CHO, M., 1987.** Very low-grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks-mineral assemblages and mineral facies. In M. Frey (Ed.): Low temperature metamorphism. Capítulo 3: 59-112.
- LLAMBIAS, E., 2003.** Geología de los Cuerpos Ígneos. Asociación geológica Argentina. Serie B Nro 27, Instituto Superior de Correlación Geológica. Serie de Correlación Geológica Nro 15.
- LÓPEZ DE LUCHI, M. G., OSTERA, H., CAGNONI, M., CERREDO, M. E., LINARES, E., 2002.** Geodynamic setting for the western border of the North patagonian Massif: Cushamen Formation at Rio Chico, Río Negro. Actas del 15 Congreso Geológico Argentino, 2: 210-216.
- LOPEZ, R., GUIDO, D., SCHALAMUK, I. y DE BARRIO, R., 2003.** Las Margaritas, un sinter Jurásico vinculado a mineralizaciones auríferas del noroeste del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Chileno.
- LOSKE, W., MARQUEZ, M., GIACOSA, R., PEZZUCHI, H. y FERNANDEZ, M., 1999.** U/Pb geochronology of pre-Permian basement rocks in the Macizo del Deseado, Santa Cruz province, Argentine Patagonia. XIV Congreso Geológico Argentino, Resúmenes, p 102. Salta. Argentina.
- MALVICINI, L. y SAULNIER, M.E., 1987.** Texturas de depósitos minerales. Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Serie didáctica N° 3.
- MANIAR, P. y PICCOLI, P., 1989.** Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulletin. Vol. 101: 635-643.
- MARCHIONNI, D. M., de BARRIO, R. E. y TESSONE, M., 1997.** Aportes de la información de ERS-1 en el reconocimiento de rasgos estructurales del sector central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina, su implicancia metalogénica. Seminario Internacional: Uso y aplicaciones de ERS en América Latina. Actas: 133-141. Chile.
- MARIN, G., 1982.** Descripción geológica de la Hoja 55c "Gobernador Gregores", provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional, 17 p. (inédito).
- MARQUEZ, M. 1994.** El plutonismo mesozoico en el Macizo del Deseado y su vinculación con mineralización de tipo cobre diseminado, provincia de Santa Cruz, Argentina, América del Sur. Coloquio de Geociencia Latinoamericana, Actas 1:11-132. Munster. Zbl. Geol. Palaont. Teil I.H: 115-132.

- MARQUEZ, M., GIACOSA, R., PEZZUCHI, H. y FERNÁNDEZ, M., 1993.** El basamento pre-pérmico del noreste del Macizo del Deseado, Argentina. *Zbl. Geol. Palaont.*, 1 (1-2):101-114. Stuttgart.
- MÁRQUEZ, M.; GIACOSA, R.; NILLNI, A.; PAREDES, J.; FERNÁNDEZ, M.; PARISI, C.; SCIUTTO, J.; GARRIDO, C. y AFONSO, J. 2002.** Aspectos litológicos y estructurales del bloque tectónico Cushamen (Chubut). *Actas del 15 Congreso Geológico Argentino*, 2: 210-216.
- MATSUDA, K. Y., 1981.** estudio geológico del curso superior del río Barker, Aysen, Chile. Tesis doctoral, Universidad de Chile (Inédito).
- MAZZONI, M., TERUGGI, M., IÑIGUEZ RODRIGUEZ, M. y SPALLETI, L., 1981.** El Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián (provincia de Santa Cruz). 8° Congreso Geológico Argentino. *Actas III*: 485-507.
- MCDONOUGH, W. F., SUN, S., RINGWOOD, A. E., JAGOUTZ, E., y HOFMANN A. W., 1991.** K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochim, Cosmochim. Acta*. Ross Taylor Symposium volume.
- MCKEE E. H., DREIER J. E., y NOBLE D. C., 1992.** Early Miocene hydrothermal activity at Pachuca-Real del Monte, Mexico: an example of space-time association of volcanism and epithermal Ag-Au mineralization. *Economic Geology*, v. 87: 1635-1637.
- MCPHIE, J., DOYLE, M y ALLEN, R., 1993.** Volcanic Textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. CODES, University of Tasmania. 198 p.
- MEIER, L.P. y KAHR, G., 1999.** Determination of the cation exchange capacity (CEC) of clay minerals using the complexes of copper (II) ion with triethylenetetramine and tetraethylenepentamine. *Clays Clay Minerals*. 47, 386-388.
- MESCHEDE, M., 1986.** A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56: 207-218.
- METHOL, E., 1967.** Rasgos geomorfológicos de la Meseta de Somuncurá, Río Negro. Consideraciones acerca de los orígenes de los "pequeños bajos sin salida". *Revista Asociación Geológica Argentina*, 22 (4): 295-311.
- MEUNIER, A., 1995.** Hidrotermal alteration by veins. En *Origin and Mineralogy of Clays*, B. Velde Ed. Cap. 6: 247-266.
- MINAMERICA S.A., 1999.** Proyecto La Josefina. Provincia de Santa Cruz. Argentina. Informe final para FOMICRUZ S.E. 13 págs, 13 anexos. Informe Inédito.
- MIYASHIRO, A., 1974.** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, Vol.274: 321-355.
- MOREIRA, P., ANDRADA, P. FERNÁNDEZ, R. R. y ETCHEVERRY R. O., 2001.** Fragmentos de rocas metamórficas portadoras de oro en una brecha hidrotermal de la Formación Chon Aike, distrito La Josefina, Santa Cruz. 7 Congreso Argentino de Geología Económica, *Actas 1*: 105. Salta.
- MOREIRA, P.; FERNÁNDEZ, R.; SCHALAMUK, I. A. y ETCHEVERRY, R., 2002a.** Depósitos carbonáticos de hot spring relacionados a manifestaciones epitermales (Au-Ag), Distrito La Josefina. Macizo del Deseado. Provincia de Santa Cruz. *Actas del VI Congreso Geológico Argentino*. Calafate. Santa Cruz. Tomo II. pág. 324-329.
- MOREIRA, P.; FERNÁNDEZ, R.; MONDELO, R.; y ETCHEVERRY, R., 2002b.** Características Mineralógicas del Sector "Veta Norte". Distrito La Josefina. Provincia de Santa Cruz. *Actas del VI Congreso de Mineralogía y Metalogenia*. Buenos Aires. pág. 271-277.

- MOREIRA, P.; FERNANDEZ, R.; RIOS, J. y SCHALAMUK, I. A., 2004a.** Caracterización de la esfalerita de las manifestaciones epitermales del área La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Actas del VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Río Cuarto (Córdoba), pág. 89-94.
- MOREIRA P., FERNÁNDEZ R., ETCHEVERRY R. y SCHALAMUK I. A., 2004b.** Isótopos estables de las manifestaciones epitermales del área La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Actas del VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Río Cuarto (Córdoba), pág. 243-248.
- MOREIRA P., LÓPEZ K., FERNÁNDEZ R., ETCHEVERRY R. y SCHALAMUK I. A., 2004c.** Caracterización mineralógica de la argilización asociada a las manifestaciones epitermales de Au-Ag del área La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Actas del VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia. Río Cuarto (Córdoba), pág. 249-254.
- MOREIRA, P.; GONZÁLEZ, P.; FERNÁNDEZ, R.; ECHEVESTE, H.; SCHALAMUK, I.; ETCHEVERRY, R., 2005.** El basamento de bajo grado de las Estancias La Modesta y La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 60-1: 49-63.
- MOREIRA, P., FERNÁNDEZ, R. R., SCHALAMUK, I. B., ETCHEVERRY, R. O. Y ROLANDO, P. A., 2005.** Jurassic magmatism and Au-Ag mineralization in the Deseado Massif (Patagonia Argentina): Lead and Sulfur isotopic studies. Enviado a SGA 2005 Beijing (China).
- MOREIRA, P., FERNÁNDEZ, R., SCHALAMUK, I. B. y ECHEVESTE, H., 2005.** Caracterización de las manifestaciones epitermales del sector Cerro Contreras, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Enviado al XVI Congreso Geológico Argentino.
- MULLEN, E. D., 1963.** MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogénesis. Earth Planet. Sci. Lett., 62: 53-62.
- MUNIZAGA, F., AGUIRRE, L., y HERVÉ, F., 1973.** Rb/Sr ages of rocks from the Chilean metamorphic basement. Earth and planetary Science Letters, 18: 87-92.
- MYKIETYUK, K., FERNANDEZ, R. R. y AZEVEDO, F., 2005.** Alteraciones hidrotermales superpuestas: producto de fluidos de pH ácido y neutro en el Cerro Guanaco, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60-1.
- NASH, T., 1994.** Geochemical signatures of silver and gold deposits, Tonopah 1°x2° Quadrangle, Nevada. Description and applications to exploration. U.S. Geological Survey, Bulletin 2077.
- NELSON, C. E. y GILES, D. L., 1985.** Hydrothermal eruption mechanisms and hot spring deposits. Economic Geology. Vol 89. pp 1633-1639.
- OHMOTO, H. y RYE, R., 1979.** Isotopes of sulfur and carbon. In: H.L. Barnes (Ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits; John Wiley & Sons: 509-561.
- PALMA, M., 1989.** Los eventos geológicos del Macizo del Deseado durante la evolución tectónica del continente Austral. Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur, Mar del Plata, 1-3 Junio 1989: 97-101, Montevideo.
- PALMA, M., 1991.** Las rocas basamentales del Macizo del Deseado en la estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46 (1-2): 1-9.
- PANKHURST, R. S. y RAPELA, C. W., 1995.** Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. Earth and planetary Science Letters 134: 23-36.
- PANKHURST, R., RAPELA C. y MARQUEZ, M., 1993a.** Geocronología y petrogénesis de los granitoides jurásicos del noreste del Macizo del Deseado. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 134-141.

- PANKHURST, R., SRUOGA, P. y RAPELA, C., 1993b.** Estudio Geocronológico Rb-Sr de los complejos Chon-Aike y El Quemado a los 47°30' L.S. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Actas IV: 171-178.
- PANKHURST, R., LEAT, P., SRUOGA, P., RAPELA, C., MARQUEZ, M., STOREY, B y RILEY, T., 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., RILEY, T., FANNING, C. y KELLEY, S., 2000.** Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, Volume 41, Nº5: 605-625.
- PANKHURST, R., RAPELA, C., LOSKE, W. y FANNING, C., 2001.** Chronological study of the pre-Jurassic basement rocks of Southern Patagonia. III South American Symposium on Isotope Geology. Pucón, Chile. Session 6, Actas en CD-ROM.
- PANZA, J. L. 1982.** Descripción geológica de las Hojas 53e, Gobernador Moyano y 54e Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 197 p. (Inédito).
- PANZA, J. L., 1984.** Descripción geológica de las Hojas 54f "Bajo La Leona" y 54g "Bahía Laura", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 170 p. (inédito).
- PANZA J. L. 1986.** Descripción geológica de la Hoja 54d "La Manchuria", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 141 p. (inédito).
- PANZA J. L. 1995a.** Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros escala 1:250000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Boletín 213, 103 p.
- PANZA J. L., 1995b.** Hoja Geológica 4969-IV Monumento Natural Bosques Petrificados escala 1:250000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. 162 p. (inédito).
- PANZA, J., 1998.** Hoja Geológica 4769-IV, Monumento Natural Bosque Petrificado, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín Nº 257.
- PANZA, J. Y COBOS, J. 1999.** Hoja Geológica 4769-III, Destacamento La María, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales-SEGEMAR, Boletín 296, 115p.
- PANZA, J. L. y de BARRIO, R., 1987.** Informe preliminar del levantamiento geológico de las Hojas 55f "Cordón Alto" y 55g "Puerto San Julián", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 122 p. (inédito).
- PANZA, J. L. y de BARRIO, R., 1989.** Descripción geológica de las Hojas 56f "Cordón Alto" y 56g "Puerto San Julián", provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 155 p. (inédito).
- PANZA, J. y FRANCHI, M., 2002.** Magmatismo basáltico Cenozoico extrandino. En: M. Haller (Edit): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz, Relatorio XV Congreso Geológico Argentino, I-14: 201-236.
- PANZA, J. L., COBOS, J. y RABONA, D., 1994.** Mapa Geológico de la provincia de Santa Cruz, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, escala 1:750.000, Buenos Aires.
- PANZA, J. L., MARQUEZ, M. y GODEAS, M., 1995.** Hoja Geológica 4966 - I y II Bahía Laura, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. 83 p. Buenos Aires.
- PANZA, J. L., CUNEO, N. y ARCHANGELSKY, S., 1996.** La Formación La Golondrina (Pérmico) en la Laguna Dulce, provincia de Santa Cruz y su taoflora. Grupo Argentino de Trabajo del Paleozoico Superior, Universidad de Buenos Aires, Comunicaciones ´96: 14-15.

- PANZA, J., COBOS, J. C. y ZUBIA, M., 2001.** Hoja Geológica 4769-III, Destacamento La María, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 296: 81 pp.
- PARRY, W. T., JASUMBACK, M. y WILSON, P. N., 2002.** Clay mineralogy of phyllic and intermediate argillic alteration at Bingham, Utah. *Economic Geology*, 97 (2): 221-240.
- PEARCE, J. A., 1976.** Statistical analysis of major element patterns in basalts. *Journal Petrol.*, 17: 15-43.
- PEARCE, J. y CANN, J., 1973.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol.19: 290-300.
- PEARCE, J. A. y NORRY, M. J., 1979.** Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- PEÑALVA, G. y MOREIRA, P., 2005.** Interpretación geológica a partir de los datos geofísicos del área La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Enviado al XVI Congreso Geológico Argentino.
- PETIT, J. P., 1987.** Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9 (5/6): 597-608.
- PEZZI, E. 1970.** Informe geológico zonas cerro Huemul y estancia la Josefina, Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe 157, 21 p. (Inédito).
- PEZZUCHI, H. D., 1978.** Estudio Geológico de la zona de la Estancia Dos Hermanos, Estancia 25 de Mayo y adyacencias, departamento Deseado, provincia de santa Cruz. Universidad Nacional de La Plata, Tesis Doctoral. (Inédita).
- RAMOS, V., 1976.** Evolución tectónica del basamento precámbrico de Río Grande (Río Grande do Sul, Brasil). *Actas VI Congreso Geológico Argentino*, Tomo I, pág. 187-204. Bs.As.
- RAMOS, V., 1978.** Descripción geológica de la Hoja 55b, Meseta de la Muerte, Servicio Geológico Nacional. (Inédito).
- RAMOS V., 1982.** Geología de la region Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37 (1):23-49.
- RAMOS, V., 1983.** Evolución tectónica y metalogénesis de la Cordillera Patagónica. 2° Congreso Nacional Geología Económica, *Actas 1*: 107-124.
- RAMOS, V., 1984.** Patagonia: ¿Un continente Paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino, *Actas II*: 311-325.
- RAMOS, V., 1986.** Discussion on Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic basin. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 89: 427-429.
- RAMOS, V., 1988.** Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America. A collisional history. *Episodes*, 11: 168-175.
- RAMOS, V., 1989.** Andean Foothills Structures in Northern Magallanes Basin, Argentina. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 73: 887-903.
- RAMOS, V., 1996.** Evolución tectónica de la Plataforma Continental. En: Ramos y Turic (editores). *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*. Asociación Geológica Argentina e Instituto del Petróleo: 385-404.
- RAMOS, V., 2002.** Evolución Tectónica. *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. Relatorio del 15 Congreso Geológico Argentino. 1-23: 365-387.
- RAMOS, V. y KAY, S., 1992.** Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205: 261-282.

- RAMOS, V. y PALMA, M., 1991.** Tectónica y Diastrofismo. En: S. Archangelsky (editor): "El Sistema Pérmico en la Argentina y en la República Oriental del Uruguay" (pre-impresión): 239-266.
- RAMOS, V.A., NIEMEYER, J. SKARMETA y MUNOZ, J., 1982.** Magmatic Evolution of the austral Patagonian Andes. *Earth-Science Reviews*, 18: 411-443.
- RANGIN, C., STEINBERG, M., BANNOT-COURTOIS, C., 1981.** Geochemistry of the Mesozoic bedded cherts of central Baja California (Vizcaino-Cedros-San Benito), implications for paleogeographic reconstruction of an old oceanic basin. *Earth Planetary Science Letters* 54: 313-322.
- RAPELA, C. y KAY S., 1988.** Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. *Episodes*, Vol. 11 (3): 175-181.
- RAPELA, C. y PANKHURST, R., 1993.** El volcanismo riolítico del Noroeste de la Patagonia. Un evento Meso-Jurásico de corta duración y origen profundo. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso Exploración de Hidrocarburos, Actas IV:179-188. Buenos Aires.
- RAPELA, C. W. Y PANKHURST, R., 1996.** Monzonite suites: the innermost Cordilleran plutonism of Patagonia. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 87: 193-203.
- RAPELA, C. y PANKHURST, R., 2002.** Eventos tectonomagmáticos del Paleozoico inferior en el margen proto-Atlántico del sur de Sudamérica. XV Congreso Geológico Argentino, Actas: 6 páginas.
- RAPELA, C., DIAS, C., FRANZESE, J., ALONSO, G. y BENVENUTO, A., 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.
- REIMER, W., MILLER, H. & MEHL, H., 1996.** Mesozoic and Cenozoic palaeo-stress field of the South Patagonian Massif deduced from structural and remote sensing data. En: *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up* (B.C. Storey, E.C. King & R.A. Livermore Eds.), *Geol. Soc. Sp. Publ.* 108: 73-85; London.
- REMANE, J., 2000.** Explanatory note to the International Stratigraphic Chart. IUGS, UNESCO: 16 p.
- RENAUT, R. W., JONES, B., TIERCELIN, J. J. y TARITS, C., 2002.** Sublacustrine precipitation of hydrothermal silica in rift lakes: evidence from Lake Baringo, central Kenya Rift Valley. *Sedimentary Geology* 148: 235-257.
- REYNOLDS, R.C., y HOWER, J., 1970.** The Nature of Interlaying in Mixed-Layer Illite-Motmorillonite, *Clays and Clay Minerals*, v18, p.25-36.
- RICCARDI, A., 1971.** Estratigrafía en el oriente de la Bahía La Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo de La Plata (nueva serie)*. Tomo 7, 61.
- RICCARDI, A. Y ROLLERI, E., 1980.** Cordillera Patagónica Austral. En Turner, J. C. (Eds.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2(27): 1173-1306. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- RICE, C. M. y TREWIN, N. H., 1988.** A lower Devonian gold-bearing hot spring system, Rhynie, Scotland. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (Section B: Applied Earth Science)*, 97 :B141-B144.
- RIGGI, J.C., 1957.** Resumen geológico de la zona de los lago Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 12 (2):65-97.
- RILEY, T., LEAT, P., PANKHURST, R. y HARRIS, C., 2000.** Origin of large volume rhyolitic volcanism in Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology*, 42, N°6: 1043-1065.

- RIOS, F., FUZIKAWA, K., SCHALAMUK, I. y PIMENTA, M., 1994.** Resultados preliminares del estudio de IF en cuarzo mineralizado del área Manatíal Espejo, Macizo del Deseado, Santa Cruz. Actas II, Reunión Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Minerales. Publicación 3: 345-351.
- RIOS, F. J., ALVES, J. V., FUZIKAWA, K., SCHALAMUK, I. A., DE BARRIO, R. y DEL BLANCO, M., 2000.** Fluid Evolution in the La Josefina Au-epithermal system, Macizo del Deseado, Southern Patagonia, Santa Cruz, Argentina. Revista Brasileña de Geociencias. 30 (4): 769-774.
- ROBINSON, B. W., 1974.** The origin of mineralization at the Tui mine, Te Aroha, New Zeland, in the light of stable isotope studies. Economic Geology. V. 69:910-925.
- ROBINSON, B. W. y KUSAKABE, M., 1975.** Quantitative preparation of sulfur dioxide for 34 S/32 S analyses from sulfides by combustion with cuprous oxide. Analytical Chemistry, 47, 7: 1179-1181.
- ROLANDO, P. A. y FERNANDEZ, R. R., 1996.** Alteración hidrotermal del sector nor-oriental del prospecto epitermal La Josefina, Santa Cruz. III Reunión de Mineralogía y Metalogénesis, Publicación INREMI Nro 5: 209-216.
- ROLL, A., 1938.** Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado. Boletín Informaciones Petroleras reimpr., tomo 15 (163): 17-83.
- ROLLERI, E. O., 1969.** Discordancia en la base del Neopaleozoica al este de Esquel. 4 Jornadas Geológicas Argentinas, Tomo 2, 273-277.
- ROLLINSON, H. R., 1993.** Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, interpretation. Logman Scientific & Technical: 352pp.
- ROSER, B.P., AND KORSCH, R. J., 1988.** Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. Chemical Geology. 67: 119-139.
- ROSIERE, C. A. y RIOS F. J., 2004.** The origin of high grade Fe deposits using the infrared microscopy and microthermometry: the example of the Conceição Mine, Minas Gerais, Brazil. Economic Geology, V.99 (en prensa).
- SACOMANI, L., 1981.** Informe preliminar de las observaciones petrológicas en localidades tipo de la secuencia volcánica jurásica ("Serie Porfírica") en el ámbito del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 11 p. (inédito).
- SACOMANI, L., 1984.** Ciclos basálticos cenozoicos del sector centro – occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional. (Inédito).
- SANDER M. V. y BLACK J. E., 1988.** Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems – implications for fluid inclusion studies. Economic Geology v.83: 1052-1060.
- SANDER, M. V. y EINAUDI, M. T., 1990.** Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain. Economic Geology. V. 74:1420-1434.
- SCHALAMUK, I., FERNANDEZ, R. y ETCHEVERRY, R., 1995a.** Gold-silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. In: Mineral Deposits, Kribek & Zak (editors), Balkema: 385-388.
- SCHALAMUK, I., RIOS, F., FUZIKAWA, K. y PIMENTA, M., 1995b.** Fluid inclusions studies in epithermal auriferous-quartz deposits of Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Abstract XIII ECROFI. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía 18: 220-221.
- SCHALAMUK, I., ZUBIA M., GENINI A. y FERNANDEZ R., 1997.** Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. Ore Geology, Reviews. Vol 12 N° 3: 173-186.

- SCHALAMUK, I., ECHEVESTE, H., ETCHEVERRY, R. y AMETRANO, S., 1998a.** Metalogénesis del yacimiento de oro-plata "Manantial Espejo", Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Buenos Aires, tomo 50: 217-236.
- SCHALAMUK, I.; DEL BLANCO, M.; DE BARRIO, R.; ETCHEVERRY, R.; MARCHIONNI, D., 1998b.** Características Mineralógicas de la paragenesis epitermal del Prospecto La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. IV Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. EDIUNS: 259-266.
- SCHALAMUK, I., de BARRIO, R., ZUBIA, M., GENINI, A. y ECHEVESTE, H., 1999a,** Provincia Auroargentífera del Deseado, Santa Cruz. En: Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini), Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1177-1188.
- SCHALAMUK, I., GUIDO, D. M., DE BARRIO R. E. y FERNÁNDEZ. R. R., 1999b.** Hot spring structures from El Macanudo-El Mirasol area, Deseado Massif, Argentina. In: Stanley, C.J. et al. (eds), Mineral Deposits: Processes to Processing, I: 577-580 A.A. Balkema, Rotterdam.
- SCHALAMUK, I. A, ECHEVESTE, H., ETCHEVERRY, R. y AMETRANO, S. 1999c.** Prospecto Manantial Espejo, Santa Cruz. Recursos Minerales de la República Argentina (Ed. E. Zappettini). Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35:1211-1217.
- SCHALAMUK, I., DE BARRIO, R.E. y GUIDO, D. M. 2000.** Jurassic sinter and stromatolite deposits related to Au-Ag mineralization, Deseado Massif, Patagonia, Argentina, 31 International Geological Congress: Río de Janeiro, Abstracts en CD.
- SCHALAMUK I. B., DE BARRIO R. E., ZUBIA M. A., GENINI A. D., Y VALVANO, J., 2002.** Mineralizaciones auro-argentíferas del Macizo del Deseado y su encuadre metalogénico. In: M. J. Haller (ed), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate, 1: 679-713, Buenos Aires.
- SCHILLER, W., 1923.** Sobre derrumbamiento de capas en la Patagonia causado por sublavado. Contribución al estudio de las cuencas sin desagüe. Revista Museo La Plata, 27: 161-171.
- SCOTT, S. D. y BARNES, H. L., 1971.** Sphalerite geothermometry and geobarometry. Economic Geology 66: 653-669.
- SEWARD, T., 1984.** The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. En: Foster (editor), Gold '82: The geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Geological Society of Zimbabwe, Special Publication N°1, Rotterdam, Balkema: 165-181.
- SHELL C.A.P.S.A. 1965.** La palinología, la industria petrolera y algunos resultados palinológicos en la Argentina. Actas 2 Jornadas Geológicas Argentinas. Tomo 3. Buenos Aires: 347-354.
- SHEPARD, S., 1986.** Stable isotope in high temperature geological processes, Valley, J., Taylor, H., O'Neil, J. (editors), Capítulo 6. Reviews in mineralogy, Vol. 16: 165-184.
- SHERLOCK, R. L., TOSDAL, R. M., LEHRMAN, N. J., GRANEY, J. R., LOSH, S., JOWETT E. C., KESLER S. E., 1995.** Origin of the Mc Laughlin mine sheeted vein complex: metal zoning, fluid inclusion, and isotopic evidence. Econ. Geol. 90: 2156-2181.
- SILLITOE, R., 1984.** Volcanic landforms and ore deposits. Reviews in Economic Geology, v. 79: 1286-1298.
- SILLITOE, R., 1985.** Ore-related Breccias in Vulcanoplutonic Arcs. Economic Geology. Vol 80. pp. 1467-1514.

- SILLITOE, R., 1993.** Epithermal Models: Genetic types, geometrical controls and shallow features. En: Kirkham, Sinclair, Thorpe and Duke (editors), Mineral Deposits Modelling: Geological Association of Canada, Special Paper 40: 403-417.
- SILLITOE, R. H. y HEDENQUIST, J. W. 2003.** Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits. Giggenbach Volume, Society of Economic Geologists and Geochemical Society, Special Publication 10, S.F. Simmons ed. Cap 16.
- SIMMONS, S. y CHRISTENSON, B., 1994.** Origin of calcite in a boiling geothermal system: American Journal of Science, Vol. 294: 99-112.
- SIMPSON, G., 1941.** The Eogene of Patagonia. American Museum Novitates 1120, New York.
- SLACK, J. F., HERRIMAN, N., BARNES, R. G. y PLIMER, I. R., 1984.** Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. Geology, Volumen 12: 713-716.
- SPARKS, R., SELF, S. y WALKER, G., 1973.** Products of ignimbrite eruptions. Geology, 1: 115-118.
- SPEAR, F., 1993.** Metamorphic phase equilibria and pressure - temperature - time paths. Mineralogical Society of America, Monograph Series. Washington. 799p.
- SRUOGA, P. y M. A. PALMA, 1984.** La Formación Chon Aike en su área clásica de afloramientos. IX Congreso Geológico Argentino, Actas III: 171-184.
- STIPANICIC, P., 1957.** El Sistema Triásico en la Argentina. XX° Congreso Geológico Internacional, 1956. Sec. II. México.
- STIPANICIC, P. y BONETTI, M., 1970.** Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. Floras Liásicas, Ameghiniana, Asociación Paleontológica Argentina, 7 (1): 57-78. Buenos Aires.
- STIPANICIC, P. y METHOL, E. J., 1972.** Macizo de Somuncurá. En: Leanza, A.F. (Editor), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 581-599, Córdoba.
- STIPANICIC, P. y REIG, A., 1955.** Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina", con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo. Revista Asociación Geológica Argentina, 10 (4): 215-233.
- STIPANICIC, P. y REIG, A., 1956.** El "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina" y su fauna de anuros. Acta Geológica Lilloana 1: 185-297.
- STIPANICIC, P. y REIG, A., 1957.** El "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina" y su fauna de anuros. Acta Geológica Lilloana 1: 185-297.
- STIPANICIC, P., RODRIGO, F. BAULIES, O y MARTINEZ, C. 1968.** Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(2): 67-98.
- STIPANICIC, P. N., TOUBES, R., SPIKERMAN, J. P. y HALPERN, M. 1971.** Sobre la composición y edad de algunas plutonitas del nordeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia (República Argentina). Revista Asociación Geológica Argentina, XXVI (4):459-467.
- STOREY, B. y ALABASTER, T., 1991.** Tectonomagmatic controls on Gondwana break-up models:evidence from the proto-pacific margin of Antártica. Tectonics 10: 1274-1288.

- STOREY, B. C., ALABASTER, T., HOLE, M. J., PANKHURST, R. J. y WEVER, 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. In: Storey, B. C., Alabaster, T., Pankhurst, R. J. (Eds), magmatism and the Causes of Continental Break-up. Geol. Soc. London Spec. Publ. 68: 149-163.
- SUERO, T., 1960.** Elevación informes levantamiento geológico Dr Di Persia. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales. (Inédito).
- SUERO, T., 1962.** Paleogeografía del Paleozoico Superior en la Patagonia (Argentina) Revista de la Asociación Geológica Argentina. 16(1-2): 35-42.
- TANELLI, G. y SCARSELLA, A., 1990.** Tipologia e modellizzazione genetica delle mineralizzazioni auriferi epitermali della Toscana meridionale. L'industria mineraria, (2): 1-9.
- TAYLOR, S. R. Y MCLENNAN, S. M., 1985.** The continental crust: its composition and evolution. Blackweel, Oxford. 312 p.
- TAYLOR, R. G. y POLLARD, P. J., 1993,** Mineralized breccia systems, methods of recognition and interpretation> James Cook University, Geology Department, Economic Geology Research Unit contribution 46, 31 p.
- TESSONE, M. y ETCHEVERRY, R., 1998.** Alteraciones hidrotermales asociadas a algunos prospectos del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina, Actas: 267-279.
- TESSONE, M., DEL BLANCO, M., MACAMBIRA, M. y ROLANDO, A., 1999.** New Radimetric 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. Actas: 132-135.
- TERUGGI, M. y ROSSETTO, H., 1963.** Petrología del Chubutiano del codo del río Sengerr. Boletín de Informaciones Petroleras, 354: 18-35.
- THEODORE, T. y JONES, G., 1992.** Geochemistry and Geology of gold in jasperoid, Elephant Head Area, Lander County, Nevada. U.S. Geological Survey Bulletin 2009: 53 pág.
- THOMPSON, R. N. 1982.** British Tertiary volcanic province. Scottish Journal of Science. V. 18:49-107.
- TINGLEY, J. B. y BERGER, B. R., 1985.** Lode gold deposits of Round Mountain, Nevada. Nevada Bureau of Mine and Geology, Bulletin, 100, 62 pp.
- TURIC, M., 1969.** Perfiles estratigráficos al sur del curso medio del Río Deseado, entre Punta España y Meseta Baqueró, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito), 55 p.
- UGARTE, F., 1966.** La cuenca compuesta Carbonífero-Jurásica de la Patagonia Meridional. Anales Universidad Nacional de la Patagonia "San Juan Bosco" 2, Ciencias Geológicas, 1: 37-68. Comodoro Rivadavia.
- ULIANA, M., BIDDLE K., PHELPS, D. y GUST, D., 1985.** Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40 (3-4): 231-253.
- ULIANA, M. y BIDDLE K., 1987.** Mesozoic–Cenozoic Palaeogeographic and Geodynamic evolution of Southern South America. Second Symposium South Atlantic Evolution, Río de Janeiro.
- ULIANA, M. A., BIDDLE, T. y Cerdan, J., 1989.** Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. En: Tankard, J. y Balkwill, H. R. (Edits.), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic Margins, AMER. Association Petrology Geology Mem. 46:599-614. Tulsa.

- VARELA, R., PEZZUCHI, H., GENINI, A. y ZUBIA, M., 1991.** Dataciones de rocas magmáticas en el Jurásico inferior del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Asociación Geológica Argentina, Revista 46 (3-4): 257-262.
- VIERA, R Y MÁRQUEZ, M., 1975.** Informe geológico preliminar-mosaico 4769-iii-d5. Proyecto 19 NF-La Josefina. Servicio Minero Nacional. Inédito.
- VIERA, R. Y PEZZUCHI, H. 1976.** Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con rocas del "Complejo metamórfico" de la Patagonia Exrandina, Estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, XXXI (4): 281-283.
- VIKRE P. G., MCKEE E. H., y SILBERMAN M. L., 1988.** Chronology of Miocene hydrothermal activity and igneous events in the western Virginia Range, Washoe, Storey and Lyon Counties, Nevada. Economic Geology, 83: 864-874.
- WALKER, G. P. L., 1983.** Ignimbrite types and ignimbrite problems. Journal Volcanology and Geothermal Research, 17: 65-88.
- WALTER, M. R., 1976.** Geyserites of Yellowstone National Park: An example of abiogenic "stromatolites, en Stromatolites, in Walter, M.R., ed. Developments in Sedimentology: Elsevier, 20, p. 87-112.
- WALTER,, M. R., BAULD, J. y BROCK, T. D., 1972.** Siliceous algal and bacterial stromatolites in hot spring and geyser deposits of Yellowstone National Park. Science, 178: 402-405.
- WEISSBERG, B. G., BROWNE, P. R. C. y SEWARD , T. M., 1979.** Ore metal in active geothermal systems. Barnes, H. L. (ed). Geochemistry of Hidrothermal Ore Deposits, Second Edition: John Wiley and Sons, New York: 739-780.
- WHITE, D. E., 1955.** Thermal springs an epithermal ore deposits. Economic Geology, 50th Anniversary Volume, p. 99-154.
- WHITE, D. E., 1981.** Active geothermal systems and hydrothermal ore deposits. Economic Geology, 75th Anniversary Volume, p. 392-423.
- WHITE, D. E., 1985.** Summary of the Steamboat Spring geothermal area, Nevada, with attached road-long commentary. US Geol. Survey. Bulletin 1646: 79-87.
- WHITE, N. y HEDENQUIST, J., 1995.** Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration, Society of Economic Geologists Newsletter, 23, 1: 9-13.
- WHITE, D. E., THOMPSON, G. A. y SANDBERG, C. A., 1964.** Rock structure and geologic history of Steamboat Springs thermal area, Washoe County, Nevada. U.S. Geological Survey, Professional Paper 458-B: 63p.
- WHITE, N. C., WOOD, D. G., LEE, M. C., 1989.** Epithermal sinters of Paleozoic age in north Queensland, Australia. Geology, 17: 718-722.
- WICHMANN, 1922.** Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julián y sus alrededores(Territorio de Santa Cruz). Dirección General de Minas, Boletín 30B.
- WINDHAUSEN, A., 1924.** Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. Boletín Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 27: 167-320.
- WINDHAUSEN, A., 1931.** Geología Argentina. En: Geología Histórica y Regional del Territorio Argentino (Segunda Parte). Editorial Peuser. (Buenos Aires), 1-40.
- YARDLEY, B.W.D., BARKER, J.P. y GRAY, J.R., 1987.** The metamorphism of the Daradian rocks of western Ireland and its relation to tectonic setting. Philosophical Transactions of the Royal Society, A321: 243-268. London.

- ZARTMAN, R. E. y DOE, B. R., 1981.** Plumbotectonic-the model. *Tectonophys* 75: 135-162
- ZAVATTIERI, A. M., 1992.** Palinología de la Formación El Tranquilo (Triásico), provincia de Santa Cruz, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina. Revista Ameghiniana* 29 (4): 305-314.
- ZHENG, Y.F., 1993.** Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57: 1079-1091.
- ZIMMERMAN, B. S. y LARSON, P. B., 1994.** Epithermal gold mineralization in a fossil hot spring system, Red Butte, Oregon. *Econ.Geol* 89: 1983-2002.