

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

**Mineralización epitermal 'Arroyo Verde' y 'Mina Delta XXI'
en el Complejo Marifil, Macizo Nordpatagónico: volcanología
y geocronología de los metalotectos patagónicos**

Cecilia Pavón Pivetta

Bahía Blanca

2021

Argentina

Prefacio

Esta tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor en Geología de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otra. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en el ámbito del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, en el Instituto Geológico del Sur (INGEOSUR-CONICET) y en el MultiLab de la Universidade do Estado de Rio de Janeiro, durante el período comprendido entre el 1 de abril de 2016 al 01 de abril de 2021, con la dirección del Dr. Daniel Alfredo Gregori (CONICET-INGEOSUR y Universidad Nacional del Sur) y la co-dirección del Dr. Mauro Cesar Geraldés (Universidade do Estado de Rio de Janeiro).

Cecilia Pavón Pivetta

29 de marzo de 2021
Departamento de Geología
UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR
Secretaría General de Posgrado y Educación Continua

La presente tesis ha sido aprobada el 16/06/2021, mereciendo la calificación de 10 (..SOBRESALIENTE..)

AGRADECIMIENTOS

Al CONICET, por haberme otorgado la beca doctoral y a la UNS por haberme permitido concursar como docente, después de trabajar en empresas mineras y petroleras por cinco años. Al grupo de trabajo del cual soy parte, formado por excelentes personas y profesionales.

A mi director, Daniel Gregori, por creer en mí y ayudarme a crecer como geóloga, por estar siempre presente, acompañarme en el campo y por leer los manuscritos ilegibles que le he enviado. A mi co-director, Mauro Geraldés, por darnos la bienvenida siempre en el MultiLab y enseñarme a utilizar los equipos, preparar muestras y charlar en portugués.

A las personas que nos dejaron entrar en los campos, familia Marifil y Feliciano. A Elsa y Héctor por las charlas, esperas y guisos en El Empalme. Al geólogo Rubén Davicino, por confiarme los datos de Arroyo Verde. A los profesionales de Ventus Minerals, por el aporte de los informes de Mina Delta XXI, mapas y permisos para los ingresos.

A los genios profesionales del Laboratorio de Petrotomía, Heraclio, Sole, Nico y Anita, por darme una mano (e incluso acompañarme) siempre que traía muestras y por siempre ser inquietos e inquisidores. A los profesionales del MultiLab, Marco Helenio, Raimundo, Felipe, Talía y todos los que pasaron por ahí.

A los docentes e investigadores de la Universidad Nacional del Sur, en especial a las cátedras de Yacimientos, Minera, Geoquímica y Combustibles por la ayuda recibida para el uso de los equipos. A Violeta González, por ponerme en contacto con las personas de Portal Resources Limited y con Renzo Bonuccelli. A mi primera directora, Dra. Mirta Garrido, por darme la oportunidad de empezar la tesis con ella.

Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

A los jurados de esta tesis, por tomarse el tiempo para revisarla y aportar sugerencias y comentarios.

A toda mi familia: mi nonna, mamá, papá, Fede y Cin. A Syl, mis tíos, primos y amigas del secundario que me quedaron en el AMBA.

A Graciela, por estar siempre y cuidar a Cocoliso de manera incondicional. A toda mi familia bahiense, ¡que es más grande de lo que jamás imaginé!

A mis amigas geólogas: Nati, Lucre, Ceci, Sole, Cele, Agus y Julia por el aguante, las correcciones, las mediciones y los mates (pre y sin- pandemia).

A mis amigas de la pensión, por estar siempre.

A Agos, sin tu amor y tiempo no sé qué hubiese sido de nosotros este último año.

A mi compañero, el Cucho, por hacerme mejor persona.

A Amelia, mi todo. Y a los dos porotos que están en gestación.



Lic. Cecilia Pavón Pivetta

RESUMEN

El Proyecto Arroyo Verde, de Ag y Au, se localiza en el noreste del Macizo Nordpatagónico, Patagonia, Argentina. La mineralización está hospedada en rocas volcánicas jurásicas del Complejo Marifil. La Mina Delta XXI fue una de las mayores productoras de fluorita del noreste de la región Nordpatagónica, las vetas se hospedan también en rocas del Complejo Marifil, en sus facies sedimentarias, volcánicas y volcansedimentarias.

En el proyecto Arroyo Verde se reconocieron diez litofacies volcánicas, las cuales se agruparon en dos eventos volcánicos de edades diferentes, el primero definido como V0 y el segundo asignado al evento V1 de Pankhurst et al., (2000). El primer evento (V0) es el que aloja las vetas epitermales de Ag-Au y tiene una edad U-Pb en circones de $192,6 \pm 2,6$ Ma y otra litofacies asociada con una edad de U-Pb de $189,5 \pm 2,6$ Ma. El segundo evento (V1) tiene edades de U-Pb de $188,8 \pm 2,5$ Ma, $188,1 \pm 2,3$ Ma y $186,9 \pm 1,9$ Ma. Los datos geoquímicos analizados muestran que las litofacies del primer evento muestran signatura de riolitas frías, húmedas y oxidadas, coincidentes con un ambiente de arco, mientras que las litofacies del segundo evento se grafican en el campo de riolitas calientes, secas y reducidas, similares a un comportamiento de lavas de interior continental.

Arroyo Verde es un proyecto de tipo epitermal que se halla geográficamente aislado, que presenta similitudes con depósitos de este tipo ubicados en el centro-oeste del Macizo Nordpatagónico, zona andina y Macizo del Deseado. Tiene características similares a estos y es diferente de los depósitos de fluorita que pueden hallarse en las cercanías. La mineralización se presenta en vetas, vetas brechadas y vetillas alojadas exclusivamente en las litofacies del *coulée* (previamente denominado Domo Principal por la empresa minera que exploraba). La actividad hidrotermal registrada en al menos cinco eventos, fue estudiada por microscopia de barrido, microsonda de electrones, inclusiones fluidas y catodoluminiscencia. Los eventos 3 y 4 son los portadores de la mineralización. Las inclusiones fluidas en estos eventos determinan que se formaron por fluidos poco salinos (menores al 6% en peso de NaCl eq.), algunos con evidencia de ebullición, temperaturas de homogeneización entre 260° y 290° C y profundidades de emplazamiento entre 900 y 570 m.

En Mina Delta XXI se reconocieron cinco asociaciones de litofacies y se dataron 4 muestras por el método U-Pb. La datación más antigua fue efectuada en una roca granítica, asignada por previos autores al Jurásico y datada en $274,4 \pm 4$ Ma (Pérmico). Las otras tres muestras corresponden al Complejo Marifil y también se separan en los dos eventos volcánicos identificados. En Mina Delta se reconocen además rocas volcano sedimentarias asociadas al primer evento (V0) y datadas en $189,5 \pm 2,2$ Ma, seguidas por las edades de (V1) con dos muestras datadas en $185,3 \pm 3,2$ Ma y $182,3 \pm 2,0$ Ma. La geoquímica de las muestras analizadas es coincidente con las muestras analizadas en Arroyo Verde.

Mina Delta XXI presenta mineralizaciones de fluorita en tres vetas diferentes: veta Delta, veta Mon Ami y Las Mellizas. Las tres se emplazan en rocas del Complejo Marifil y presentan características particulares a cada una de las litofacies asociadas. Los estudios de cátodo luminiscencia permitieron identificar diversos pulsos mineralizantes de fluorita y sílice. Los análisis geoquímicos de fluorita permitieron asociarlas con las restantes minas de este mineral estudiadas por otros autores en el centro el macizo Nordpatagónico y en el Bloque de San Rafael y proponer un origen relacionado con la apertura del rift y el volcanismo de tipo Snake River, rico en haluros. Inclusiones fluidas realizadas por otros autores permiten asumir para las vetas de fluorita de Mina Delta XXI, temperaturas entre 250° y 263° C, salinidades entre 3,39 y 4,18% de NaCl eq. y profundidades de depositación entre 428 y 570 m.

ABSTRACT

The Ag-Au Arroyo Verde Project is located northeast of the Nordpatagonian Massif, Patagonia, Argentina. Mineralization is hosted on Jurassic volcanic rocks of the Marifil Complex. The Mina Delta XXI was one of the largest producers of fluorite in the northeast of the Northpatagonian región. The veins are hosted in the Marifil Complex in its sedimentary, volcanic and volcano-sedimentary facies.

In the Arroyo Verde project, ten volcanic lithofacies were recognized and grouped into two volcanic events of different ages. The first is defined as V0 and the second is assigned to V1 (Pankhurst et al., 2000). The first event (V0) hosts the Ag-Au epithermal veins and has a U-Pb age in zircons of 192.6 ± 2.6 Ma. In this event, also

lithofacies 2 is included with a U-Pb age of $189,5 \pm 2,6$ Ma. The second event (V1) has U-Pb ages ranging between $188,8 \pm 2,5$ Ma, $188,1 \pm 2,3$ Ma and $186,9 \pm 1,9$ Ma. The analyzed geochemical data shows that the lithofacies of the first event have a signature of cold, wet and oxidized rhyolites, coinciding with an arc environment, while the lithofacies of the second event are located in the field of hot, dry and reduced rhyolites, similar to a behaviour of continental intraplate lavas.

Arroyo Verde is a geographically isolated epithermal project, that has similarities with deposits located further west and south in the Northpatagonian Massif, the Andean Region and the Deseado Massif. Mineralogical and genetic characteristics are linked to these deposits more than the nearby fluorite deposits. Mineralization occurs in veins, brecciated veins and veins hosted exclusively in the *coulée* lithofacies (formerly called Main Dome by the exploration mining company). Hydrothermal activity registered at least in five events was studied by SEM microscope, electron microprobe, fluid inclusions and cathodoluminescence. Events 3 and 4 carry the mineralization. Fluid inclusions in these events establish low salinity fluids (less than 6% NaCl eq.), some with evidence of boiling, homogenization temperatures between 260° and 290° C and emplacement depths between 900 and 570 m.

At Mina Delta XXI, five lithofacies associations were recognized and 4 samples were dated by U-Pb method. The oldest dating was performed in the granitic rock, assigned by previous authors to the Jurassic and dated to 274.4 ± 4 . Ma (Permian). The other three samples correspond to the Marifil Complex and can be also separated into the two volcanic events identified at Arroyo Verde. At Mina Delta XXI, volcano-sedimentary rocks associated with the first event (V0) are dated at $189,5 \pm 2,2$ Ma. The (V1) event has ages of $185,3 \pm 3,2$ Ma and $182,3 \pm 2,0$ Ma. The geochemistry of the analyzed samples coincides with that proposed for Arroyo Verde samples.

Mina Delta XXI has fluorite mineralizations in three different veins: Delta, Mon Ami and Las Mellizas. All three are hosted within the Jurassic Marifil Complex and have distinguishable characteristics related to the lithofacies emplaced. Cathodoluminescence studies allowed the identification of several fluorite and silica pulses. Geochemical analysis of the fluorites from the three veins established that are comparable with other fluorite mines located to the west of North Patagonian massif and in the San Rafael block. These studies indicate that the origin of fluorites is linked to

a rift tectonic setting and the halides-rich Snake Rive type volcanism. Fluid inclusions studied by other authors indicate that Mina Delta XXI fluid temperatures in fluorites range from 250° to 263°C, salinities between 3,39 and 4,18% NaCl eq. and emplacement depths from 428 to 570 m.

INDICE

CAPÍTULO I

PRESENTACIÓN, ANTECEDENTES, OBJETIVOS Y ESTRUCTURA DE LA TESIS DOCTORAL

1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 ANTECEDENTES CIENTÍFICOS	4
1.3 ANTECEDENTES MINEROS	4
1.4 OBJETIVOS	7
1.4.1 Objetivo general	7
1.4.2 Objetivos específicos	7
1.5 ESTRUCTURA DE LA TESIS DOCTORAL	8
1.6 REFERENCIAS	11

CAPÍTULO 2

**GEOLOGÍA REGIONAL DEL SECTOR NORESTE DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO –
MAGMATISMO JURÁSICO Y DEPÓSITOS EPITERMALES ASOCIADOS**

2.1 INTRODUCCIÓN	13
2.2 GEOLOGÍA REGIONAL DEL SECTOR ORIENTAL DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO	15
2.2.1 Basamento pre-Jurásico	15
2.2.1.1 Rocas metamórficas	15
2.2.1.2 Rocas intrusivas	16
2.2.1.3 Rocas sedimentarias	17
2.2.2 Volcanismo Jurásico- Complejo Marifil	17
2.2.3 Depósitos paleógenos- neógenos- cuaternarios	18
2.3 VOLCANISMO JURÁSICO EN PATAGONIA	18
2.4 DEPÓSITOS EPITERMALES ASOCIADOS AL VOLCANISMO JURÁSICO EN PATAGONIA	20
2.5 REFERENCIAS	23

CAPÍTULO 3

**ESTRATIGRAFÍA, EDADES U-Pb, CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE
LAS VOLCANITAS DEL COMPLEJO MARIFIL EN EL PROYECTO ARROYO VERDE**

3.1 INTRODUCCIÓN	30
3.2 GEOLOGÍA DEL PROYECTO ARROYO VERDE	30
3.2.1 Estratigrafía del Proyecto Arroyo Verde	30
3.2.2 Análisis Estructura	31
3.3 METODOLOGÍA	33
3.3.1 Trabajos de campo	33
3.3.2 Trabajos de laboratorio	33
3.3.2.1 Geoquímica de las rocas ígneas	34
3.3.2.2 Geocronología	36
3.3.2.3 Isótopos radiogénicos Lu-Hf	38
3.3.2.4 Análisis de datos estructurales	39
3.4 RESULTADOS	39
3.4.1 Litofacies en el Complejo Marifil	39
3.4.1.1 Litofacies 1: Riolita rica en cristales de feldespato potásico, con textura masiva o con bandeo de flujo, silicificada (RhyC)	42
3.4.1.2 Litofacies 2: Brecha riolítica monomítica con textura en rompecabezas (RhyC_M)	44
3.4.1.3 Litofacies 3: Dacita masiva con textura perlítica (DaC) y brechas dacíticas monomíticas (DaC_M)	46
3.4.1.4 Litofacies 4: Brecha y arenisca gruesa volcanoclásticas, caótica a pseudo-estratificada (Dav_BxSst)	48
3.4.2.5 Litofacies 5: Brecha lítica masiva (mlBr)	43
3.4.1.6 Litofacies 6: Tobas y tobas lapillíticas estratificadas a difusamente estratificadas (st- dsT)	50
3.4.1.7 Litofacies 7: toba símil lava (lava-like T)	50
3.4.1.8 Litofacies 8: Toba masiva lapillítica (mLT)	53
3.4.1.9 Litofacies 9: Tobas eutaxíticas y masivas lapillíticas (emLT)	54
3.4.1.10 Litofacies 10: Riolitas ricas en cristales de cuarzo y feldespato potásico, con bandeo de flujo (RhyCp_QtzFld).	56

3.4.2 Geocronología	58
3.4.2.1 Muestra PRJ 18A: litofacies 1	59
3.4.2.2 Muestra ARV 5: litofacies 3	60
3.4.2.3 Muestra F 14: litofacies 10	61
3.4.2.4 Muestra AVM 27: litofacies 10	62
3.4.2.5 Muestra AVM 3b: litofacies 8	63
3.4.3 Geoquímica	64
3.4.3.1 Elementos mayoritarios	65
3.4.3.2 Elementos traza	67
3.4.3.3 Elementos de tierras raras	69
3.4.3.4 Diagramas discriminantes de ambiente tectónico.	71
3.4.4 Isótopos radiogénicos de Lu-Hf	73
3.4.4.1 Muestra PRJ 18A: litofacies 1	76
3.4.4.2 Muestra ARV 5: litofacies 3	77
3.4.4.3 Muestra AVM 3b: litofacies 8	78
3.4.4.4 Muestra F14: litofacies 10	79
3.4.4.5 Muestra AVM 27: litofacies 10	80
3.4.5 Características estructurales	81
3.5 DISCUSIÓN	83
3.5.1 Características y evolución geológica del área de Arroyo Verde.	83
3.5.2 Geocronología	87
3.5.3 Geoquímica y ambiente tectónico	89
3.5.4 Fuentes de los magmas por Lu-Hf	91
3.5.5 Deformación jurásica	93
3.5.6 El Complejo Marifil en el área de Arroyo Verde	93
3.6 REFERENCIAS	95
Anexo Capítulo 3	102

CAPITULO 4	
ESTRATIGRAFÍA, EDADES U-Pb, CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS VOLCANO- SEDIMENTARIAS DEL COMPLEJO MARIFIL EN EL ÁREA DE MINA DELTA XXI	
4.1 INTRODUCCIÓN	100
4.2 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE MINA DELTA	109
4.2.1 Litología	109
4.2.2 Estructura	112
4.2.3 Geomorfología	112
4.3 METODOLOGÍA	113
4.3.1 Trabajos de campo	113
4.3.2 Trabajos de laboratorio	113
4.3.2.1 Geoquímica de las rocas ígneas	114
4.3.2.2 Geocronología	114
4.3.2.3 Isótopos radiogénicos de Lu-Hf	114
4.4 RESULTADOS	115
4.4.1 Rocas, litofacies y subfacies en Mina Delta XXI	115
4.4.1.1 Granito	116
4.4.1.2 Litofacies 1: areniscas estratificadas a laminares, con restos carbonosos e improntas fósiles.	118
4.4.1.3 Litofacies 2: Calizas bituminosas, calizas brechadas, calizas masivas.	119
4.4.1.4 Litofacies 3: Toba masiva Lapillítica (mLT).	122
4.4.1.5 Litofacies 4: Toba Lapillítica masiva a eutaxítica, rica en cristales de cuarzo y feldespato potásico (cr_mLT y cr_emLT).	122
4.4.1.6 Litofacies 5: Riolita porfírica gruesa, rica en cristales de feldespato potásico. Cuerpo Subvolcánico (RhySubvol)	123
4.4.2 Geocronología	124
4.4.2.1 Muestra MD 75: granito	126
4.4.2.2 Muestra MD 1b: litofacies 1	127
4.4.2.3 Muestra PRJ 16b: litofacies 4	128

4.4.2.4 Muestra ARV 43: litofacies 5	129
4.4.3 Geoquímica	130
4.4.3.1 Elementos mayoritarios	130
4.4.3.2 Elementos minoritarios, traza y tierras raras.	133
4.4.3.3 Discriminante tectónico	136
4.4.4 Isótopos radiogénicos (Lu-Hf)	137
4.4.4.1 Muestra MD 1b: litofacies 1	139
4.4.4.2 Muestra ARV 43: litofacies 5	140
4.5 DISCUSIÓN	140
4.5.1 Mecanismos de emplazamiento y ambiente	141
4.5.2 Geocronología	142
4.5.3 Geoquímica y ambiente tectónico	142
4.5.4 Fuentes de los magmas (Lu-Hf)	142
4.6 REFERENCIAS	144
Anexo Capítulo 4	147
CAPITULO 5	
CARACTERÍSTICAS DE LA MINERALIZACIÓN EPITERMAL Y LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DE LAS ROCAS EN EL PROYECTO ARROYO VERDE	
5.1 INTRODUCCIÓN	159
5.2 METODOLOGÍA	159
5.2.1 Trabajos de campo	159
5.2.2 Trabajos de laboratorio	163
5.2.2.1 Microscopía óptica	163
5.2.2.2 Análisis de datos geoquímicos del Proyecto Arroyo Verde	163
5.2.2.3 Microscopía electrónica de barrido	164
5.2.2.4 Análisis químicos de minerales	164
5.2.2.5 Catodoluminiscencia	165

5.2.2.6 Determinación de minerales de alteración mediante espectroscopía de reflectancia de infrarrojo.	165
5.2.2.7 Microtermometría de inclusiones fluidas	166
5.3 RESULTADOS	167
5.3.1 Distribución de los metales, tipos de mineralización y caracterización geoquímica	167
5.3.1.1 Sector sur del <i>Coulée</i> : vetillas en enjambre con mineralización polimetálica	171
5.3.1.2 Sector central del <i>Coulée</i> : vetas de cuarzo	172
5.3.2 Sector de la Veta Principal	175
5.3.2.1 Texturas de los minerales de ganga de la Veta Principal	175
5.3.2.1.1 Minerales del grupo de la sílice	175
5.3.2.1.2 Baritina	178
5.3.2.1.3 Adularia	178
5.3.2.1.4 Óxidos de hierro + sílice (hematita ± goethita + sílice)	178
5.3.2.2 Texturas y composición química de los minerales opacos de la Veta Principal	178
5.3.2.2.1 Pirita y marcasita	188
5.3.2.2.2 Galena	182
5.3.2.2.3 Esfalerita	182
5.3.2.2.4 Calcopirita	182
5.3.2.2.5 Bornita	184
5.3.2.2.6 Tetraedrita-tennantita	184
5.3.2.2.7 Electrum y oro	185
5.3.2.2.8 Sulfuros y sulfosales de Ag y Ag - Cu	186
5.3.2.2.8.1 Sistema quasi-binario de Ag-Cu-S Cu ₂ S-Ag ₂ S (acantita-jalpaíta-mckinstriyita-stromeyerita-calcosina).	186
5.3.2.2.8.2 Polibasita-pearceita	187
5.3.2.3 Eventos hidrotermales en la Veta Principal	187
5.3.3 Minerales de alteración hidrotermal	196

5.3.3.1 Asociación de adularia + sílice	196
5.3.3.2 Clorita - esmectita - illita (fengítica)	197
5.3.3.3 Illita, Illita-esmectita y esmectita	198
5.3.3.4 Caolinita	200
5.3.5.5 Calcedonia y cuarzo	200
5.3.3.6 Sílice + jarosita	201
5.3.5.7 Sulfuros	201
5.3.4 Microtermometría de inclusiones fluidas	201
5.4 DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES	205
5.4.1 Secuencia paragenética de la Veta Principal	205
5.4.2 Ambiente epitermal de formación	211
5.4.3 Distribución de metales y fuentes de Ag y Au	215
5.4.4 Comparación con otros depósitos epitermales del Macizo Nordpatagónico	216
5.5. REFERENCIAS	219
Anexo Capítulo 5	224

CAPÍTULO 6

CARACTERÍSTICAS DE LA MINERALIZACIÓN EPITERMAL Y LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL DE LAS ROCAS EN MINA DELTA XXI

6.1. INTRODUCCIÓN	238
6.2. METODOLOGÍA	238
6.2.1 Trabajos de campo	238
6.2.2 Trabajos de laboratorio	239
6.2.2.1 Microscopía óptica	239
6.2.2.2 Catodoluminiscencia	239
6.2.2.3 Análisis geoquímicos de fluorita	239
6.2.2.4 Determinación de minerales de alteración mediante espectroscopía de reflectancia de infrarrojo	240
6.3 RESULTADOS	241

6.3.1 Distribución de fluorita, asociación con tipos de rocas y alteraciones hidrotermales	241
6.3.1.2 Veta Delta	243
6.3.1.3 Veta Mon Ami	245
6.3.1.4 Vetillas en calizas y sedimentos calcáreos- Mina Las Mellizas	247
6.3.2 Texturas al microscopio y catodoluminiscencia	249
6.3.2.1 Fluorita de Veta Delta	249
6.3.2.2 Fluorita de Veta Mon Ami	252
6.3.2.3 Fluorita Mina Las Mellizas	254
6.3.3 Paragénesis de fluorita	256
6.3.4 Geoquímica de las vetas de fluorita	257
6.4 DISCUSIÓN	260
6.4.1 Edades de formación de las vetas de fluorita	260
6.4.2 Ambiente tectónico de los depósitos de fluorita	261
6.4.3 Composición de los fluidos hidrotermales. Temperaturas según minerales de alteración	263
6.4.4 Comparación geoquímica de las fluoritas del Complejo Marifil con las del Grupo Choiyoi y Complejo los Menucos	264
6.5 REFERENCIAS	269
Anexo Capítulo 6	272
CAPÍTULO 7	
CONCLUSIONES. EVENTOS VOLCÁNICOS E HIDROTERMALES EN EL NORESTE DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO	275
7.1 EVOLUCIÓN DEL VOLCANISMO PATAGONÍDICO EN EL COMPLEJO MARIFIL, SECTOR NORESTE DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO	275
7.2 EVENTOS EPITERMALES “ARROYO VERDE” Y “MINA DELTA XXI”	279

Capítulo 1

PRESENTACIÓN, ANTECEDENTES, OBJETIVOS Y ESTRUCTURA DE LA TESIS DOCTORAL

1.1 INTRODUCCIÓN

El Macizo Nordpatagónico, también conocido como Macizo de Somuncurá o Comarca Nord Patagónica, es una región morfoestructural que abarca las porciones centro-orientales de las provincias de Río Negro y Chubut (Figura 1.1).

El sector estudiado en la presente tesis se ubica en el partido de San Antonio (Provincia de Río Negro) y en el partido de Biedma (Chubut), siendo Sierra Grande la principal ciudad ubicada en el sector, donde la minería de hierro fue una de las actividades económicas principales durante décadas.

En la zona se ubican estancias y puestos dedicados en décadas pasadas a la ganadería ovina y caprina y que en la actualidad se hallan deshabitados o con escasas cabezas de vacunos y caprinos. Otra actividad económica importante en las décadas de 1970-1980, fue la minería de fluorita y de hierro.

En este sector del Macizo Nordpatagónico, importantes afloramientos de rocas volcánicas ácidas de edad Jurásica, fueron mapeados por Wichmann (1918, 1927b), con descripciones petrográficas de Pastore (en Wichmann, 1918). Feruglio (1949) las incluyó dentro de los pórfidos cuarcíferos, o serie porfírica de la Patagonia Extraandina mientras que Croce (1956) describió los afloramientos de las zonas de Chipauquil y Pajalta. Geólogos como Stipanovic y Methol (1972), Núñez et al., (1975) y Llambías et al., (1984) consideraron aspectos relativos a su edad y distribución regional.

Wichmann (1918, 1927 a) estimó una edad triásica para los pórfidos cuarcíferos del norte de la Patagonia. Feruglio (1949), al considerarlos integrantes de la serie porfírica de la Patagonia extraandina, los situó en el Jurásico, opinión mantenida por autores posteriores. Hacia el oeste de la localidad de Aguada Cecilio, Núñez (1975) descubrió restos de plantas del orden Bennenitales, géneros *Otozamites*, *Dictyozamites* y *Ptilophyllum* y fragmentos de *Estheria*. Este hallazgo permitió referir los bancos portadores (areniscas y areniscas tobáceas intercaladas entre ignimbritas) y rocas asociadas de este sector al Complejo Marifil de edad Jurásico inferior a medio. Núñez et al., (1975) mencionan además una datación K/Ar de 175 ± 10 Ma para una dacita de Valcheta, a la que pueden agregarse edades entre 160 y 192 Ma obtenidas al sudeste de dicha localidad (Núñez et al., 1975), y una datación de 153 ± 10 Ma registrada por Lizuaín (1983) en el cerro Chenque, al sudoeste de las salinas del Gualicho. Estas edades isotópicas confirman la antigüedad indicada por los restos fósiles.

Capítulo 1 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

El sector de estudio de la presente tesis comprende dos áreas ubicadas al SE de la provincia de Río Negro y al NE de la provincia de Chubut (Figura 1.1).

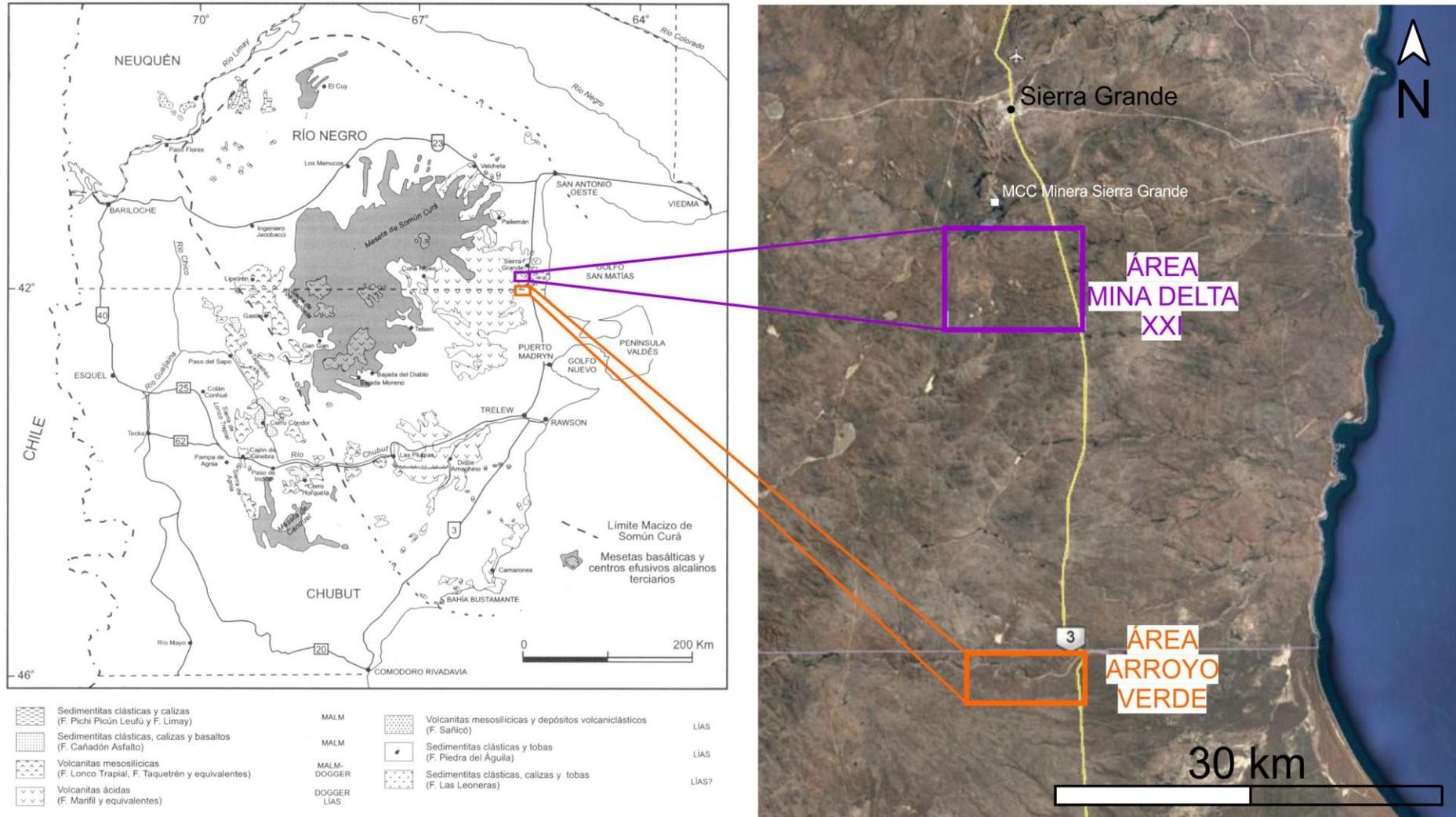
La primer área estudiada es la del Proyecto Arroyo Verde, que abarca aproximadamente 35 km². El proyecto se ubica sobre la Ruta Nacional 3, pavimentada a lo largo de toda la Costa Patagónica. El mismo se encuentra a 25 km al oeste del Océano Atlántico, el cual influencia el clima templado y permite desarrollar actividades durante todo el año. El proyecto se halla a 50 km al sur de Sierra Grande y 85 km al norte de Puerto Madryn, ambas ciudades con desarrollo de minería e industrias respectivamente. Dentro de esta área se ubica la Estancia Marifil, (también denominada Estancia San Francisco en las hojas geológicas, actualmente propiedad de Hugo Feliciano) y el puesto de policía y gendarmería de Arroyo Verde.

La segunda área estudiada es la de Mina Delta XXI, que abarca 100 km². La misma se ubica sobre la ruta nacional N°3, 14 km al sur de la localidad de Sierra Grande, a 6 km al sur del Yacimiento de hierro de Sierra Grande (Hipasam- Hiparsa- MCC Minera Sierra Grande) y a 40 km del Puerto minero de Punta Colorada. Mina Delta se encuentra localizada dentro de la Estancia Las Palmas.

En cercanías de los dos sectores estudiados, se ubican además las minas de fluorita: Mina Natalicia, Mina Guanacote (en explotación), Guanaquito, Carmen-Pichi Gordo, entre otras. Desde estas minas se extrae fluorita para la industria del cemento.

Las mineralizaciones epitermales de Ag-Au en el Macizo Nordpatagónico asociadas a rocas volcánicas son menos conocidas y, por lo tanto, menos investigadas que las del Macizo del Deseado. Entre las mineralizaciones epitermales de oro y plata se puede citar a Arroyo Verde, San Roque y Calcatreu, mientras que mineralizaciones epitermales de Pb-Zn-Au-Ag incluyen a Mina Ángela (explotada y cerrada en 1999) y el Distrito Navidad. Este último depósito, de nivel mundial, está asociado a las rocas de las Formaciones Cañadón Asfalto y Lonco Trapial, con edades similares a las descritas en el sector estudiado.

Las manifestaciones epitermales representadas por las vetas de fluorita, son en cambio mejor conocidas, habiendo actualmente varias canteras en explotación. Los inicios de la exploración minera en las provincias de Río Negro y Chubut, se atribuye a las vetas de fluorita que tuvieron un primer desarrollo entre las décadas del 60 y 70, cuando se descubren los yacimientos de fluorita de la zona de Valcheta y el de hierro de Sierra Grande.



1.2 ANTECEDENTES CIENTÍFICOS

Malvicini y Llambías (1974), propusieron la estratigrafía del área de Arroyo Verde, al evaluar los depósitos de manganeso alojados en las rocas sedimentarias Terciarias de la Formación Arroyo Verde. Estos autores hicieron una primera distinción de las unidades aflorantes en el área e identificaron andesitas grises moradas junto al depósito de manganeso. Cortés (1981), publicó la hoja geológica del área y realizó un trabajo en la Revista de la Asociación Geológica Argentina donde planteó por primera vez el uso de Complejo Marifil y lo separó en tres formaciones: Puesto Piris, Aguada del Bagual y La Porfía. Además de re definir la estratigrafía, en este trabajo publicó numerosas dataciones de K-Ar.

Ciciarelli (1990), realizó su tesis doctoral en cercanías de las áreas de la presente tesis, estudiando la estructura y su relación con las vetas y minas de fluorita. Masferro y Haller (2000, 2001) indican la presencia de vetas de cuarzo y definieron numerosos pulsos de cuarzo con y sin mineralización. Estos autores clasificaron estas vetas como parte de un sistema epitermal de baja sulfuración. Márquez et al., (2010) definieron una variabilidad litofacial hasta el momento no descrita para estas rocas jurásicas e indicaron una cronología de eventos volcánicos en el área de Arroyo Verde.

1.3 ANTECEDENTES MINEROS

El área de Arroyo Verde fue explorada en la década de 1960 y pequeñas cantidades de manganeso fueron explotadas en un laboreo minero de pequeñas canteras en las rocas sedimentarias eocenas de la Fm. Arroyo Verde (Portal Resources Limited, 2008). No fue hasta el año 1994 en que la empresa Pegasus Gold Corporation descubre la mineralización de oro y plata mientras analizaban las arcillas de alteración en imágenes satelitales de tipo LANDSAT™. Inicialmente se descubrieron fragmentos de vetas y vetillas de cuarzo dentro de una de las canteras de manganeso que luego de una intensa prospección derivaron en el descubrimiento de la “Veta Principal”, también nombrada como “*Principal Vein*” en los mapas e informes de la empresa minera (Portal Resources Limited, 2008). Esta veta contiene anomalías de oro y plata asociadas a un depósito epitermal de baja sulfuración con texturas de relleno de cuarzo.

Entre 1996 y 1999, el proyecto tuvo la primera etapa de perforaciones efectuadas por Pegasus Gold Corp. y Minera Andes Ltd, pero en 1999 Minera Andes cierra el programa de exploración debido a la caída de los precios del oro. Los resultados preliminares sugerían que la mineralización estaba contenida en vetas y vetillas de cuarzo irregulares y discontinuas dentro de una zona de falla amplia y silicificada (Portal Resources Limited, 2008). En este momento se delimitan los cateos que se ubican en la figura 1.2 y de los cuales se estudiaron los cateos Arroyo Verde, Marifil I, II y III en la presente tesis doctoral.

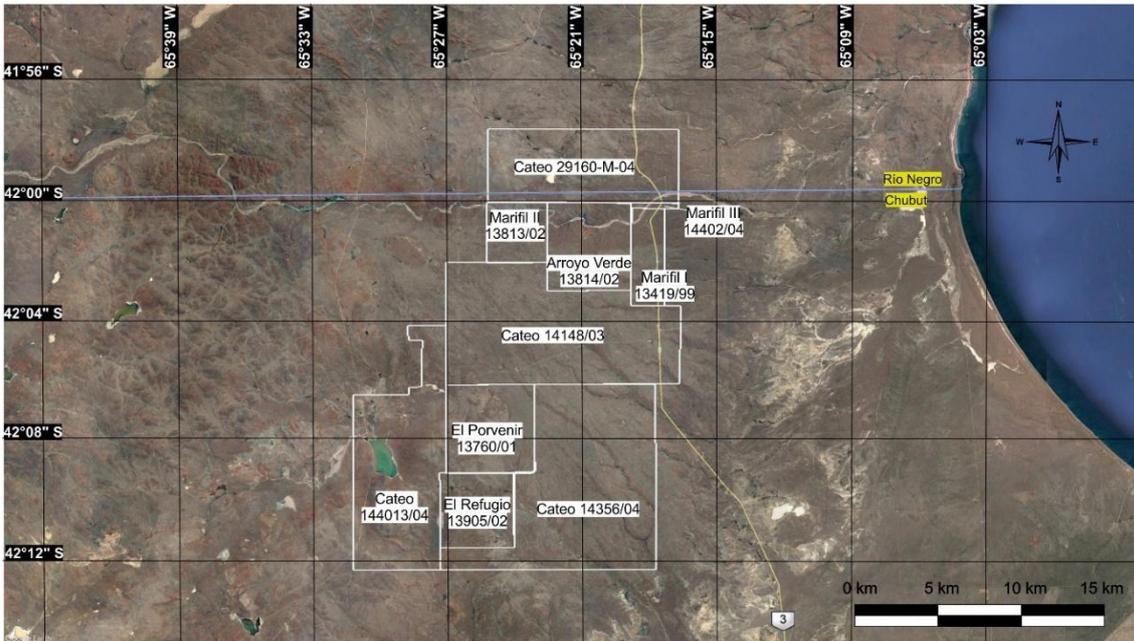


Figura 1.2: Cateos en la zona de Arroyo Verde, tomado de datos provistos en el informe de la empresa (Portal Resources Limited, 2008) con la ubicación de provincias y rutas.

Entre los años 2004 y 2007, la empresa Portal Resources Limited lleva a cabo una segunda etapa de exploración, con un programa de mapeo y muestreo, relevamiento geofísico (IP) y otra campaña de perforaciones (Portal Resources Limited, 2008). Un total de 120 sondajes con 19.525 metros fueron perforados en el Proyecto Arroyo Verde, de los cuales, 25 sondajes (2486 m) fueron perforados por Pegasus Gold Corp, 13 sondajes (896.88 metros) por Minera Andes Ltd. y 82 sondajes (16,142.65 metros) por Portal Resources Limited El Proyecto Arroyo Verde cuenta así con 120 sondajes perforados.

Durante los programas de perforación se definieron cuatro áreas de interés, de las cuales las dos primeras se encuentran en el área propuesta para esta tesis.

- Vetas epitermales con Au-Ag de baja sulfuración, emplazadas en un domo riolítico (Domo Principal – Veta Principal) y vetillas menores de Au-Ag dentro de las facies riolíticas de la porción norte del Domo Sur.

- Mineralización de Cu-Pb-Zn-Ag dentro de cuarzo de textura drúsica y brechas, en el contacto entre el basamento y las intrusiones porfíricas riolíticas (Domo Sur – vetas de cuarzo y brechas).

- Molibdeno y minerales de cobre-plomo-zinc ±baritina que ocurren dentro de vetillas en stockwork de cuarzo y sulfuros, asociadas a un monzogranito porfírico (pórfido de Cu y Mo Refugio-Porvenir).

- Mineralización de manganeso estrato ligada dentro del sedimentos marinos terciarios de la Fm. Arroyo Verde (labores de manganeso a cielo abierto).

Capítulo 1 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

El área de **Mina Delta XXI** inicia la exploración entre los años 1970 a 1973, donde la empresa Kaiser Minera de Argentina realiza un programa de exploración geológica sobre algunos de los yacimientos de fluorita de la zona de Sierra Grande, provincia de Río Negro. En ese programa abarcaron aspectos de geología regional, geología de detalle de yacimientos, destapes, programa de perforaciones y cubicación. Gran parte de la inversión en la exploración se volcó a la evaluación del yacimiento “Mina Delta” (Méndez et al., 1973). En esos años se realizó el cálculo de las reservas de Mina Delta en 3.858.000 Tn de reservas indicadas con 52% de CaF₂ y 500.000 Tn de reservas inferidas. La veta o zona mineralizada principal presenta una longitud conocida de 1.200 metros y potencias máximas de 22,6 m (9,20 m promedio) y buzamientos de 75° SO hasta subverticales.

En la actualidad, la empresa Ventus Minerals S.A. controla este yacimiento de fluorita, junto con otros yacimientos localizados en el borde oriental del Macizo Nordpatagónico, el distrito fluorítico más importante de Sudamérica y el cual contiene más del 80% de los recursos de fluorita de la República Argentina. En la tabla 1.3 se muestra un listado de cada yacimiento de fluorita de la empresa Ventus en el Macizo Nordpatagónico y sus respectivos recursos.

Mina	Corrida (m)	Potencia Máxima (m)	Potencia Media (m)	Recursos		
				Ley % CaF ₂	Medidos	Indicados
Delta XXI	1200	22,6	> 3,5	52	3865000	800000
Guanacote	1100	28,10	18	48	2500000	500000
Carmen-Pichigordo	1900	6,30	3,5	38	410000	260000
Gumersindo	600	3,5	2	56		180000
Flamenco	580	4,5	2	60		200000
Totales					6880000	2030000

Tabla 1.3: Yacimientos de fluorita en el NE del Macizo Nordpatagónico (Ventus Minerals, 2010).

La continuidad de la veta Delta está comprobada hasta 300 m de profundidad. La ley media es de 52 % CaF₂. La empresa indica en su informe (Ventus Minerals, 2010) que esta mina posee recursos y reservas de más de 4,3 millones de toneladas (probadas/probables e inferidas). El yacimiento fue explorado con un total de 63 perforaciones diamantinas inclinadas, con recuperación, muestreo y análisis químico de testigos de roca totalizando 8.556 m. Esta mina se explotó a cielo abierto hasta mediados de los años 80. En 2012 Ventus Minerals S.A. reabre esta mina, luego de 25 años de inactividad, e inicia una serie de trabajos para continuar la operación. Actualmente, desde esta mina se extrae y entrega fluorita para Holcim (Argentina) S.A.

En esta tesis se estudió el cateo que contiene la veta Delta y los cateos al norte de la misma, donde se identificaron las variaciones litofaciales que serán descritas en el capítulo 4.

1.4 OBJETIVOS

1.4.1 Objetivo general

La hipótesis de trabajo planteada para el desarrollo de la presente tesis incluye la relación del volcanismo Jurásico con los depósitos epitermales de Au.-Ag y de fluorita en el Macizo Nordpatagónico. Las edades y asociaciones de facies a las cuales se relacionan estos depósitos es poco conocida en estudios académicos previos y es de mucha utilidad para la prospección y exploración minera. La tesis de doctorado incluyó:

- Documentar la geología de la región, produciendo un mapa de detalle de las litofacies presentes en los dos sectores comprendidos en la región NE del Macizo Nordpatagónico.

- Realizar columnas estratigráficas para representar espesores reales, relación de unidades y tipos de contactos entre facies, con la ubicación de las dataciones realizadas.

- Datar mediante el método de U-Pb en circones, las rocas huésped de la mineralización, para identificar diferentes eventos volcánicos a los cuales se asocian los depósitos.

- Estudiar las variedades de sílice descritas en el depósito epitermal de Au- Ag con diferentes texturas, algunas de las cuales presentan características diagnósticas que revelan posibles condiciones físicas de los fluidos asociados a la mineralización.

- Analizar los fluidos e inclusiones fluidas para definir mecanismos de precipitación de metales preciosos y geotermometría.

- Elaborar un modelo genético que pueda ser utilizado como guía de exploración para depósitos similares dentro del Macizo Nordpatagónico.

1.4.2 Objetivos específicos

Los objetivos específicos de la tesis de doctorado son los siguientes:

- Vincular la mineralización epitermal de Arroyo Verde (Au-Ag) y de Mina Delta (CaF₂) a la evolución del volcanismo Patagónico del Macizo Nordpatagónico, mediante un mapeo regional y de detalle.

- Confección de perfiles verticales para identificar la posición estratigráfica y los espesores reales de cada unidad.

- Datación de rocas volcánicas con el método U-Pb en circones.

Capítulo 1 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- Isotopía de Lu-Hf en los circones datados para investigar la procedencia de los magmas de las litofacies datadas.

- El estudio y relación espacial de las texturas de los minerales de ganga, su relación con los metales preciosos y con los diferentes tipos de inclusiones fluidas.

- El estudio de la petrografía de las inclusiones fluidas para determinar el mecanismo probable de precipitación de metales preciosos

- Documentar los distintos eventos mineralizantes, ya que los sistemas epitermales son dinámicos y es posible que haya una superposición de los mismos.

- Realizar perfiles en superficie y subsuelo de las diferentes litofacies y relacionarlos con los eventos mineralizantes.

- Analizar los datos de perforación, para comprender y analizar los datos estudiados en superficie (mapeo de litofacies, continuidad de vetas, entre otros).

- Utilizar los datos obtenidos como una herramienta en la exploración de depósitos similares alojados en las diferentes litofacies del Complejo Marifil, en el Macizo Nordpatagónico.

1.5 ESTRUCTURA DE LA TESIS DOCTORAL

La presente tesis doctoral se divide en siete capítulos, incluyendo las dos zonas estudiadas y las mineralizaciones asociadas a cada una. En cada capítulo se detalla la metodología utilizada y la lista de referencias bibliográficas.

En el capítulo I se presenta la ubicación geográfica de las dos áreas de estudio abordadas, la del Proyecto Arroyo Verde y la de Mina Delta, los antecedentes de ambos depósitos, la historia del descubrimiento, antecedentes científicos previos, objetivos generales y específicos de la tesis y la estructura de la misma.

En el capítulo 2 se aborda el contexto geológico regional del noreste del Macizo Nordpatagónico, incluyendo ambos sectores estudiados y haciendo énfasis en los procesos geológicos que tuvieron lugar durante la evolución tectono-volcánica del Complejo Marifil y la relación de las facies volcánicas con los diferentes tipos de depósitos minerales. Se resumen las unidades pre-jurásicas que constituyen el basamento ígneo-metamórfico de la región, sobre el cual se localizan los “depocentros” volcánicos estudiados.

Capítulo 1 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

En el capítulo 3 se describen las rocas volcánicas del sector de Arroyo Verde. Se estudian las facies volcánicas en el campo y laboratorio. Se analizan geoquímicamente 14 muestras, dataciones U-Pb de 5 litofacies diferentes e isotopía Lu-Hf de estas litofacies. Este estudio permite relacionar estas rocas y proponer el origen de las volcanitas del Complejo Marifil, así como también del evento hidrotermal que se describirá en otro capítulo, con el fin de compararlo con otros depósitos epitermales del Macizo Nordpatagónico y del Macizo del Deseado.

En el capítulo 4 se realiza el análisis de la petrografía del Sector de Mina Delta, estudiando las litofacies, las relaciones de las rocas volcano-sedimentarias y volcánicas con el basamento ígneo-metamórfico para ampliar la columna estratigráfica del Complejo Marifil en este sector. Para este fin se realizaron cinco análisis químicos, 4 dataciones U-Pb (una de ella de un granito pre-Jurásico) y edades Lu-Hf en las mismas rocas datadas. Además, en este capítulo se analizan detalladamente las trazas fósiles y fósiles vegetales encontrados en los afloramientos de la litofacies 1, indicativas del ambiente de depositación de las rocas sedimentarias y del volcanismo asociado.

En el capítulo 5 se estudian las mineralizaciones del Proyecto Minero Arroyo Verde, incluyendo el estudio en microscopio óptico, microscopía electrónica de barrido, análisis de geoquímica de sondajes, análisis químicos de sulfuros y sulfosales de plata, texturas de las mineralizaciones, catodoluminiscencia y microtermometría de inclusiones fluidas. Estos resultados permitieron definir la paragénesis de los sulfuros y de la ganga, e identificar a los minerales portadores de Ag y la ubicación del electrum (principal forma en que se halla el oro). Para registrar las variaciones de la distribución espacial de las zonas mineralizadas en la veta, se enfocó la investigación en varios perfiles de orientación N-S, perpendiculares a la veta. Estos presentan las mayores mineralizaciones de Au y Ag, junto con algunos valores de metales base. Para el estudio de la alteración se utilizó el método de determinación de arcillas por espectroscopía de reflectancia infrarroja, con el fin de relacionar las zonas mineralizadas con la alteración hidrotermal.

En el capítulo 6 se estudia la mineralización de fluorita en Mina Delta XXI. Para esto se realizaron cortes delgados pulidos, catodoluminiscencia (para definir texturas y pulsos en un mineral isótropo), rayos X para analizar las variaciones en las composiciones de la fluorita y determinación de arcillas por espectroscopía de reflectancia infrarroja. Para el caso de la fluorita, se también se realizaron análisis químicos en cada una de las vetas estudiadas y se las

Capítulo 1 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

comparó con los valores de muestras estudiadas por otros autores en diferentes sectores del Macizo Nordpatagónico y Bloque de San Rafael.

En el capítulo 7 se presentan las conclusiones de la tesis doctoral con los modelos volcano- metalogénéticos de los dos depósitos estudiados para el noreste del Macizo Nordpatagónico, incluyendo ambos depósitos estudiados. Este modelo fue elaborado a partir de los resultados que se han presentado en los capítulos precedentes.

1.6 REFERENCIAS

- Busteros, A. G., Giacosa, R. E., Lema, H. A. y Zubía, M. A., 1998. Hoja Geológica 4166-IV Sierra Grande. Provincia de Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 241: 85. 1 mapa.
- Cortés, J.M., 1981. El sustrato pre-cretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 36, 3: 217-235.
- Croce, R., 1956. Formaciones características de las estructuras basales de la Altiplanicie de Somuncurá en Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 11(3): 158-201.
- Feruglio, E., 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Tomos 1, 2 y 3.
- Haller, J., MEISTER, C. M., MONTI A. J. y WEILER, N., 2005. Hoja Geológica 4366-II, Puerto Madryn. Provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 289: 39. Buenos Aires.
- Lizuaín, A. 1983. Descripción geológica de la hoja 38j, Salinas del Gualicho, Provincia de Río Negro. Boletín 195, Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires: 48.
- Llambías, E. J., Caminos, R., y Rapela, C. W., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. In IX Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 85-117.
- Malvicini, L., Llambías, E. 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas 2: 185-202.
- Márquez, M., Massaferro, G., Fernández, M.I., 2010. El volcanismo del Complejo Marifil en Arroyo Verde, vertiente suroriental del Macizo de Somún Cura, Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66: 314-324.
- Méndez, L. A., Aguilar, A. Henderson III, F., Matthews, P. Salaberry, C., Towse, D. 1973. Informe final del programa de exploración geológica de yacimientos de Fluorita en la zona de Sierra Grande, Río Negro. Informe inédito: 71.
- Núñez, E., Bachmann, E.W., de, R.I., Britos, A., Franchi, M., Lizuaín, A., Sepúlveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. Buenos Aires, 2do Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 247-266.
- Page, R., Ardolino, A., de Barrio, R., Franchi, M., Lizuaín, A., Page, S. y Silva Nieto, D. 1999. Estratigrafía del jurásico y cretácico del Macizo de Somún Curá, provincias de Río Negro y Chubut. En Caminos, R. (ed.) Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Mineros, Anales 29(3): 460-488.
- Portal Resources Limited, 2008. Technical Report, a review of the Arroyo Verde Project, Argentina. Chubut and Río Negro Provinces, Argentina, Latitude 42°5.6'S, Longitude 65°21.9'W. Informe Inédito: 63.
- Stipanovic, P. N., y Methol, E. J., 1972. Macizo de Somún Curá. Geología Regional Argentina, 1: 581-600.

Capítulo 1 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Wichmann, R. 1918. Sobre la constitución geológica del territorio del Río Negro y la región vecina, especialmente la parte oriental, entre el Río Negro y Valcheta. Primer Reunión Nacional, Sociedad Argentina. Ciencias Naturales, Tucumán, Sección I, Geología, geografía. y Geofísica., Buenos Aires: 90-107.

Wichmann, R. 1927 a. Los Estratos con Dinosaurios y su techo en el este del Territorio del Neuquén. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Publicación 32: 3-25.

Wichmann, R. 1927 b, Resultado de un viaje de estudios geológicos en los territorios del Río Negro y del Chubut efectuados durante los meses de enero hasta junio de 1923. Dirección general de minas, geología e hidrología, Publicación N°33, Buenos Aires.

Capítulo 2

GEOLOGÍA REGIONAL DEL SECTOR NORESTE DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO - EL MAGMATISMO JURÁSICO Y DEPÓSITOS EPITERMALES ASOCIADOS

2.1 INTRODUCCIÓN

El objetivo de este capítulo es sintetizar la geología regional y la ocurrencia de depósitos minerales del sector oriental del Macizo Nordpatagónico. Además, se compara la geología y mineralización del sector oriental con el sector noroeste del Macizo Nordpatagónico, con el Macizo del Deseado y con la región andina. Finalmente, se presentan las diferentes teorías que fueron interpretadas para el sector.

El Macizo Nordpatagónico, previamente denominado “Comarca Norpatagónica” por Stipanovic y Methol, (1980) y “Macizo de Somún Cura” por Stipanovic y Methol, (1972) y por Ramos, (1999), es una provincia geológica reconocida desde los estudios de Windhausen (1921) y Harrington (1962). El sector oriental es una zona escasamente estudiada en cuanto al carácter regional de sus rocas, siendo los estudios de Gregori et al., (2013 y 2016), González et al., (2016 y 2017), Strazzere et al., (2017 y 2018) las contribuciones más modernas a su estudio regional, tanto de las rocas de basamento como de las volcánicas jurásicas.

Los depósitos epitermales de Arroyo Verde y Mina Delta, objeto de estudio de la presente tesis, se localizan en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, Patagonia Argentina. En la Figura 2.1 se marca la ubicación de ambos depósitos y los afloramientos de las rocas volcánicas e intrusivas jurásicas.

Los detalles geoquímicos, geotectónicos, estratigráficos y estructurales citados en el capítulo corresponden a diferentes trabajos publicados en diversas revistas y a tesis doctorales inéditas que se citan a lo largo del texto.

Los relevamientos geológicos regionales del sector oriental corresponden a la Hoja Geológica escala 1:200.000 42h-Puerto Lobos (Cortés, 1987), las de escala 1:250.000 del SEGEMAR, Sierra Grande (4166-IV) y Puerto Madryn (4366-II). Estas hojas geológicas fueron georreferenciadas utilizando el software Global Mapper™. Sobre las imágenes satelitales georreferenciadas descargadas con el software SAS Planet™, se mapearon las unidades geológicas reconocidas en el área utilizando el programa QGIS™ (sistema de información geográfica- SIG).

Se resumen a continuación las características de las unidades que forman el basamento del área y de las rocas volcánicas jurásicas de interés para esta tesis doctoral.

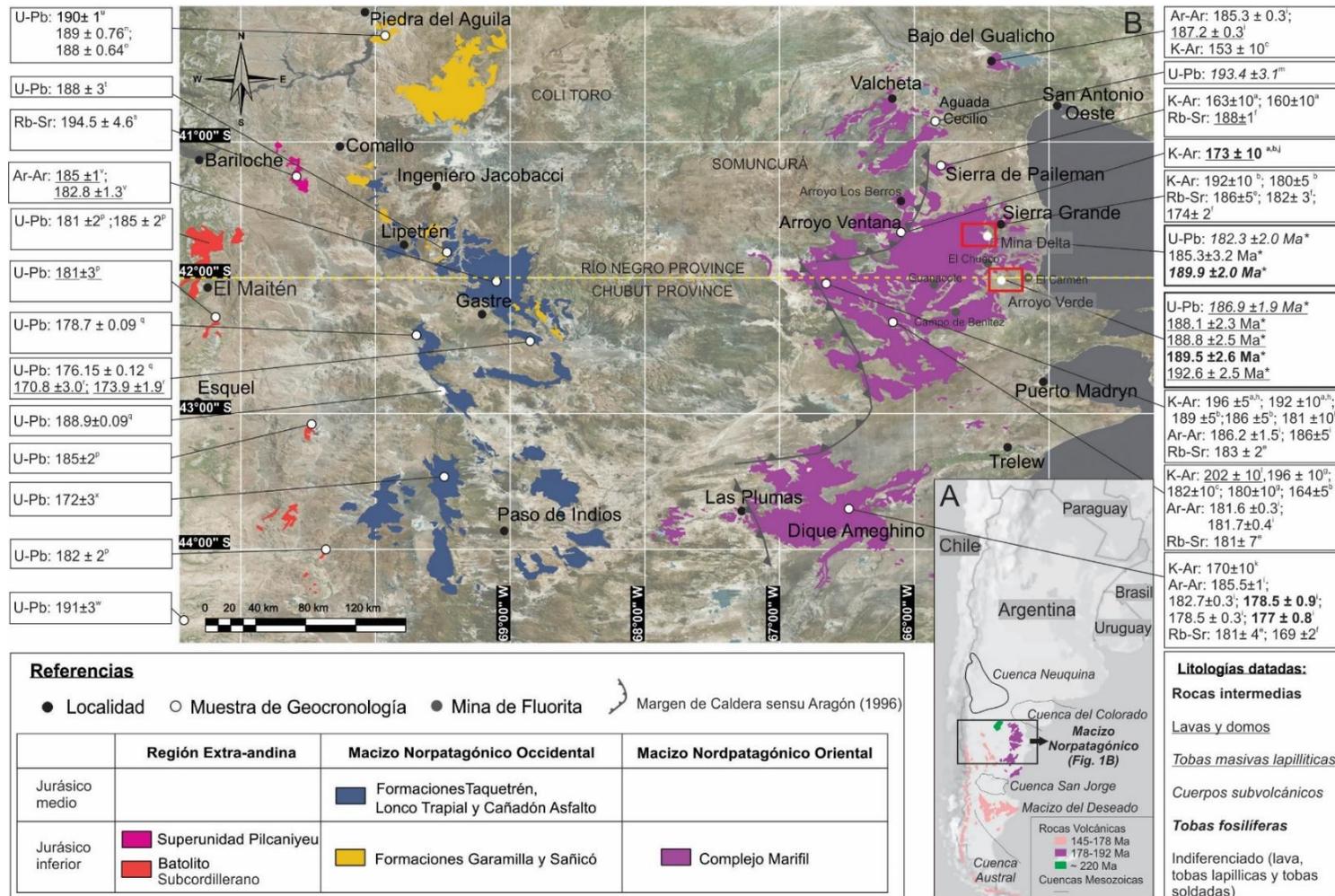


Figura 2.1: A) Mapa del sur de Sudamérica donde se identifica la distribución de las rocas ígneas y cuencas de edades Mesozoicas. B) Mapa regional con los afloramientos del Complejo Marifil y unidades Jurásicas similares del Macizo Nordpatagónico, junto con las calderas interpretadas por Aragón (1996). En los rectángulos rojos se hallan las dos parejas estudiadas en esta tesis doctoral. En los márgenes se indican las edades radiométricas nuevas y conocidas en cada localidad. Referencias: a: Núñez et al., (1975); b: Cortés, (1981); c: Lizuáin (1983) d: Haller, (1979, 1981); e: Rapela and Pankhurst (1993); f: Pankhurst and Rapela (1995); g: Page (1987), h: Busteros et al., (1998); i: Féraud et al., (1999); j: Franchi et al., (2001); k: Linares (1977), l: Yllañez (1979); m: Strazzere et al., (2018); n: Benedini y Gregori (2013); o: Benedini et al., (2014); p: Rapela et al., (2005), q: Cúneo et al., (2013); r: Bouhier et al., (2017), s: Alonso G.B., (1987), t: Franzese et al. (2006), u: Spalletti et al., (2010), v: Zaffarana and Somoza, (2012), w: Rolando et al., (2002), x: Hauser et al., (2017), y: Strazzere et al., (2017); *Presente trabajo de tesis doctoral. Mapa simplificado de Busteros et al., (1998); Caminos (2001); Franchi et al., (2001), Haller (1981), Lizuáin et al., (1995), Cucchi et al., (1998), González et al., (2003), Nullo (1979), Proserpio (1978), Anselmi et al., (2004), Sacomani et al., (2007).

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL DEL SECTOR ORIENTAL DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO

2.2.1 Basamento pre-Jurásico

El basamento de este sector del Macizo Nordpatagónico está compuesto por una compleja asociación de rocas metamórficas, rocas intrusivas de al menos cuatro complejos plutónicos (de edades diversas desde cámbricas a triásicas) y rocas sedimentarias ordovícico-devónicas.

Este basamento fue afectado por diversos eventos pre jurásicos, entre los cuales se destacan la Fase Diatrófica Oclóyica que produce el metamorfismo y deformación de las unidades Cámbricas del Complejo Mina Gonzalito (Giacosa, 1987) y de la Fm. El Jagüelito (Ramos, 1975). A su vez, esta Fase Diatrófica controló el emplazamiento de los intrusivos ordovícicos del Ciclo Famatiniano. La Fase Diatrófica Chánica es la responsable de la deformación de las rocas sedimentarias de la Formación Sierra Grande (Valvano, 1954), mientras que la Fase Diatrófica San Rafael es la responsable del emplazamiento de los granitos gondwánicos (Gregori et al., 2008, 2013). La Fase Diatrófica Rioatuélica posiblemente haya sido la que originó el relieve donde se depositaron las rocas jurásicas.

2.2.1.1 Rocas metamórficas

El basamento del área está constituido por esquistos, gneises, anfibolitas, calizas y granitoides del Complejo Mina Gonzalito (Giacosa, 1987), anteriormente denominado Gneis Mina Gonzalito (Ramos, 1975). La edad radimétrica es de U-Pb SHRIMP y fue definida en un paragneis con circones detríticos de 540 Ma y anillos de crecimiento metamórfico de 472 ± 5 Ma (Pankhurst et al., 2006). Varela et al., (2011) definen una edad U-Pb SHRIMP sobre circones del ortogneis granodiorítico de la faja occidental es de 492 ± 6 Ma. Los mismos autores indican la edad del leucogranito foliado (isocrona interna Rb-Sr en rutilo) en 452 ± 29 Ma.

Las rocas metamórficas de bajo grado de la Formación El Jagüelito (Ramos, 1975) constituyen otra de las unidades en el basamento del área. Trazas fósiles de *Chondrites* isp., *Helminthopsis abeli*, *Planolites* isp. y *Phycodes* isp. son identificadas por González et al., (2002), los cuales indican una edad Cámbrica-Tremadociana a la unidad.

En la zona de Arroyo Verde, la Formación El Jagüelito solo se reconoce en sondajes. Estas litologías aparecen a los 40 metros de profundidad en perforaciones verticales de aire reverso que fueron interceptadas al sur del proyecto Arroyo Verde (Portal Resources Limited, 2008. Informe técnico). En el sondaje PO-84 se describen zonas de basamento caracterizadas por una metamorfita de bajo grado proveniente de un protolito sedimentario, principalmente areniscas

y pelitas. En las muestras de este sondaje, pueden diferenciarse al microscopio hornblenda, calcita, muscovita, feldespato potásico y plagioclasa. Como producto de alteración de un probable vidrio volcánico se identificó clorita. En estas muestras se evidencian vetillas de cuarzo cristalino con textura en peine.

Los afloramientos más cercanos de la Formación El Jagüelito se ubican en dos sectores; el primero al N-NO de Mina Delta, al sur de la mina de hierro de Sierra Grande. El segundo sector donde se describe la Fm. El Jagüelito 20 km en línea recta al sudoeste del Proyecto Arroyo Verde, en la estancia El Refugio. En este sector, las rocas del basamento se ubican como remanentes de escaso desarrollo, los cuales fueron descritos por Cortés, (1981).

2.2.1.2 Rocas intrusivas

Dentro de las rocas intrusivas pre jurásicas, se pueden identificar cuatro complejos ígneos. El Plutón Arroyo del Médano, es el más antiguo en la Hoja Geológica “Sierra Grande” y se describe con edad precámbrica. Este plutón también fue asignado por De Alba (1964) al Paleozoico Inferior o Medio y si se considera que forma parte del Complejo Plutónico Punta Sierra, es Ordovícico (Rossi y Zanettini, 1986).

Le siguen las rocas intrusivas del Complejo Mina Gonzalito denominadas Plutones María Teresa y Tapera. Estos son stocks de formas irregulares que presentan enclaves de esquistos y bordes transicionales del esquistito al granito. Estas rocas afloran a 40 km en dirección nor-noroeste del área de estudio y presentan edades radiométricas de K–Ar 375 ± 12 (Busteros et al., 1998).

El tercer complejo ígneo es el denominado Complejo Plutónico Punta Sierra (Busteros et al., 1998). El mismo está constituido por el Plutón Punta Sierra (Weber, 1983), Plutón El Salado y el Plutón Monochio. Este complejo está compuesto por plutonitas ácidas a intermedias de edades radiométricas que permiten precisar su edad al Ordovícico: 443 ± 20 Ma (K-Ar, Núñez et al., 1975) y 463 ± 23 Ma (isocrona Rb-Sr: Hernández et al., 1989). El Granito Arroyo Salado fue datado por el método U-Pb en 476 ± 4 Ma y 475 ± 6 (Varela et al., 1998 y Pankhurst et al., 2006 resp.).

El cuarto complejo ígneo pre-jurásico es el Complejo Plutónico Pailemán. Está constituido por el Plutón La Laguna, Plutón La Verde, Plutón Peñas Blancas, Plutón Arroyo Tembrao, Plutón Arroyo Pailemán y el Plutón Laguna Medina. Rocas de este grupo fueron identificadas en la zona de Mina Delta y datado mediante el método U-Pb en zircones.

2.2.1.3 Rocas sedimentarias

Las rocas de la Formación Sierra Grande (Cortés, 1979) se hallan representadas hacia el norte del área de Mina Delta. Son rocas ordovícicas-devónicas que incluyen conglomerados, areniscas, pelitas y los mantos de hierro. Las rocas sedimentarias se apoyan en discordancia angular sobre la Formación El Jagüelito y están cubiertas, también en discordancia angular, por las rocas del Complejo Marifil. Las sedimentitas muestran una zona proximal hacia el oriente y una más profunda en el oeste (en este últimos se hallan los depósitos ferríferos más potentes) que corresponden a un ciclo transgresivo-regresivo respectivamente (Zanettini, 1981). Se asocian a una ingresión marina proveniente desde el este y que se correlaciona con rocas de Sierra de la Ventana y Cuenca de Claromecó (provincia de Buenos Aires) formando una única cuenca que continúa en la Cuenca del Cabo en Sudáfrica. Esta secuencia fue plegada durante los ciclos diastróficos Chánico y San Rafael. Se halla intruída por los granitos Pérmicos del Complejo Plutónico Pailemán (Caminos et al., 1999).

2.2.2 Volcanismo Jurásico- Complejo Marifil

Las rocas volcánicas reconocidas como "Serie de las Rocas Porfíricas" por Windhausen (1921), "Pórfidos cuarcíferos y sus tobas" por Wichmann (1927) y "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina" por Feruglio (1949), corresponden al conjunto de rocas efusivas, piroclásticas y subvolcánicas denominadas Formación Marifil por Malvicini y Llambías (1974).

En el área tipo, estos autores describieron tres miembros: el inferior, compuesto por riolitas silicificadas; el medio, con ignimbritas riolítico-riodacíticas y el superior, constituido por intrusivos riolíticos. En todo el ámbito de su distribución, las rocas dominantes son las ignimbritas riolíticas, que forman extensos mantos dando lugar a la formación de un gran plateau ignimbrítico. Cortés (1981) redefinió a la formación, llevándola a la categoría de complejo. Este autor diferenció tres unidades, la Formación Puesto Piris en la base, la Formación Aguada del Bagual con pórfidos riolíticos que intruyen a la anterior y finalmente la Formación La Porfía, en la que distinguió tres miembros: uno inferior, con areniscas, tufitas arenosas en estratos delgados, de hasta 40 m de potencia y aglomerados volcánicos; el miembro medio, con tobas y tufitas de hasta 100 m y por último ignimbritas riolíticas que forman el miembro superior.

Márquez et al., (2010) describen las facies volcánicas pertenecientes al Complejo Marifil que afloran en la localidad de Arroyo Verde donde diferenciaron facies de ignimbritas riolíticas, brechas piroclásticas, domos y domos vítreos traquíticos y diques riolíticos. La presencia de cuerpos subvolcánicos asociados al Complejo Marifil fue destacada por numerosos autores

(Corbella, 1973; Méndez, 1978; Malvicini y Llambías, 1974; Núñez et al., 1975; Cortés, 1981 y Busteros et al., 1998). Se trata de pórfiros graníticos o riolíticos, de diversa textura y tamaño de grano, que en ocasiones presentan xenolitos de volcanitas riolíticas.

2.2.3 Depósitos paleógenos- neógenos- cuaternarios

Dentro de estos se ubican los depósitos Eocenos de la Formación Arroyo Verde (conglomerados, calizas, lumachelas y areniscas calcáreas) donde la localidad tipo fue definida en el área del proyecto Arroyo Verde por Malvicini y Llambías, (1974). Estos depósitos afloran también en la costa del Océano Atlántico, entre Punta Pórfido y el límite provincial y hacia el noreste de la zona de estudio, en el denominado Bajo del Gualicho (Provincia de Chubut), en cercanías de las estancias Cochicó, La Porfía y La Jarilla.

El Oligoceno inferior se halla representado al norte del área de estudio por la Formación Sarmiento (Nakayama, 1975) conformado por tobas arenosas y tobas vítreas. El Oligoceno medio por los basaltos olivínicos de la Formación Somún Cura (Ardolino, 1981) y el Oligoceno Superior al Mioceno Medio por las tobas, areniscas tobáceas, calizas coquinas y arcilitas de la Formación Gaiman (Haller y Mendía, 1980). El Mioceno superior se halla representado por las formaciones Puerto Madryn (Haller, 1976 y 1981) que se conforma por tobas, tufitas, areniscas y limonitas; y la Formación Río Negro (Weber, 1983) compuesta por tobas finas, tobas calcáreas, conglomerados, areniscas y limonitas.

Los depósitos Pliocenos están representados por las gravas y arenas de los denominados Rodados Patagónicos (Fidalgo y Riggi, 1970), los cuales son cubiertos por las Formaciones Eizaguirre (Weber, 1983) o los denominados depósitos de una antigua planicie aluvial pedemontana (gravas, arenas y limos). Estos depósitos son los que cubren los afloramientos al sur del Arroyo Verde.

2.3 VOLCANISMO JURÁSICO EN PATAGONIA

Las rocas jurásicas del Complejo Marifil fueron estudiadas por diversos autores a lo largo de los años. Está en su mayoría, compuesto por rocas volcánicas y piroclásticas de composición riolítica y por sedimentitas epiclásticas portadoras de flora de Bennetiales y a restos de *Estheria*, intercalados entre mantos de ignimbritas y brechas volcánicas (Núñez et al., 1975). Entre las rocas volcánicas, tal como se ha planteado, se evidencia un predominio de las rocas ácidas,

aunque las determinaciones químicas prueban una diversidad composicional que abarca toda la serie riolita-basalto (Uliana et al., 1985; Kay et al., 1989). Pankhurst y Rapela, (1995) describieron la química de los principales tipos litológicos de esta unidad; donde el diagrama de tierras raras corresponde claramente al de una secuencia calcoalcalina.

En relación a la mecánica de emplazamiento, Malvicini y Llambías (1974), esbozaron un modelo de volcanismo fisural. Con posterioridad, Llambías et al., (1984) señalaron la posible actividad volcánica a través de múltiples aparatos centrales. En las proximidades de la laguna Redonda, Ciccirelli (1990) identificó una caldera donde los bancos se disponen en forma concéntrica e inclinando hacia afuera de un núcleo central, constituido por facies subvolcánicas. Aragón et al., (1996) propone la existencia de dos mega- calderas en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico (Figura 2.1). Busteros et al., (1998) identificaron dos posibles centros efusivos ubicados respectivamente en la Sierra de Pailemán y al oeste de la ciudad de Sierra Grande. Márquez et al., (2010), de acuerdo a las características observadas propusieron un mecanismo fisural de erupción en esa localidad.

La edad del Complejo Marifil fue adjudicada al lapso Triásico/Jurásico medio según las primeras dataciones Ar/K efectuadas por Cortés (1981), quien publicó edades extremas entre 210 Ma y 158 Ma. Rapela y Pankhurst (1993) obtuvieron edades Rb/Sr sobre roca total entre 183 ± 2 y 178 ± 1 Ma, en muestras obtenidas entre Arroyo Verde y Camarones. Posteriormente, reportaron un rango de 20 Ma entre 188 y 169 Ma (Pankhurst y Rapela, 1995). Por su parte, Alric et al., (1996) registraron edades Ar^{40}/Ar^{39} que varían entre $186, 2 \pm 1,5$ Ma en el área tipo de la estancia Marifil y $178, 5 \pm 0.6$ Ma en Las Plumas. En esta última estancia, los autores identificaron un evento considerado póstumo del episodio volcánico, con basaltos y diques básicos cuyas dataciones Ar^{40}/Ar^{39} dan una edad de $176, 9 \pm 0, 8$ Ma (Alric et al., 1996).

Pankhurst et al., (2000) proponen la división del volcanismo Jurásico en tres episodios: V1 (188-178 Ma- Jurásico Temprano) el cual se ubica en el sector NE de la Patagonia y S de la Península Antártica; V2 (172-162 Ma- Jurásico Medio) donde el volcanismo migra hacia el sur de la Patagonia y al N de la península Antártica y el V3 (157-153 Ma- Jurásico Tardío), donde el volcanismo migra hacia el sector de la Cordillera de los Andes. Es en el episodio V1 donde se incluye al Complejo Marifil y la Formación Lonco Trapial en el Macizo Nordpatagónico, y a las formaciones Brennecke y Mount Poster en Antártida (Pankhurst et al., 2000). El V1 incluye grandes volúmenes de rocas con características de intraplaca (Féraud et al., 1999 y Pankhurst et al., 2000).

Pankhurst et al., (2000) incluyen en el estadio volcánico (V2) a las Formaciones Chon Aike y Bajo Pobre del Macizo del Deseado (Patagonia) y a la Fm. Mapple (península Antártica). Asignan a estos magmas una característica química de composiciones menos evolucionadas y la generación del mismo en la corteza continental. El episodio final (V3) lo relacionan a las Formaciones El Quemado e Ibáñez, productos de arco volcánico en márgenes continentales.

En base a la información analítica y de campo que se obtuvo, se ha trabajado a lo largo de esta tesis doctoral, para interpretar una posible evolución de volcanismo del Jurásico inferior (Sinemuriano y Pliensbachiano), relacionándolo con los dos eventos mineralizantes descritos en los sectores estudiados en el Macizo Nordpatagónico.

2.4 DEPÓSITOS EPITERMALES ASOCIADOS AL VOLCANISMO JURÁSICO EN PATAGONIA

Las formaciones volcánicas de edad jurásica que afloran en el Macizo Nordpatagónico y Península Antártica pertenecen a la Provincia Chon Aike (Kay et al., 1989 y Pankhurst et al., 1998). Esta provincia magmática es una de las mayores provincias riolíticas del mundo, por ello también se denomina como gran provincia ígnea (large igneous province –LIP por sus siglas en inglés, Pankhurst et al., 1998) y a ella se asocian numerosos depósitos epitermales de Au-Ag, de baja a intermedia sulfuración. En la Provincia Chon Aike hay tres sectores diferenciados donde se hallan estos tipos de mineralizaciones: Macizo Nordpatagónico, Macizo del Deseado y la región de los Andes (Figura 2.1, Schalamuk et al., 1997; Fernández et al., 2008; Sillitoe, 2008; Dietrich et al., 2012).

Durante las últimas dos décadas, el desarrollo de diversos proyectos mineros, en especial en el Macizo del Deseado, han demostrado un vínculo importante entre las mineralizaciones epitermales de metales preciosos y el volcanismo jurásico (Parada et al., 1997; Echavarría et al., 2005; Dietrich et al., 2012; Guido y Campbell, 2012; Poblete et al., 2014).

En el Macizo Nordpatagónico, las rocas volcánicas jurásicas del episodio volcánico V1, hospedan depósitos epitermales de sulfuración intermedia y baja (por ejemplo, Navidad, San Roque, Calcatreu, Mina Ángela, Santa Máxima, Calafate y Cañadón Bagual; Figura 2.1; Lanfranchini et al., 1999; Dejonghe et al., 2002; Williams, 2010; Dill et al., 2013, 2016). Todos estos depósitos se han interpretado como alojados en rocas volcánicas asignadas al primer episodio volcánico (V1, Pankhurst et al., 2000), donde las rocas huéspedes son volcánicas de composición intermedia a ácida de las formaciones Marifil, Garamilla y Lonco Trapial.

Además de los depósitos de metales preciosos, en el Macizo Nordpatagónico, el desarrollo de la minería de fluorita ha sido ampliamente estudiada entre los años 1970-1990. Este tipo de mineralización presenta estrecha relación con las rocas volcánicas y sedimentarias, así como también con las estructuras que las hospedan (Cicciarelli, 1990). Para el evento (V1), las dataciones de las rocas de caja brindan edades entre 188 y 178 Ma. No se ha hallado en la bibliografía dataciones isotópicas (K-Ar en adularias, Sm-Nd en fluoritas, etc) realizadas en las vetas epitermales que se emplazan en estas volcanitas.

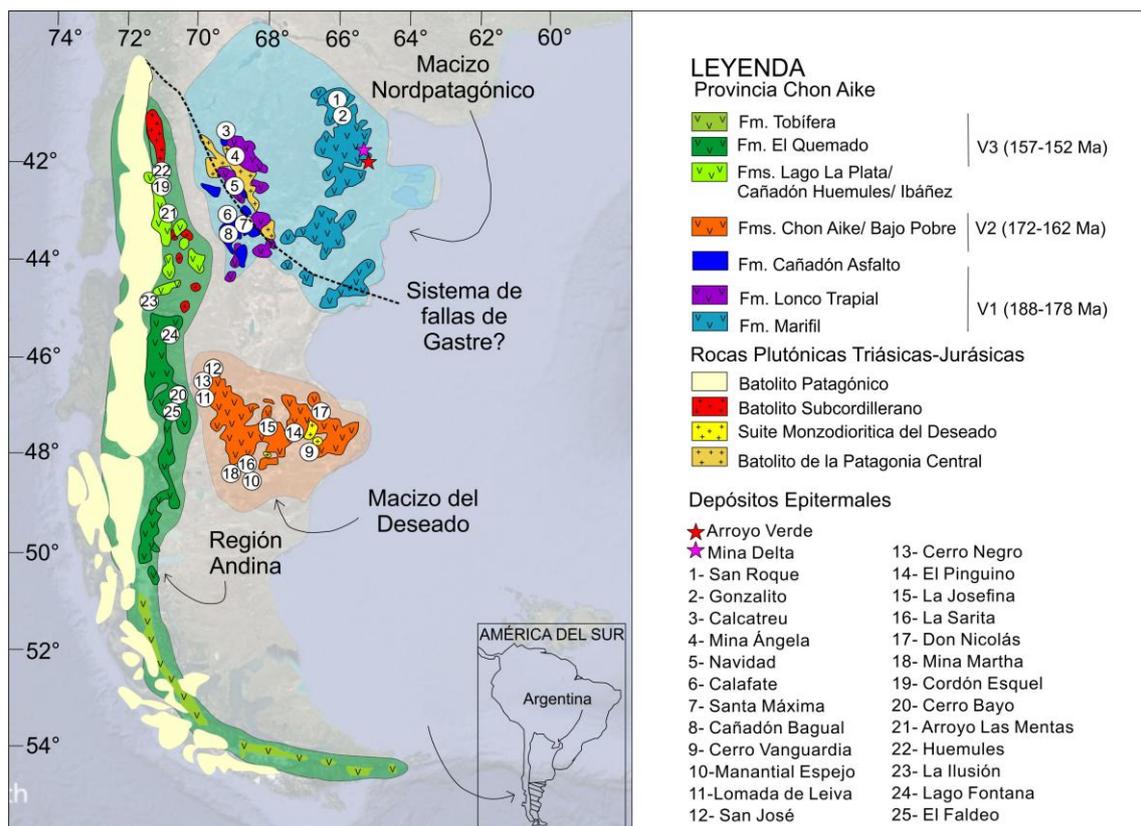


Figura 2.4: Mapa de la Patagonia con la ubicación del Macizo Nordpatagónico, Macizo del Deseado, región de la Cordillera Andina y la distribución de las unidades ígneas triásicas-jurásicas-cretácicas. También se ubican el Proyecto Arroyo Verde, Mina Delta y los principales depósitos epitermales citados en el texto. Modificado de Ramos (1999) Fernández et al., (2008), Poblete et al. (2014) y Bouhier (2017).

Hacia el sur, en el Macizo del Deseado se halla una de las regiones productoras de oro y plata más importantes del país hoy en día (Figura 2.4). En esta se encuentran 9 minas operativas (Cerro Vanguardia, Manantial Espejo, Lomada de Leiva, San José, Mina Marta, Cerro Negro, La Josefina, Cerro Moro y Don Nicolás; Echeveste, 2005; Fernández et al., 2008; Permuy Vidal, 2014; Permuy Vidal et al., 2016; Moreira y Fernández, 2015 y CIMA, 2020) y varios proyectos en etapa de exploración avanzada (El Pingüino; Figura 2.1; Schalamuk et al., 1997; Jovic et al., 2011;

López et al., 2015). La mineralización de Au-Ag se encuentra asociada a depósitos epitermales de sulfuración baja a intermedia (Arribas et al., 1996; Schalamuk et al., 1997; Guido y Schalamuk, 2003; Echavarría et al., 2005; Páez et al., 2016) alojados en rocas volcánicas del episodio V2, representadas por el Complejo Volcánico Bahía Laura (Feruglio, 1949; Guido, 2004) que comprende las formaciones Bajo Pobre, Cerro León, Chon Aike y La Matilde. La única excepción, es el depósito El Pingüino que se halla alojado en rocas volcánicas de la Fm. El Tranquilo del Jurásico Temprano (Jovic et al., 2011). En V2 se cuenta con varias dataciones (Dietrich et al, 2012 y trabajos allí citados) donde las edades de las rocas de caja varían entre 175 y 130 Ma y las mineralizaciones entre 170 y 130 Ma.

En la región Andina de la Patagonia los depósitos epitermales se hallan relacionados al tercer episodio volcánico Jurásico, que está representado por las formaciones El Quemado, Lago la Plata, Cañadón Huemules e Ibáñez. Los depósitos ahí estudiados, que se clasifican como de baja sulfuración, son Cordón Esquel, Cerro Bayo en Chile; (Sillitoe et al., 2002; Poblete et al., 2014). También se encuentran depósitos de tipo polimetálicos como Arroyo La Mentas, Huemules, La Ilusión, y Lago Fontana, en Chubut y el Faldeo en Chile (Figura 2.1; Parada et al., 1997; Rolando, 2001; Dejonghe et al., 2002; Lanfranchini et al., 2013). Para este evento (V3), las mineralizaciones son más jóvenes que las rocas de caja, como por ejemplo en Cerro Bayo, donde las rocas tienen edades U-Pb entre 150 y 130 Ma con vetas epitermales de entre 145 y 112 Ma (Poblete et al, 2013).

2.5 REFERENCIAS

- Alonso, G.B., 1987. Resultados Geoquímicos y geocronológicos preliminares de los cuerpos graníticos de Pilcaniyeu, provincia de Río Negro. Simposium on Circumpacific Phanerozoic Granites. Congreso Geológico Argentino. Actas 4: 27-29, Tucumán, Argentina.
- Anselmi, G., Panza, J.L., Gamba, M. T., Ardolino, A., 2004. Hoja geológica 4369-IV: Los Altares, Provincia del Chubut. Ed: Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires: 98 pp.
- Aragón, E., Rodríguez, A.M.I., Benialgo, A., 1996. A calderas field at the Marifil Formation, new volcanogenic interpretation, Norpatagonian Massif, Argentina. *Journal South American Earth Sciences* 9, 5: 321–328.
- Ardolino, A., 1981. El vulcanismo cenozoico del borde suroccidental de la meseta de Somún Curá, provincia del Chubut. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, 3: 7-23.
- Arribas, Jr. A., Schalamuk, I.B., de Barrio, R., Fernández, R., Itaya, T., 1996. Edades Radimétricas de Mineralizaciones Epitermales Auríferas del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. IGCP Project 342: Age and isotopes of South American Ores. XXXIX Congresso Brasileiro de Geología, Brasil :254-257.
- Benedini, L., Gregori, D., 2013. Significance of the Early Jurassic Garamilla formation in the western Nordpatagonian Massif. *Journal South American Earth Science* 45: 259-277.
- Benedini, L., Gregori, D., Strazzere, L., Falco, J.I., Dristas, J.A. 2014. Lower Pliensbachian caldera volcanism in high-obliquity rift systems in the western North Patagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Science*, 56: 1-19.
- Bouhier, V.E., Franchini M.B., Caffè, P.J., Maydagán, L., Rapela, C.W., Paolini, M., 2017. Petrogenesis of volcanic rocks that host the world-class Ag/Pb Navidad District, North Patagonian Massif: Comparison with the Jurassic Chon Aike Volcanic Province of Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338: 101–120.
- Busteros, A. G., Giacosa, R. E., Lema, H. A. y Zubía, M. A., 1998. Hoja Geológica 4166-IV Sierra Grande. Provincia de Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 241: 85. 1 mapa.
- Caminos, R., Panza, J.L., Etcheverría, M.P., Pezzutti, N.E., Rastelli, D.C., 1999. Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino Buenos Aires, Anales 29: 796.
- Caminos, R., 2001. Hoja Geológica 4166-I, Valcheta, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires: 73.
- Cicciarelli, M.I. 1990. Análisis estructural del sector oriental del macizo Nordpatagónico y su significado metalogénico (Provincias de Río Negro y Chubut). Tesis de Doctorado: Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Plata, Universidad Nacional de La Plata: 179.
- CIMA, 2020. Centro de Información -Minera Argentina. <http://informacionminera.produccion.gob.ar/>

- Corbella, H., 1973. Acerca de la existencia de cuerpos hipoabisales granito-riolíticos en el distrito minero de Sierra Grande (Río Negro) y su posible importancia metalogénica: Asociación Geológica Argentina. Revista, 28: 353-363.
- Cortés, J.M., 1979. Primeros afloramientos de la Formación Sierra Grande (Prov. de Río Negro) y su posible importancia metalogénica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 28, 4: 353-363.
- Cortés, J.M., 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 36, 3: 217-235.
- Cortés, J.M., 1987. Descripción geológica de la Hoja 42h, Puerto Lobos, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92: 92.
- Cucchi, R., Espejo, P., Gonzalez, R., 1998. Hoja Geológica 4169-I Piedra del Aguila, provincias de Neuquén y Río Negro. Boletín 242, Servicio geológico Minero Argentino, Buenos Aires: 74.
- Cúneo, R., Ramezani, J., Scasso, R., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A.M., Bowring, S.A., 2013. High-precision U–Pb geochronology and a new chronostratigraphy for the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Central Patagonia: implications for terrestrial faunal and floral evolution in Jurassic. Gondwana Research 24, 3: 1267–1275.
- Dejonghe, L., Darras, B., Hughes, G., Muchez, P., Scoates, J., Weis, D., 2002. Isotopic and fluid inclusion constraints on the formation of polymetallic vein deposits in the central Argentinian Patagonia. Mineralium Deposita 37 (2): 158–172
- Dietrich, A., Gutierrez, R., Nelson, E. P. y Layer, P. W., 2012. Geology of the epithermal Ag–Au Huevos Verdes vein system and San José district, Deseado massif, Patagonia, Argentina. Mineralium Deposita, 47(3): 233-249.
- Dill, H. D., Luna, L., Nolte, N., Hansend, B. T. 2016. Chemical, isotopic and mineralogical characteristics of volcanogenic epithermal fluorite deposits on the Permo-Mesozoic foreland of the Andean volcanic arc in Patagonia (Argentina). Chemie der Erde – Geochemistry. 76 (2): 275-297.
- Dill, H.G., Garrido, M.M., Melcher, F., Gomez, M., Weber, B., Luna, L. Bahr., A., 2013. Sulfidic and non-sulfidic indium mineralization of the epithermal Au–Cu–Zn–Pb–Ag deposit San Roque (Provincia Río Negro, SE Argentina) with special reference to the “indium window” in zinc sulphide. Ore Geology Reviews 51: 103–128.
- Echavarría, L.E., Schalamuk, I.B., and Etcheverry, R.O., 2005, Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat: Journal of South American Earth Sciences, v. 19: 415–432.
- Echeveste, H., 2005. Travertinos y jasperoides de Manantial Espejo, un ambiente Hot Spring Jurásico: Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 12 (1): 33-48.
- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H., Haller, M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. Earth Planetary Science Letter 172, 1: 83–96.
- Fernández, R.R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada De Palomera, P. y Tessone, M., 2008, Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo Jurásico de

Capítulo 2 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

la Patagonia: Revisión y perspectivas para la exploración: Revista de la Asociación Geológica Argentina, v. 63: 665–681.

Franchi, M., Ardolino, A., Remesal, M., 2001. Hoja Geológica 4166 III, Cona Niyeu, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires: 83.

Franzese, J.R.; Veiga, G.D.; Schwarz, E.; Gómez-Pérez, I. 2006. Tectonostratigraphic evolution of a mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 163: 707-721.

Giacosa, R., 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro, Argentina. 10° Congreso Geológico Argentino, Tucumán. Actas 3: 51-54.

González, P., Coluccia, A., Franchi, M. 2003. Hoja 4169-III Ingeniero Jacobacci. Carta Geológica de la República Argentina, escala 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires: 82.

González, S. N., Greco, G. A., González, P. D., Sato, A. M., Llambías, E. J., y Varela, R., 2016. Geochemistry of a Triassic dyke swarm in the North Patagonian Massif, Argentina. Implications for a postorogenic event of the Permian Gondwanide orogeny. *Journal of South American Earth Sciences*, 70: 69-82.

González, S. N., Greco, G. A., Sato, A. M., Llambías, E. J., Basei, M. A., González, P. D. y Díaz, P. E., 2017. Middle Triassic trachytic lava flows associated with coeval dyke swarm in the North Patagonian Massif: a postorogenic magmatism related to extensional collapse of the Gondwanide orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, 75: 134-143.

Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L., Raniolo, A., 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*. 14: 429-450.

Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Alvarez, G., Raniolo, A., Strazzere, L., Martinez, J.C., Barros, M., 2013. Preandean geological configuration of the eastern North Patagonian Massif, Argentina. *Geoscience Frontiers* 4: 693-708

Gregori, D.A., Saini-Eidukat, B., Benedini, L., Strazzere, L., Barros, M., Kostadinoff, J., 2016. The Gondwana Orogeny in northern North Patagonian Massif: Evidence from the Caita Có granite, La Seña and Pangaré mylonites, Argentina. *Geoscience Frontiers* 7: 621-638

Guido, D. y Schalamuk, I., 2003. Genesis and exploration potential for low sulfidation epithermal deposits in the Deseado Massif, Argentinean Patagonia. In: Eliopoulos, D.G., (Ed.), *Mineral Exploration and Sustainable Development*. Society for Geology Applied to Mineral Deposits. Balkema-Rotterdam, Athens, Greece: 493-496.

Guido, D.M y Campbell, K.A., 2011, Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): Characteristics and controls on regional distribution: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 203: 35–47.

Haller, M., 1976. Nuevos afloramientos de metamorfitas e intrusivos en la Patagonia extrandina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 31 (2): 141-142.

Haller, M.; 1979. Estratigrafía de la región al poniente de Puerto Madryn, provincia del Chubut, República Argentina. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Actas I: 285-297,.

Capítulo 2 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- Haller, M., 1981. Descripción geológica de la Hoja 43 h, Puerto Madryn, provincia de Chubut. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires. Boletín 184: 41.
- Haller, M.J. y J.E. Mendía, 1980. Las sedimentitas del ciclo Patagoniano en el litoral Atlántico nordpatagónico. Coloquio «R. Wichmann» Asociación Geológica Argentina, (28-11 -80). En Mendía y Bayarsky 1981.
- Harrington, H. J., 1962. Paleogeographic development of South America. AAPG Bulletin, 46(10): 1773-1814.
- Hauser, N., Cabaleri, N.G., Gallego, O.F., Monferran, M.D., Silva Nieto, D., Armella, C., Matteini, M., Aparicio González, P.A., Pimentel, M.M., Volkheimer, W., Reimold, W.U., 2017. U-Pb and Lu-Hf zircon geochronology of the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Argentina: Implications for the magmatic evolution in central Patagonia, Journal of South American Earth Sciences, 78: 190-212.
- Jovic, S. M., Guido, D.M., Schalamuk, I. B., Ríos, F.J., Tassinari, C.C.G., Recio, C., 2011. Pingüino Inbearing polymetallic vein deposit, Deseado Massif, Patagonia, Argentina: Characteristics of mineralization and ore-forming fluids. Mineralium Deposita 46 (3): 257-271.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? Geology 17: 324-328.
- Lanfranchini, M., Curci, M., Etcheverry, R. y Marchionni, D., 1999. Mineralización Epitermal (Au-Ag) en Estancia Pepita, Provincia del Chubut, República Argentina. Studia Geológica Salmanticensis 35: 99-113.
- Linares, E. 1977. Catálogo de edades radiométricas determinadas para la República Argentina: I-Años 1974-1976 y Catálogo de edades radiométricas realizadas por INGEIS y sin publicar, 1-Años 1972-1974. Revista Asociación Geología Argentina, Buenos Aires, Publicación especial 4: 38 pp.
- Lizuaín, A. 1983. Descripción geológica de la hoja 38j, Salinas del Gualicho, Provincia de Río Negro. Boletín 195, Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires: 48 pp.
- Lizuaín, A., Ragona, A., Folguera, A., 1995. Mapa Geológico de la Provincia de Chubut, República Argentina. Secretaria de Minería. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires.
- Llambías, E. J., y Rapela, C. W., 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 39(3-4): 220-243.
- López, L., Jovic, S.M., Guido, D.M., Permuy Vidal, C., Páez, G.N., Ruiz, R., 2015. Geochemical distribution and supergene behaviour of indium at the Pingüino epithermal polymetallic vein system, Patagonia, Argentina. Ore Geology Reviews 64: 747-755.
- Malvicini, L., Llambías, E. 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires. Actas 2: 185-202.
- Márquez, M., Massafarro, G., Fernández, M.I., 2010. El volcanismo del Complejo Marifil en Arroyo Verde, vertiente suroriental del Macizo de Somún Cura, Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina 66: 314-324.

- Moreira, P. y Fernandez, R. R., 2015. La Josefina Au–Ag deposit (Patagonia, Argentina): A Jurassic epithermal deposit formed in a hot spring environment. *Ore Geology Reviews* 67: 297-313.
- Nakayama, C., 1975. Informe Geológico preliminar del área que comprende Sierra de los Chacays. Cai'ildón Trapaluco, Cerro Ponte y parte del curso inferior del arroyo Perdido. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito).
- Núñez, E., Bachmann, E.W., de, R.I., Britos, A., Franchi, M., Lizuaín, A., Sepúlveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. Buenos Aires, 2do Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 247-266.
- Nulló, F.E., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 39c, Paso Flores. Servicio Geológico Nacional. Boletín 167: 70.
- Page, N.F.; 1987. Descripción Geológica de la Hoja 43g, Bajo de la Tierra Colorada, provincia del Chubut: carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1:200000. Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional, Boletín 200: 81.
- Permuy Vidal, C., Guido, D.M., Jovic, S.M., Bodnar, R.J., Moncada, D., Melgarejo, J.C., Hames, W., 2016. The Marianas-San Marcos vein system: characteristics of a shallow low sulfidation epithermal Au–Ag deposit in the Cerro Negro district, Deseado Massif, Patagonia, Argentina. *Mineralium Deposita* 51 (6): 725–748.
- Poblete, J. A., Bissig, T., Mortensen, J. K., Gabites, J., Friedman, R., y Rodriguez, M., 2014. The Cerro Bayo District, Chilean Patagonia: Late Jurassic to Cretaceous Magmatism and Protracted History of Epithermal Ag-Au Mineralization. *Economic Geology*, 109(2): 487-502.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.R., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth Planetary Science Letter* 134, 1: 23–36.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C., Riley, T.R., 1998. The Chon Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in Antarctica: a silicic LIP. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113-136.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41, 5: 605–625.
- Parada, M.A., Palacios, C., and Lahsen, A., 1997, Jurassic extensional tectono-magmatism and associated mineralization of the El Faldeo polymetallic district, Chilean Patagonia: Geochemical and isotopic evidence of crustal contribution: *Mineralium Deposita*, v. 32: 547–554.
- Poblete, J.A., Bissig, T., Mortensen, J.K., Gabites, J., Friedman, R., Rodriguez, M., 2014. The Cerro Bayo District, Chilean Patagonia: Late Jurassic to Cretaceous Magmatism and Protracted History of Epithermal Ag-Au Mineralization. *Economic Geology* 109 (2): 487–502.
- Portal Resources Limited, 2008. Technical Report, a review of the Arroyo Verde Project, Argentina. Chubut and Río Negro Provinces, Argentina, Latitude 42°5.6'S, Longitude 65°21.9'W. Informe Inédito: 63.

Capítulo 2 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- Proserpio, C.A., 1978. Descripción geológica de la Hoja 42d, Gastre, Provincia del Chubut. Secretaría de estado de Minería, Buenos Aires, Boletín 159: 75.
- Ramos, V. A., 1975. Geología del Sector Oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 30, 3: 274-285. Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. Geología Argentina 29(3): 41-96.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., 1993. El volcanismo riolítico del noreste de la Patagonia: un evento meso-jurásico de corta duración y origen profundo. Mendoza. In: XII Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 179-188.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, M., Hervé, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic subcordilleran belt of northwestern Patagonia. In: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T. and Pankhurst, R.J. (eds) Terrane Processes and the Margins of Gondwana. Geological Society, London, Special Publications 246: 217–239.
- Rolando, A., Hartmann, L., Orestes, J., Fernández, R., Etcheverry, R., Schalamuk, I.,McNaughton, N., 2002. SHRIMP zircon U-Pb evidence for extended Mesozoic magmatism in the Patagonian Batholith and assimilation of Archean crustal components. Journal of South American Earth Sciences, 15: 267-283.
- Sacomani, L.E., Panza, J.L., Parisi, C., Pezzuchi, H., Ardolino, A. 2007. Hoja geológica 4366-III: Las Plumas, Provincia del Chubut. SEGEMAR, Buenos Aires. Boletín 291: 75.
- Schalamuk, I. B., Zubia, M., Genini, A. y Fernandez, R. R., 1997. Jurassic epithermal Au–Ag deposits of Patagonia, Argentina. Ore Geology Reviews, 12(3): 173-186.
- Sillitoe, R. H., 2008. Special paper: major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: distribution, tectonomagmatic settings, and metallogenic considerations. Economic Geology, 103(4): 663-687.
- Spalletti, L.A., Franzese, J., Morel, E., D´Elia, L., Zúñiga, A., Fanning, C.M. 2010. Consideraciones acerca de la sedimentología, paleobotánica y geocronología de la Formación Piedra del Águila (Jurásico Inferior, Neuquén). Revista de la Asociación Geológica Argentina 66, 2: 305-313.
- Stipanovic, P.N. y Methol, E.J., 1972. Macizo de Somún Cura. En: Leanza, A.F. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 581-599.
- Stipanovic, P. N., y Methol, E. J., 1980. Comarca Norpatagónica. En: Turner, J.C.M. (Ed.), Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Vol. 2: 1071-1097.
- Strazzere, L., Gregori, D., Benedini, L., Marcos P., Barros, 2017. Edad y petrografía del complejo volcánico Marifil en la Sierra de Pailemán, Comarca Nordpatagónica, Río Negro, Argentina. Actas XX Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica 8, Volcanología. San Miguel de Tucumán.
- Strazzere, L., Gregori, D., Benedini, L., Marcos P., Barros, M., Geraldés, M., Pavón Pivetta, C. 2018. The Puesto Piris Formation: Evidence of basin-development in the North Patagonian Massif during crustal extension associated with Gondwana breakup, *Geoscience Frontiers*, 10(1): 299-314.

Capítulo 2 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- Valvano, J. A., 1954. Génesis de los yacimientos de Hierro de Sierra Grande. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 9(4): 193-209.
- Varela, R.; Basei, M.A., Sato, A.M., Siga Jr, O; Cingolani, C.A, Sato, K., 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de Mina Gonzalito y Arroyo Salado. Macizo Nordpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. Actas X Congreso Latinoamericano de Geología y VI Congreso Nacional de Geología Económica (1): p 71-76.
- Varela, R., Gonzáles, P.D., Basei, M.A.S., Sato, K., Sato, A.M., Naipauer, M., García, V.A., González, S. y Greco, G., 2011. Edad del Complejo Mina Gonzalito: Revisión y nuevos datos. Actas XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, (S1) La Patagonia en el Contexto Geodinámico de Gondwana.
- Weber, E ., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 40 j, Cerro El Fuerte, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 196. Buenos-Aires.
- Williams, D.K., 2010. Geology and Mineralization of the Navidad Ag-Pb-Cu-Zn District, Chubut Province, Argentina. Society of Economic Geologists. Publicación Especial 15: 203-227.
- Windhausen, A.y Beder, R. (1921). Informe sobre un viaje de reconocimiento geológico en la parte nordeste del Territorio del Chubut: con referencia especial a la cuestión de la provisión de agua de Puerto Madryn. Talleres gráficos del Ministerio de agricultura de la nación.
- Yllañez, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 42g, Telsen, provincia del Chubut. SEGEMAR, inédito, Buenos Aires.
- Zaffarana, C.B., Somoza, R., 2012. Palaeomagnetism and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: further data to explore tectonomagmatic events associated with the break-up of Gondwana. Journal Geological Society 169: 371-379.
- Zanettini, J., 1981. La Formación Sierra Grande (provincia de Río Negro). Revista Asociación Geológica Argentina, 36 (2): 160-179.

Capítulo 3

ESTRATIGRAFÍA, EDADES U-Pb, CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE LAS VOLCANITAS DEL COMPLEJO MARIFIL EN EL PROYECTO ARROYO VERDE

3.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presentan las litofacies del Complejo Marifil analizadas en el Proyecto Minero Arroyo Verde. El estudio de las mismas se basa en los análisis litogeoquímicos, dataciones U-Pb y análisis de isótopos de Lu-Hf. Dentro de ellas, se describen las características de las litofacies asociadas a la mineralización epitermal vetiforme de Au-Ag. Este capítulo se enfoca en el estudio de las facies volcánicas, basado en la descripción detallada de cada una de ellas.

Los datos son interpretados en un contexto regional, que relaciona los cambios geoquímicos-isotópicos y las fuentes de los magmas y metales. Por la relación genética de mineralización y magmatismo, es que se compara en este y en los siguientes capítulos, la mineralización de Arroyo Verde con la de otros depósitos del Macizo Nordpatagónico y del Macizo del Deseado.

3.2 GEOLOGÍA DEL PROYECTO ARROYO VERDE

3.2.1 Estratigrafía del Proyecto Arroyo Verde

Las litologías presentes en el área del Arroyo Verde fueron descritas en los trabajos de Malvicini y Llambías (1974), Massaferró y Haller (2000), Márquez et al., (2010) y en el informe técnico de Portal Resources Limited (2008). Las rocas más antiguas, correspondientes a la Fm. El Jagüelito, no afloran en el área de estudio, tal como se explicó en el capítulo 2. De todos modos, las rocas de esta formación sí fueron identificadas por la empresa Portal Resources Limited a diferentes profundidades, en 31 de 76 sondajes realizados.

Con respecto a las rocas sedimentarias de la Fm. Sierra Grande, Portal Resources Limited (2008), describen la presencia de areniscas y pelitas verdes en profundidad en algunos sondajes de la zona de la Veta Principal, aunque no se indica en cuál de ellos se perforaron ni tampoco la ubicación estratigráfica de las mismas con respecto a las rocas de la Fm. El Jagüelito. Es por este motivo que se deja en duda la existencia de la Fm. Sierra Grande en el Proyecto Arroyo Verde,

pues no se cuenta con evidencias (testigos o fragmentos de perforación ni las descripciones litológicas) en las profundidades que se describe esta Formación.

Las rocas volcánicas aflorantes en el área de estudio corresponden al Complejo Marifil. Este complejo consta de varias litofacies, las cuales se describen en la Tabla 3.2.1 de acuerdo a Malvicini y Llambías (1974); Cortés, 1981; Márquez et al., 2010 y la presente tesis. Como puede observarse en la tabla, en este trabajo de tesis se definen diez litofacies, las cuales fueron descritas durante el trabajo de campo en el perfil tipo y zonas aledañas al Arroyo Verde. Algunas de ellas presentan continuidad lateral, mientras que otras se restringen a las márgenes del arroyo.

Sobre las rocas jurásicas, se hallan en discordancia erosiva los afloramientos de las rocas calcáreas de la Fm. Arroyo Verde, de edad Eocena que contienen mineralización de manganeso (Malvicini y Llambías, 1974) y las gravas y limos, de la Fm. Eizaguirre de edad Pleistocena.

3.2.2 Análisis Estructural

Las características estructurales de sectores aledaños fueron estudiadas en la tesis doctoral de Ciccirelli, (1990). Este autor unió la presencia de estructuras tectónicas a la existencia de las vetas epitermales de fluorita estudiadas en diferentes minas y canteras. Para la presente tesis se reinterpretaron los datos aportados por este autor, en la sección 3.4.5.

Kostadinoff y Gelós (1994) proponen que el basamento de la región estudiada constituye un bloque fracturado y fallado en sucesivos episodios tectónicos, que ha sufrido reiteradas reactivaciones a lo largo de su historia geológica. Dichos autores establecen que la configuración actual a partir del análisis de datos gravimétricos y magnéticos, está representada por una serie alternante de altos estructurales y fosas tectónicas de diferentes magnitudes. La forma y orientación de estos elementos responde al control estructural impuesto por un sistema de fallas dominantes cuyos rumbos generales son NNE-SSO y ESE-ONO. Este último sistema es el que se reconoce en las imágenes y en perforaciones de la zona estudiada en el presente capítulo.

Malvicini y Llambías (1974)		Cortés (1981)		Márquez et al., (2010)		Presente Tesis doctoral	
Fm. Marifil	Andesitas	Complejo Marifil	Fm. Puesto Piris	Fm. Marifil	Facies ignimbríticas	Complejo Marifil	Litofacies 1: Riolita rica cristales de feldespato potásico, con textura masiva o con bandeo de flujo, silicificada (RhyC)
	Riolitas silicificadas				Facies dómica		Litofacies 2: brecha riolítica monomítica con textura en rompecabezas (RhyC_M)
	Ignimbritas		Facies dómica vítrea		Litofacies 3: dacita con textura perlítica, masiva (DaC) y brechas monomíticas dacíticas (DaC_M)		
	Riolitas intrusivas		Fm. Aguada del Bagual		Facies de brechas piroclásticas		Litofacies 4: brecha y arenisca gruesa volcanoclástica, caótica a pseudo-estratificada (Dav_BxSst)
Sistema hidrotermal tardío magmático		Litofacies 5: brecha lítica masiva (mlBr)					
	Fm. La Porfía	Facies de diques riolíticos	Litofacies 6: tobas y tobas lapillíticas estratificadas a difusamente estratificadas (st- dsT)				
			Litofacies 7: toba simil-lava (lava-like T)				
			Litofacies 8: toba lapillítica masiva (mLT)				
			Litofacies 9: toba lapillítica masiva con textura eutaxítica (emLT)				
			Litofacies 10: riolitas con bandeo de flujo, ricas en cuarzo y feldespato potásico (RhyCp_QtzFld)				

Tabla 3.2.1: Síntesis y comparación de la estratigrafía del Complejo Marifil en Arroyo Verde.

3.3 METODOLOGÍA

3.3.1 Trabajos de campo

Se realizaron seis campañas de campo (marzo y octubre de 2016, abril de 2018, febrero y abril de 2019 y febrero de 2020) a las zonas de tesis doctoral, con una duración total de 40 días. El principal objetivo de estas campañas fue realizar el mapeo y muestreo de las diferentes litofacies en superficie y el muestreo y revisión de los testigos de perforaciones obtenidos en los sondajes realizados en el Proyecto Arroyo Verde por la empresa Portal Resources Limited en 2007 y 2008.

Las muestras de sondajes corresponden a medias cañas de los testigos corona en tamaño HQ (61 mm), mientras que las muestras de superficie corresponden a fragmentos de roca fresca, sacados con martillo desde los afloramientos. La selección de los sondajes muestreados se basó en los datos provistos por el Geólogo Rubén Daviccino, quien es el representante de la empresa Portal Resources Limited y por los datos del informe técnico (Portal Resources Limited, 2008).

Durante los trabajos de campo se describieron y muestrearon 13 sondajes de diamantina y se hallaron completos 16 sondajes de aire reverso. Los sondajes estudiados abarcan todas las secciones transversales de la Veta Principal, la zona sur del proyecto y sectores al norte, en vetillas de menor espesor. Con los datos obtenidos, se realizó un mapa de detalle en el Software libre Q Gis™. A partir del mapa, se realizaron perfiles y columnas estratigráficas en Corel Draw X7™.

3.3.2 Trabajos de laboratorio

Un total de 150 muestras de rocas volcánicas fueron extraídas durante las seis campañas de campo mencionadas. De ellas, 22 pertenecen a los sondajes analizados y 56 muestras fueron tomadas en los afloramientos de las diferentes litofacies encontradas. Las muestras fueron estudiadas a escala macroscópica (lupa de mano y lupa binocular Leica MZ9 5 con fuente de luz Leica CLS 100 X) con la finalidad de establecer las litofacies presentes y elegir las zonas más representativas para realizar los cortes delgados. Estos cortes fueron estudiados con luz transmitida con microscopios petrográficos del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur (Leica DM 750 P y Nikon eclipse 50 i POL).

Para realizar la separación de litofacies se diferenció la geometría de los depósitos, la selección de los mismos, el tamaño de los componentes, abundancia y morfología de las trizas

vítreas y los fragmentos líticos. La clasificación de las facies coherentes se realizó según McPhie et al., (1993) y las facies piroclásticas se clasificaron siguiendo el criterio de Branney y Kokelaar (2002).

3.3.2.1 Geoquímica de las rocas ígneas

Se analizaron un total de 14 muestras para litogeoquímica las cuales se consideran que son muestras sin alterar, representativas y de utilidad para caracterizar las diferentes litofacies de la secuencia volcánica de Arroyo Verde. En la Tabla 3.3.2.1, se indica la ubicación de cada una de las muestras, el laboratorio donde se analizó, el método utilizado para su análisis, entre otros datos. Las muestras fueron enviadas molidas desde el Laboratorio de Petrotomía de la Universidad Nacional del Sur.

Diez muestras fueron analizadas en 2016, por elementos mayoritarios, traza y de tierras raras (REE) en el laboratorio de Vancouver de ACME Bureau Veritas usando el método LF200 y siguiendo los procedimientos del laboratorio. Dentro de este grupo se hallan las muestras PO-37 y PO-97 222 (litofacies 2), PO-93 209 y PO-93 233 (litofacies 4), AVM-30 y AVM-36 (litofacies 7), AVM-18 y PO-84 177 (litofacies 8), AVM 15 (litofacies 9) y la muestra AVM-27 (litofacies 10).

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Laboratorio	Método	Muestra	Latitud	Longitud	m.s.n.m.	Sondaje	Profundidad	Tipo de sondaje	Zona Minera	Litofacies
ACME Bureau Veritas	LF200 Análisis de roca total por fusión de tetraborato de litio (roca total, elementos mayoritarios y minoritarios por ICP-ES y elementos traza por ICP-MS)	PO 37 (L)	-42° 1'13.14"S	65°20'58.33"O	182	PO-37	124.70 m	Diamantina	Veta principal	Ltfs 1
		PO 97-222	-42° 1'14.82"S	65°20'49.35"O	177	PO-97	222 m	Diamantina	Veta principal	Ltfs 1
		PO 93-209	-42° 1'15.92"S	65°21'1.44"O	169	PO-93	209 m	Diamantina	Veta principal	Ltfs 2
		PO 93-233	-42° 1'15.92"S	65°21'1.44"O	169	PO-93	233 m	Diamantina	Veta principal	Ltfs 2
		AVM-30	-42° 0'52.66"S	65°20'47.80"O		---	---	---	---	Ltfs 7
		AVM-36	-42° 0'48.06"S	65°21'0.58"O		---	---	---	---	Ltfs 7
		AVM-18	-42° 0'45.76"S	65°20'38.74"O		---	---	---	---	Ltfs 8
		PO 84-177	42° 1'48.79"S	65°21'16.52"O	194	PO-84	177-178 m	Aire Reverso	Sur del Domo	Ltfs 8
		AVM-15	42° 0'48.13"S	65°20'36.38"O		---	---	---	---	Ltfs 9
		AVM-27	42° 0'24.18"S	65°20'59.97"O		---	---	---	---	Ltfs 10
UnJu	Análisis mediante FRX (Rigaku FX 2000 con tubo de Rh), molidas y homogeneizadas. Fundidas con BO ₄ Li para elementos mayores.	F-33	42° 0' 57.27"S	65°21'02.52"O	173.01	---	---	---	---	Ltfs 6
ALS	ME-MS61r Digestión de cuatro ácidos con terminación de ICP-MS	F14	42° 0' 10.65"S	65°24'52.45"O	184.87	---	---	---	---	Ltfs 10
		F34	42° 0' 53.17"S	65°21'8.48"O	176.04	---	---	---	---	Ltfs 8
		F37	42° 0' 50.29"S	65°21'1.56"O	171.45	---	---	---	---	Ltfs 8

Tabla 3.3.2.1: Datos de las muestras con análisis químicos del área de Arroyo Verde.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

En 2019 se enviaron tres muestras al laboratorio ALS Mendoza y ALS Canadá. Las tres muestras enviadas son la F14 (litofacies 10), F34 (litofacies 8) y F37 (litofacies 8). Estas muestras se analizaron por el método ME-MS61r que incluye digestión ácida para ser analizada mediante ICP-MS e incluye el análisis de 60 elementos (Tabla 3.4.3 anexo 3). En el resultado de estos análisis, se aclara que los elementos de tierras raras (REE) pueden no llegar a ser totalmente solubles por este método. A pesar de este inconveniente, se indica que la porción lixiviable de estos elementos presenta buena utilidad para exploración en minería (ALS Global Schedule of fees, 2019)

Otra muestra (F33- litofacies 6) se envió al laboratorio del Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy. En este laboratorio las muestras fueron homogeneizadas y fundidas con tetraborato de Litio y luego fue analizada con un equipo Rigaku FX 2000 con tubo de Rh. Los análisis se realizaron mediante fluorescencia de rayos X, donde se evaluaron solo los elementos mayoritarios, con una pérdida por ignición de 1.31% y un total en % peso de 90.81. El bajo porcentaje total implica un posible error de laboratorio.

Aunque se seleccionaron las muestras menos alteradas posibles, la interpretación de los datos geoquímicos del Proyecto Arroyo Verde se basó principalmente en los elementos relativamente inmóviles en ambientes hidrotermales, en especial el Ti, Al, Th, U, Ta (HFSE o elementos de alta intensidad de campo por sus siglas en inglés) y elementos de tierras raras (REE, también por sus siglas en inglés).

3.3.2.2 Geocronología

Se realizaron cinco dataciones geocronológicas en las rocas volcánicas y volcanoclásticas de Arroyo Verde utilizando el método de U-Pb en granos de circón. Las rocas datadas fueron tomadas de los afloramientos durante las diversas campañas de campo.

Las muestras fueron molidas y pulverizadas usando una moladora de mandíbulas perteneciente al Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur. Los granos de circón fueron separados por los métodos convencionales de gravedad (bacheo manual) y líquidos densos, en los casos que eran estrictamente necesarios. Una vez acumulados en un tubo de microcentrífuga de polipropileno Eppendorf™, se volcaron sobre una capsula de Petri y luego se procedió a seleccionar cada uno de los granos individualmente, para luego montarlo sobre una cinta doble faz, utilizando una aguja de calibre 32 (Figura 3.3.2 a, b y c).

En la Universidad do Estado de Rio de Janeiro (UERJ), las cintas adhesivas doble faz se montaron con resina epoxi™ para formar pastillas de 2,5 cm de diámetro. Esta pastilla se pulió

utilizando pasta de diamante hasta que el núcleo de cada grano queda a nivel de la superficie de la pastilla (Figura 3.3.2 D). Una vez pulidas, cada pastilla fue metalizada con oro y se colocó en un Microscopio de barrido electrónico (SEM-Quanta 250™) perteneciente al MultiLab de la UERJ (Figura 3.3.2 E). Con este SEM se tomaron imágenes de electrones retro dispersados e imágenes secundarias de cada pastilla, siguiendo los procedimientos en Geraldès et al., (2015) y Costa et al., (2017).

En general, la mayoría de los granos de circón tienen características morfológicas similares. Son incoloros, los tamaños varían entre 150-300×50-80 μm y tienen una relación de aspecto de 3:1 a 2:1. En su mayoría, tienen formas elongadas euédrales, prismáticas largas y cortas. En las imágenes de electrones retrodispersados, los granos presentan zonación oscilatoria con bandas alternantes brillantes con otras menos brillantes, típicas de un origen magmático. Algunos cristales muestran diferencias de color entre el núcleo y el borde.

La datación de U-Pb de las muestras fue desarrollada en el MultiLab de la UERJ, utilizando la técnica de ablación láser in situ (LA-MC-ICPMS) descrita en Geraldès et al., (2015) y Costa et al., (2017). Los análisis in situ se realizan usando un equipo “Teledyne Analyte G2 Excimer” acoplado a un equipo Thermo Scientific Neptune Plus MC-ICP-MS (Figura 3.3.2.2 F y G).

Las relaciones isotópicas y el fraccionamiento inter-isotópico fueron evaluados en comparación al estándar GJ-1, luego de realizar los análisis en los circones de la muestra. Esto fue utilizado para estimar las correcciones necesarias y el fraccionamiento interno del instrumental. El tamaño del haz del láser utilizado varió entre 40 y 50 μm , en las diferentes muestras. Para cada conjunto de 10 muestras y su estándar, se recogieron los valores de los “blancos” en las mismas condiciones que el estándar y las muestras. El valor del blanco fue sustraído de cada una de las mediciones realizadas en el ciclo de medidas realizadas, mediante correcciones en la planilla Excel™ de referencia. El tratamiento estadístico de los datos y el cálculo de la edad se realizó con el macro Isoplot 4.15 (Ludwig 2012) compatible con Microsoft Excel™.



Figura 3.3.2: A) Granos de circón montados sobre cinta doble faz y adheridos a la cápsula de Petri. B) detalle de los granos montados en diferentes familias. C) Una familia de granos de circón montados sobre la cinta. D) Pastilla pulida de resina epoxi™ donde se ven los granos de circón ya pulidos. E) De izquierda a derecha: metalizador de oro, SEM y computadora para procesar las imágenes del SEM. F) Equipo Thermo Scientific Neptune Plus MC-ICP-MS y el láser Teledyne Analyte G2 Excimer acoplado. G) Software del Neptune Plus.

3.3.2.3 Isótopos radiogénicos de Lu-Hf

Para el análisis de Lu-Hf, se utilizó el mismo equipamiento que fue descrito en la sección 3.3.2.2. Se realizó el análisis de estos isótopos sobre las cinco muestras que fueron datadas por el método U-Pb. Los estándares utilizados durante el análisis de Lu-Hf fueron GJ-1 (Morel et al., 2008), Mud Tank (Slama et al., 2008) y 91500 (Blichert-Toft, 2008). Los valores $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ para los estándares en cuatro sesiones de análisis fueron reproducidos dentro del margen de error, obteniéndose resultados de $0,283112 \pm 0,000766$ ($n = 5$, 2SD) para el MudTank y $0,283079 \pm 0,000061$ ($n = 5$, 2SD) para el estándar 91500. El standard GJ-1 muestra valores de $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de $0,282390 \pm 0,001043$ ($n = 10$, 2SD).

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

La energía del láser utilizada fue de aproximadamente de $2\text{J}/\text{cm}^2$, con una tasa de repetición de 4 Hz y un tamaño de hueco que varía entre 50 y 65 μm . Un intervalo seleccionado por el usuario de 50 puntos, cubren la muestra y son usados para el cálculo de la relación de Hf con una corrección de sesgo masivo que utiliza una ley exponencial. Los isótopos ^{175}Lu , ^{171}Yb y ^{173}Yb fueron monitoreados durante el análisis y sus abundancias relativas fueron usadas para calcular las interferencias de ^{176}Lu y ^{176}Yb , las cuales fueron sustraídas del valor de ^{176}Hf .

Los datos fueron corregidos en una planilla Excel fuera de línea, utilizando $^{179}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} = 0,7325$ (IUPAC-Patchett et al., 1981), $^{176}\text{Lu}/^{175}\text{Lu} = 0,0265$ (Chu et al., 2002), $^{173}\text{Yb}/^{171}\text{Yb} = 1,1235$ y $^{176}\text{Yb}/^{173}\text{Yb} = 0,787$ (Thirlwall et al., 2004 y Segal et al., 2003). Los análisis de Hf fueron en su mayoría efectuados en granos de circón con edades U-Pb concordantes.

3.3.2.4 Análisis de datos estructurales

El mapeo de detalle incluyó las mediciones de azimut y buzamiento de planos de falla, diaclasas, estrías y capas en superficie. Para estudiar las mediciones tomadas y para reinterpretar los datos de Cicciarelli (1990) que fueron tomadas en otras minas y vetas cercanas del Macizo Nordpatagónico, se utilizó el *software* FaultKin 7 (Allmendinger et al., 2012 y Allmendinger, 2017). El campo de esfuerzos se determinó utilizando este *software* y las estrías fueron medidas sobre fracturas con indicadores cinemáticos encontrados en las volcanitas del Complejo Marifil, tanto en la zona de Arroyo Verde como en las restantes minas estudiadas por Cicciarelli (1990). Los datos fueron ploteados en las redes estereográficas de Schmidt, con proyección al hemisferio inferior. En esta tesis se utiliza el término general fractura para todos los tipos de discontinuidad mecánica de la roca, incluyendo fallas y diaclasas

3.4 RESULTADOS

3.4.1 Litofacies en el Complejo Marifil.

Las rocas volcánicas y volcanoclásticas del sector de Arroyo Verde fueron asignadas al Complejo Marifil. Las volcanitas, tal como se describió en el capítulo 2, se encuentran apoyadas sobre las metamorfitas de bajo grado de la Fm. El Jagüelito. Un claro ejemplo se evidencia en el sondaje PO-84, donde se identificaron rocas de basamento metamórfico, descrito como una metamorfita de bajo grado proveniente de un protolito sedimentario, principalmente areniscas y pelitas en menor medida. Estas metamorfitas son asignadas a la Fm. El Jagüelito. En este

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

sondaje se describe un 60% de arcillas que se encuentran relacionadas a la matriz de una brecha de clastos de basamento. Este sector se describe como una zona de falla o cizalla, dada la presencia de una roca cataclástica. Sobre esta zona cataclástica, en el sondaje se describen las volcanitas del Complejo Marifil. Las unidades volcánicas de este Complejo en los afloramientos de Arroyo Verde, muestran una morfología tabular y son prácticamente homogéneas en una escala regional. Sin embargo, luego de un mapeo detallado (Figura 3.4.1) en Arroyo Verde se identificaron diez litofacies asignadas al del Complejo Marifil.

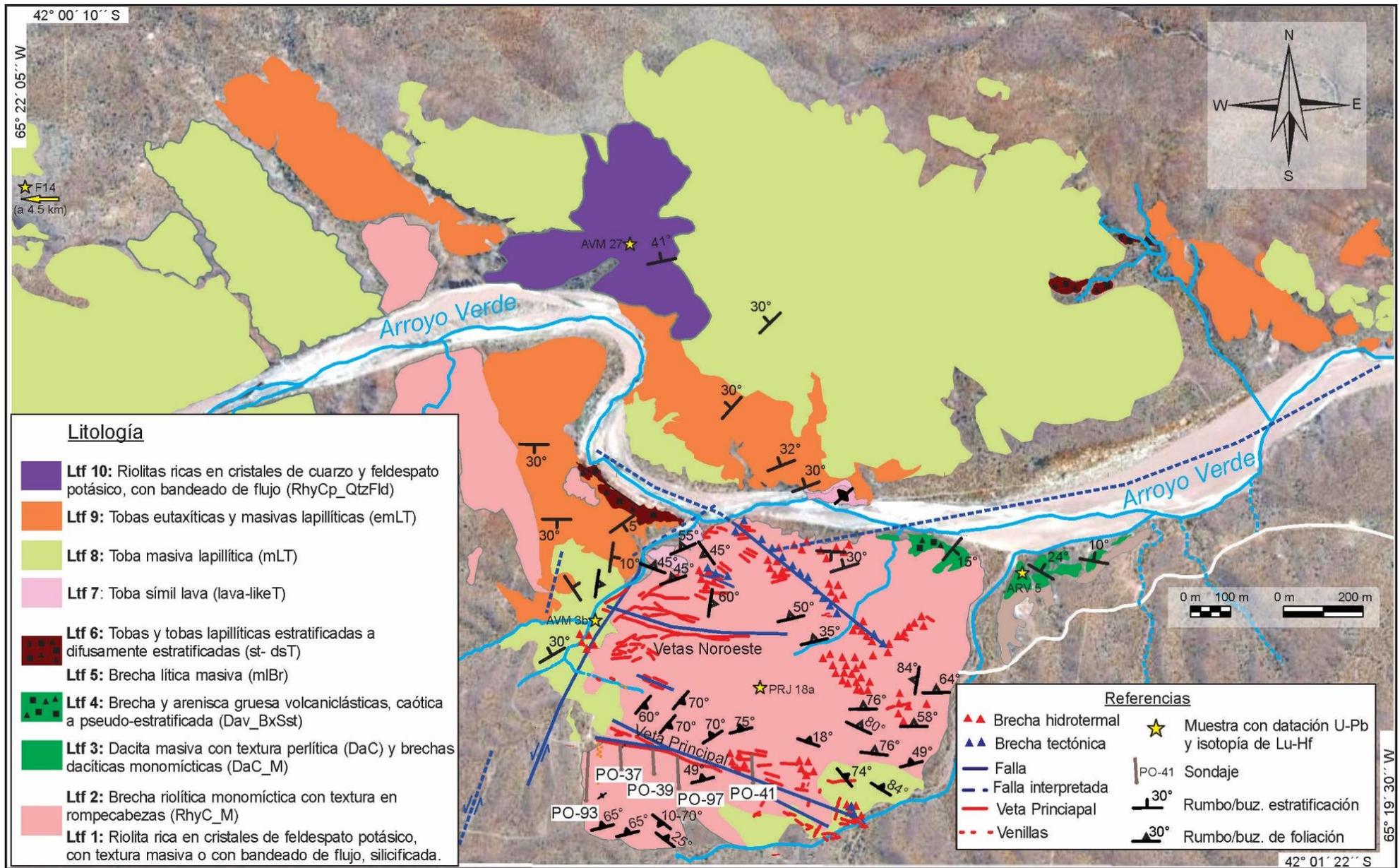


Figura 3.4.1: Mapa de las litofacies descritas en el Proyecto Arroyo Verde, mediciones estructurales, de vetas y ubicación de las muestras datadas por U-Pb y con isotopía de Lu-Hf.

3.4.1.1 *Litofacies 1: Riolita rica en cristales de feldespato potásico, con textura masiva o con bandeado de flujo, silicificada (RhyC)*

Los afloramientos de esta litofacies muestran una morfología circular con una extensión de 1.200 m en dirección este-oeste y de 1.000 m en dirección norte sur. Se presenta como un alto topográfico en el área, redondeado, que se eleva a 200 m sobre el nivel del mar (Figura 3.4.1). En la margen sur del Arroyo Verde, fragmentos de esta litofacies se hallan inmersos dentro de la litofacies 2 y 3 (Figura 3.4.1.1 A).

Hacia el sur del Proyecto Arroyo Verde, esta litofacies cubre las rocas metamórficas de bajo grado del basamento, tal como se observa en los sondajes PO-93 y PO-94. El espesor de esta unidad es variable, desde 20 hasta 400 m en los diferentes sondajes. En las secciones norte-sur confeccionadas por Portal Resources Limited (2008) y re-interpretadas en esta tesis, se identifica que la morfología transversal de esta litofacies es asimétrica (Figura 3.4.1.1 H).

Hacia el noroeste y norte del Arroyo Verde, esta litofacies es cubierta por la litofacies 7-toba simil lava. La superficie que separa ambas litofacies muestra niveles con alteración de arcillas y zonas de cizalla con arcillas blancas y óxidos de hierro. Hacia el oeste, el contacto con los depósitos de los flujos piroclásticos de la litofacies 8 (mLT), es una falla noreste-sudoeste, discontinua y asociada a una zona compuesta de muscovita de grano fino y cuarzo. Hacia el sur y al este, los sedimentos modernos de la Fm. Eizaguirre cubren esta litofacies.

La textura predominante en esta litofacies es masiva y con bandeado de flujo (Figura 3.4.1.1 B). Se describen en campo vetillas de cuarzo, brechas hidrotermales y vetillas en enrejado que presentan texturas de relleno y que atraviesan esta litofacies presentando anomalías de Au, Ag y Cu.

Al microscopio, la roca analizada muestra textura porfírica a glomeroporfírica (Figura 3.4.1.1 C y D), con escasos fenocristales de sanidina alterada (50 a 200 μm) y glomérulos de 100 μm de largo compuestos por sanidina y cuarzo. La pasta de la roca es vítrea, con textura perlítica relíctica (Figura 3.4.1.1 E) y sectores de la misma recrystalizados a cuarzo y feldespato potásico. Hay evidencia de microlitos de feldespato potásico de 10 μm de largo, que se alinean en la pasta, en el sentido del flujo. De acuerdo a la descripción realizada, esta litofacies se interpreta como un *coulée* riolítico (Blake, 1990).

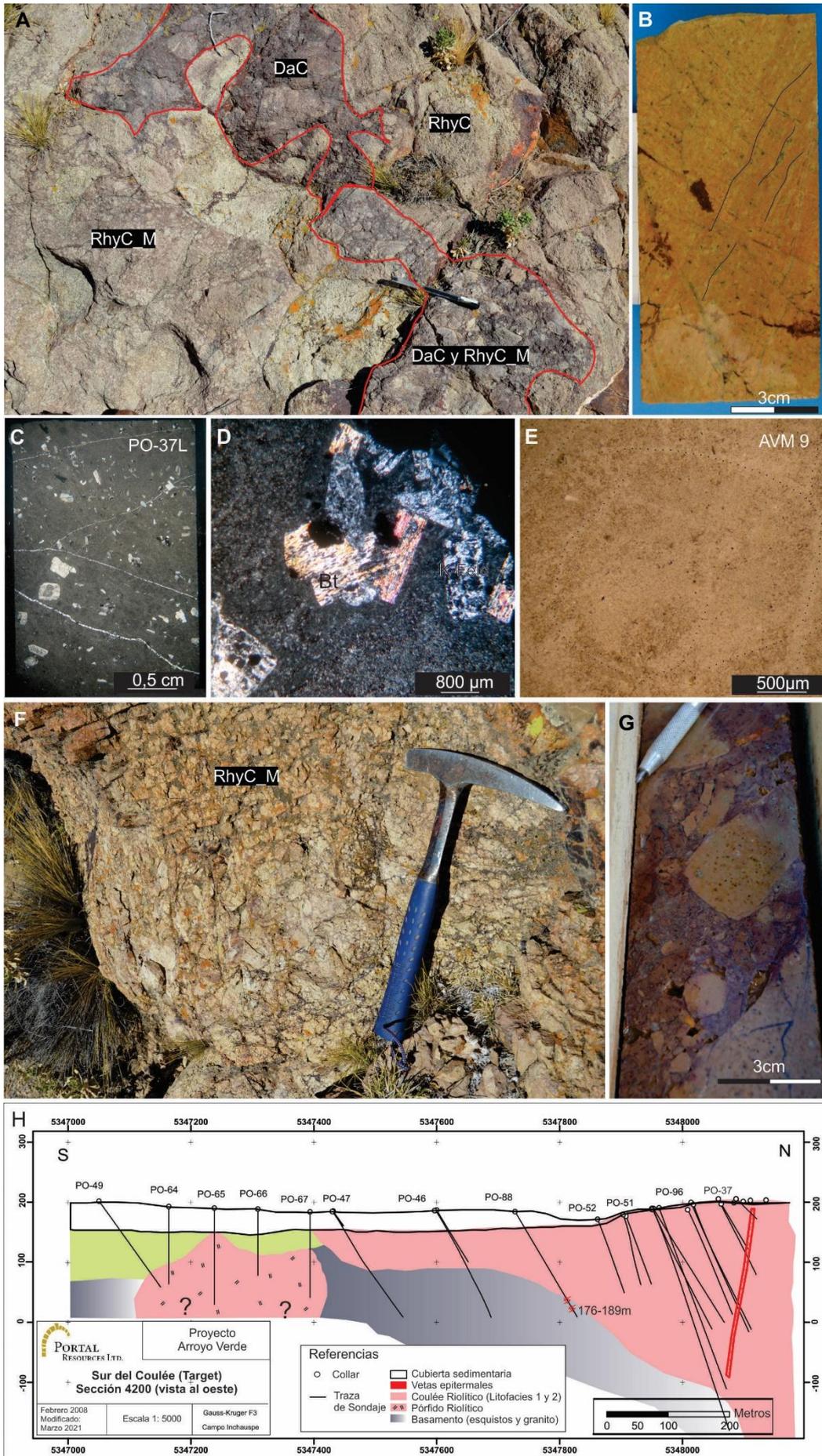


Figura 3.4.1.1: Litofacies 1-RhyC (Riolita rica en cristales de feldespato potásico, con textura masiva o con bandeado de flujo, silicificada) y litofacies 2-RhyC_M (brecha riolítica monomítica con textura en rompecabezas). A) Fotografía de afloramiento en la margen sur del Arroyo Verde donde se evidencian clastos de la RhyC y RhyC_M dentro de la lava dacítica (DaC). B) Muestra de mano de la litofacies 1-RhyC en el sondaje PO-37 a los 103 m donde se evidencia el bandeado de flujo y la textura masiva. C) Sección delgada de la litofacies 1- RhyC en microscopio, con nicoles cruzados, mostrando textura glomeroporfírica en una pasta micro porfírica. D) Textura glomeroporfírica de biotita y feldespato potásico dentro de una pasta vítrea a microporfírica en litofacies 1. E) Textura perlítica en la pasta de la litofacies 1. F) Afloramiento de la litofacies 2 (RhyC_M) en la margen sur del Arroyo Verde, donde se destaca la textura en rompecabezas en los clastos angulares monomíticos. G) Muestra de mano de la litofacies 2 en el sondaje PO-37 a los 92 m de profundidad. H) Sección Sur-Norte que atraviesa el *coulée* donde se evidencia la asimetría de esta litofacies.

3.4.1.2 Litofacies 2: Brecha riolítica monomítica con textura en rompecabezas (RhyC_M)

Esta litofacies es una brecha formada por clastos de la roca de la litofacies 1, por ello se la denomina monomítica o monolitológica. Esta brecha es clasto soportada y tiene escasa a nula matriz o matrix (Figura 3.4.1.1 F y G).

Esta litofacies se encuentra en los bordes de la litofacies 1, en afloramientos al sur del Arroyo Verde. En cambio, en la mayoría de los sondajes que se han muestreado, se halla dentro de las zonas masivas de la litofacies 1. Tanto en sondajes como en afloramiento, presenta muy poco volumen y distribución aleatoria, es por este motivo que litofacies 1 y 2 se mapearon juntas en la Figura 3.4.1.

En los sondajes (Figura 3.4.1.2 A) esa litofacies se identifica con color gris verdoso, masiva, con algunos líticos de basamento y menos de un 5% de cristales. El contacto inferior se ubica sobre clastos de basamento, mientras que el contacto superior es erosivo con mas fragmentos la brecha polimítica superior. Toda la roca muestra alteración a arcillas verdes. La muestra obtenida en el sondaje PO-93 a 233 metros presenta cristaloclastos de cuarzo quebrados (Figura 3.4.1.2 E) y esferulitas parcialmente recristalizadas que exhiben relictos de extinción radial, junto con cloritas que reemplazan la pasta vítrea (Figura 3.4.1.2 F). Los cristales rotos de feldespato potásico se hallan inmersos en una pasta con parches de sericita con feldespatos alineados y cristales de cuarzo (Figura 3.4.1.2 G). También en esta muestra se reconocieron microlitos de feldespato potásico, indicadores de enfriamiento rápido.

Esta brecha se compone de clastos angulares a subangulares, con empaquetamiento cerrado, textura en rompecabezas con clastos de riolita fluidal o masiva de 0,5 hasta 10 cm en diámetro. La matriz también está compuesta por fragmentos más finos de la misma roca y en parte se halla cementada por cemento hidrotermal. Las muestras de mano y de microscopio

muestran textura en rompecabezas con escaso desplazamiento. Estas características y la relación con la litofacies 1, indican que representan auto brechas formadas por fragmentación no explosiva en las márgenes del *coulée* silíceo.

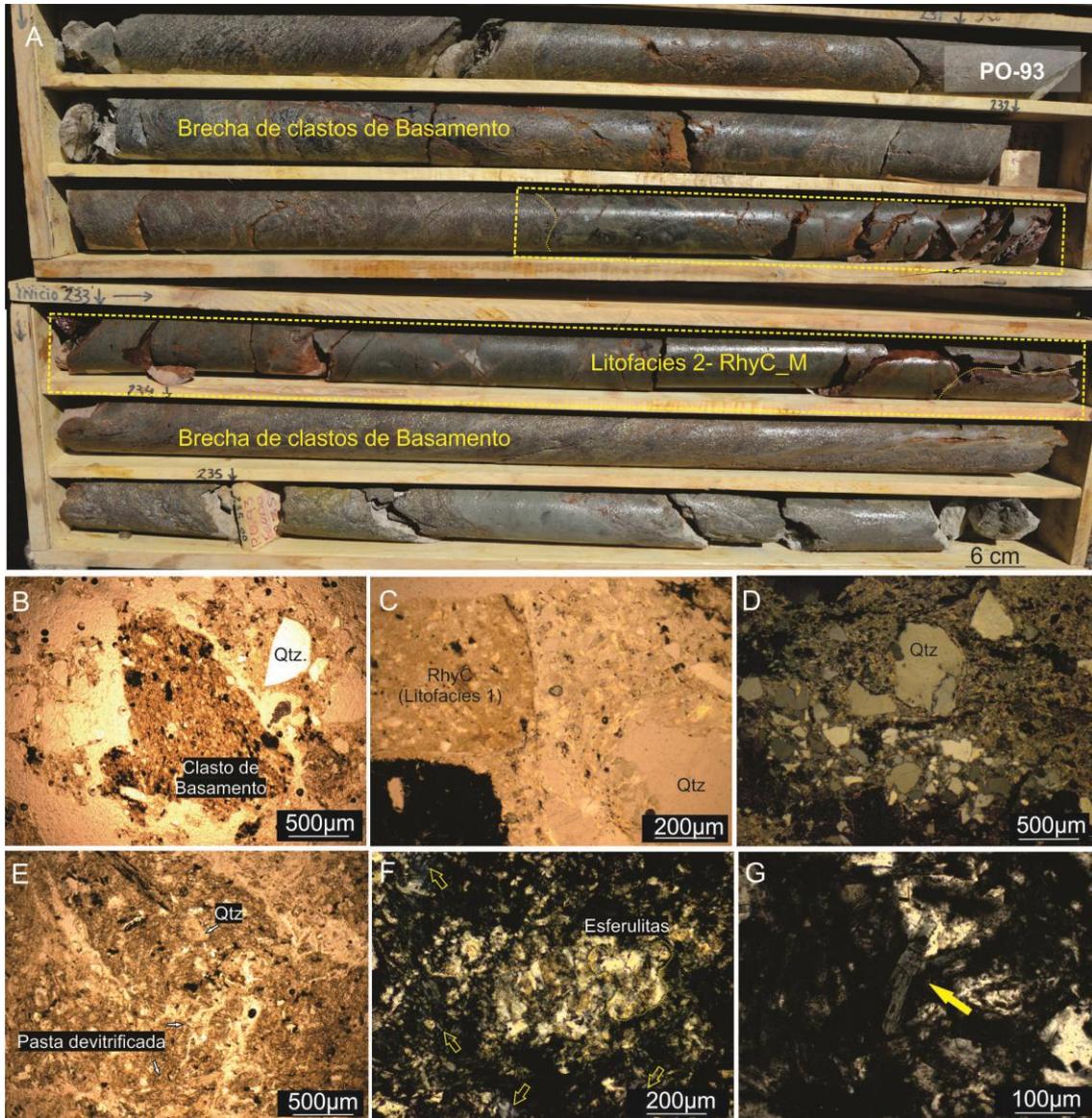


Figura 3.4.1.2: A) Sondaje PO-93. Fotografía donde se observa la relación entre la brecha de basamento y la litofacies 2, que parece intruir la brecha, a 230 m de profundidad. B) Microfotografía mostrando un clasto de basamento con matriz sericitizada y cuarzo roto dentro de la brecha predominantemente monomictica (litofacies 2) en la muestra de sondaje. C) Microfotografía de un clasto redondeado de la litofacies 1 (RhyC) mostrando las características polimicticas de las brechas líticas masivas. D) Cristales de cuarzo roto en la pasta alterada de la brecha de litofacies 2. E) Textura masiva de pasta devitrificada y alteradas junto con cuarzo fracturado en la pasta (litofacies 2). F) Esferulitas parcialmente recrystalizadas con extinción radial (líneas punteadas) y clorita -pennina- que reemplaza el vidrio original (flecha) G) Cristales rotos de feldespato potásico dentro de una matriz alterada en parches de cuarzo y sericita, con cristales alineados de feldespato potásico (litofacies 2).

3.4.1.3 Litofacies 3: Dacita masiva con textura perlítica (DaC) y brechas dacíticas monomíticas (DaC_M)

Esta facies aflora en una sección restringida en la margen sur del Arroyo Verde, a lo largo de 500 metros, en dirección este-oeste (Figura 3.4.1). Los afloramientos de esta litofacies tienen un patrón de erosión distintivo, viéndose redondeados y con un color negro verdoso distintivo (Figura 3.4.1.2 A), con textura masiva, perlítica y de auto brecha (Figura 3.4.1.2 B y C).

Estas rocas se ubican lateralmente a la litofacies 1, habiendo zonas donde ambas litofacies se hallan cortadas o mezcladas. En un inicio se propuso que esta litofacies era la más antigua de la zona de estudio. La base de esta unidad no ha sido observada en afloramientos, pero en el reporte técnico de Portal Resources Limited (2008), se describe como 70 m de andesitas oscuras con piritita diseminada, ubicada debajo de la litofacies 1 en el sondaje PO-52. Las calizas Eocenas de la Formación Arroyo Verde cubren a esta litofacies en el sector este, en la margen Sur del Arroyo Verde (Figura 3.4.1.2 A).

En corte delgado las rocas de esta litofacies muestran texturas porfíricas a glomeroporfíricas. La mineralogía incluye plagioclasa subhedral de 1 mm, hornblenda con menor desarrollo cristalino de 800 μm y fenocristales de biotita de 120 μm , todos ellos ubicados en una pasta vítrea. La pasta se halla desvitrificada y recristalizada, con huecos rellenos de cuarzo y textura perlítica (Figura 3.4.1.2 C).

Estas litofacies se interpretan como lavas dacíticas con bordes de enfriamiento que presenta textura de brecha, lo cual es similar a la litofacies 1 y 2, pero de diferente composición. La geometría de capa y la orientación de fenocristales hace que se interprete como un flujo de lava, mas que una geometría de domo.

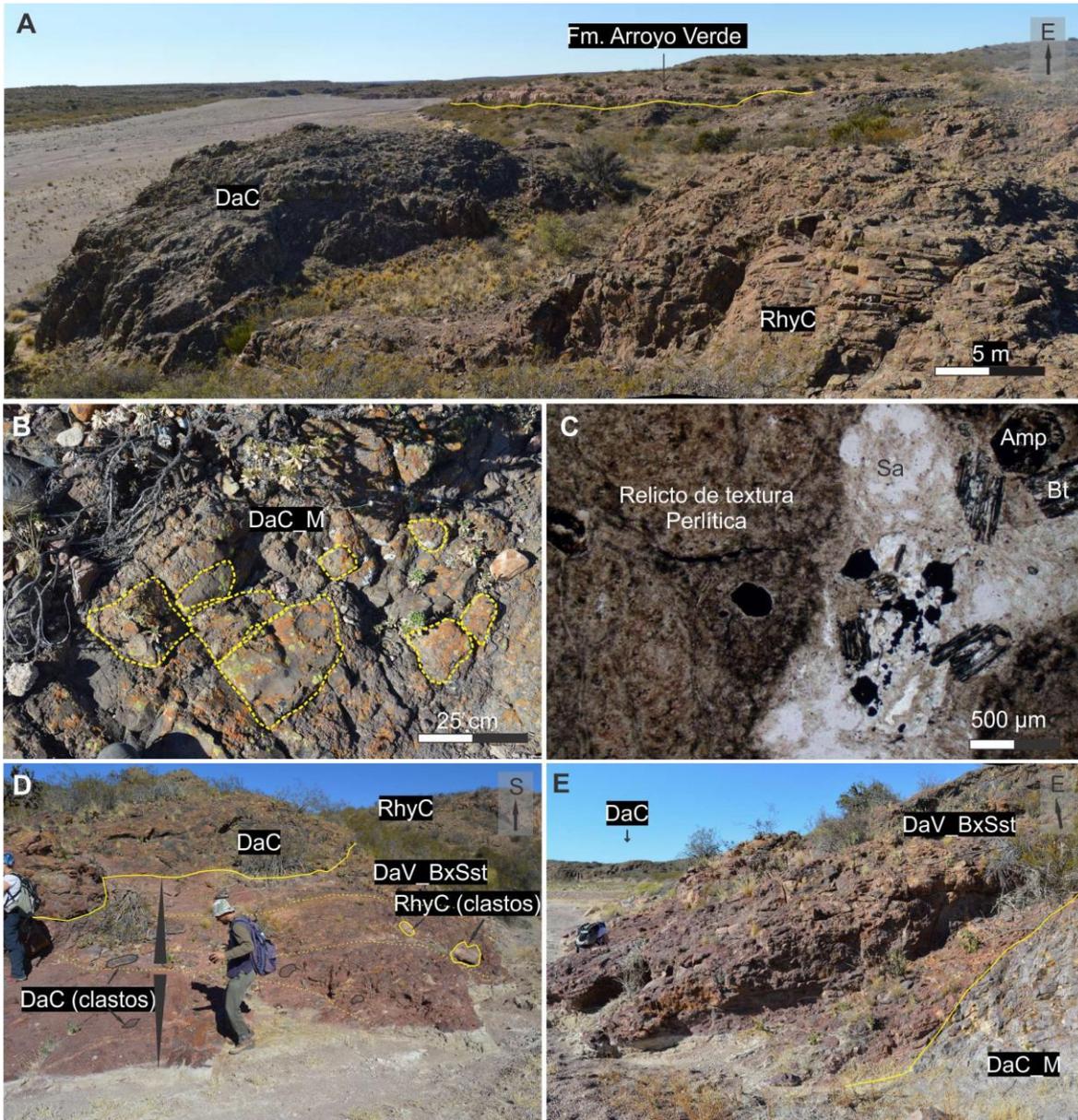


Figura 3.4.1.2: A) Fotografía de los afloramientos de la litofacies 3, los cuales muestran un color negro verdoso distintivo y un patrón de erosión diferencial (Dacita masiva perlítica (DaC) y brechas monomícticas dacíticas (DaC_M)). B) Texturas masiva, perlítica y auto brecha en afloramiento de la DaC. C) Microfotografía de la litofacies 3, mostrando textura porfírica a glomeroporfírica. Los minerales son sanidina (Sa), anfíbol subhedral (Amp) y biotita (Bt) y se hallan en una pasta vítrea con textura perlítica relicta, ahora devitrificada y recrystalizada. D) Afloramiento en la margen sur del Arroyo Verde donde se observa la relación entre la litofacies 3 (Dacita masiva perlítica DaC y las brechas dacíticas monomícticas DaC_M); litofacies 1 (RhyC) y la litofacies 4 (brecha y arenisca gruesa volcanoclásticas, caótica a pseudo-estratificada - DaV_BxSst). La litofacies 4 presenta su capa basal con gradación inversa, matriz soportada y clastos angulares a subredondeados de dacita de 5 a 10 cm de diámetro, mientras que la capa superior presenta grada con normal, son clasto soportadas e incluyen clastos de Riolita y dacita de hasta 30 cm. La matriz es arena de composición dacítica y riolítica, con cemento rico en hematita. E) Fotografía de afloramiento con vista al este, donde se muestra la relación de las litofacies arriba mencionadas.

3.4.1.4 Litofacies 4: Brecha y arenisca gruesa volcanoclásticas, caótica a pseudo-estratificada (Dav_BxSst)

Esta facies aflora en un área restringida de 3.000 m² entre la litofacies 1 y 2, en la margen sur del Arroyo Verde. Las facies son distinguibles porque presentan una erosión diferencial y menor litificación, comparada con las restantes litofacies. La organización interna de esta facies varía de caóticas a pseudo estratificadas, con rumbo N20° y buzamientos 15°-30° hacia el sudeste.

La unidad presenta gradación inversa, donde la capa basal es matriz soportada, con clastos angulares a subredondeados de dacita de 5 a 10 cm de diámetro. Las capas superiores son en cambio, clasto soportadas e incluyen clastos de dacitas y riolitas de hasta 30 cm de diámetro. La matriz de la roca está formada por granos de tamaño arena a limo de composición dacítica y riolítica, con cemento rojo rico en hematita. La composición de los clastos y de la matriz es polimíctica (Figura 3.4.1.2 D).

Esta litofacies, aunque no están muy claras las evidencias, es interpretada como depositada por flujos húmedos, sub-ácueos, de tipo flujo gravitatorios, que serían coetáneos con las litofacies 3 (Figura 3.4.1.2 D y E).

3.4.2.5 Litofacies 5: Brecha lítica masiva (mlBr)

Esta litofacies fue reconocida en afloramientos y sondajes de diamantina. Junto con la litofacies 6, muestran un volumen aproximado de 20 km³. Es una brecha polimíctica, matriz soportada, compuesta por proporciones variables de clastos de basamento redondeados y clastos subangulares de riolitas.

La litofacies 5 aflora a lo largo de 230 m en la margen sur del Arroyo Verde. El contacto inferior no está visible y el contacto superior es erosivo, con la litofacies 9 (emLT) (Figura 3.4.1.3 A). En la parte este del proyecto, la brecha contiene un 90% de clastos angulares de riolita, de 10 a 2 cm de diámetro (Figura 3.4.1.3 B) y un 10% de clastos redondeados de rocas metamórficas de hasta 3 cm de diámetro (Figura 3.4.1.3 C).

En los sondajes, la base de la secuencia está enriquecida en clastos de rocas metamórficas que hacia arriba cambian a una mayor proporción de clastos riolíticos (Figura 3.4.1.4 A). Yace en discordancia sobre rocas metamórficas altamente fracturadas. La matriz, así como los clastos, se hallan reemplazados por arcillas, lo cual evidencia una circulación de fluidos

hidrotermales a través del contacto entre las litofacies 2 y 5. El tamaño de los clastos decrece desde el este al oeste. Las estructuras de escape de gas y los fragmentos pumíceos alterados son comunes.

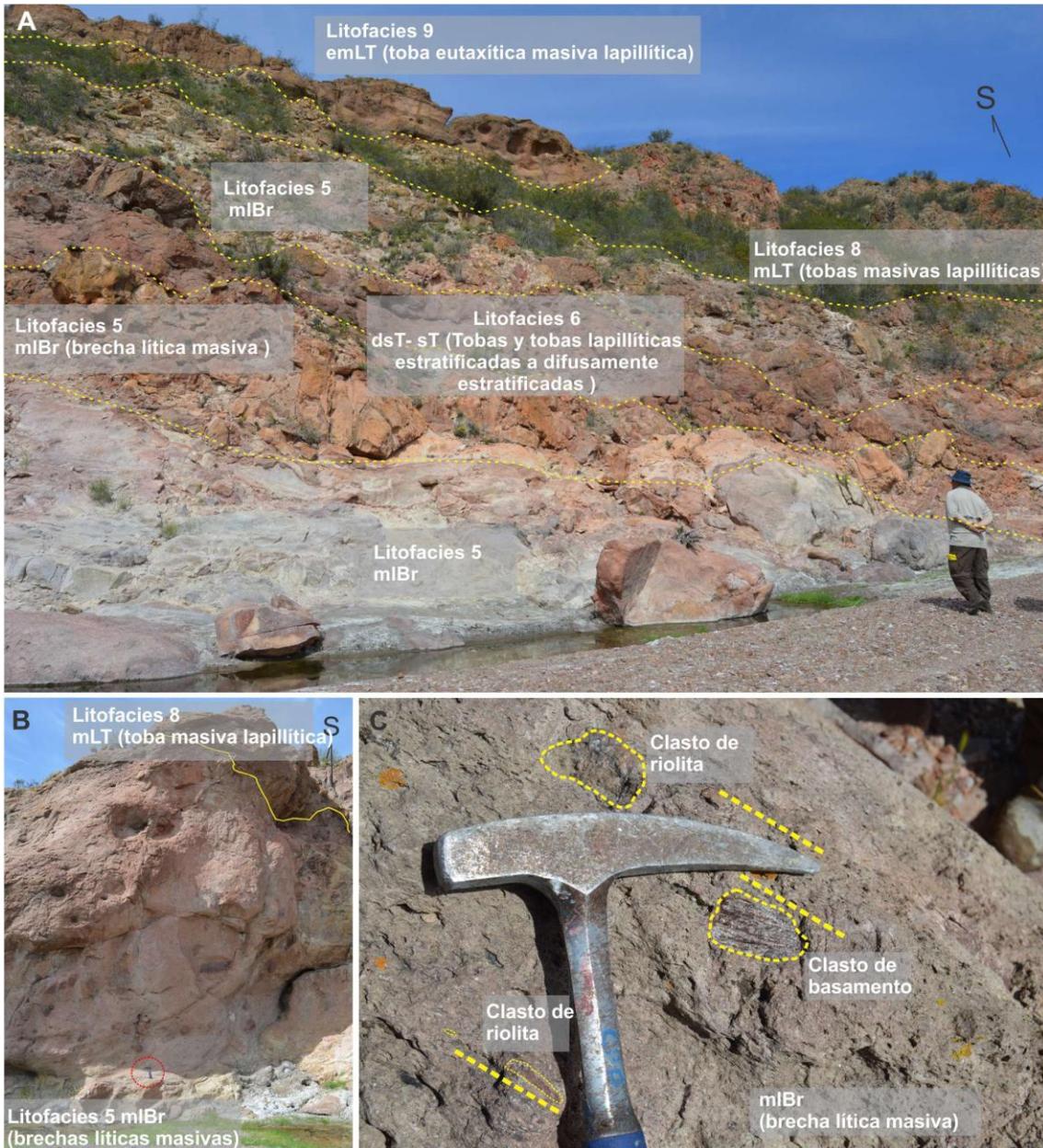


Figura 3.4.1.3: A) Vista hacia el sur sobre el Arroyo Verde, donde se ven los afloramientos de las litofacies 5,6, 8 y 9. B) Clastos de riolita y de toba lapillítica de diez centímetros y hasta un metro, inmersos en la brecha lítica masiva (mBr), lo cual indica la depositación simultánea de estas litofacies. En contacto erosivo, la litofacies 8. Dentro del círculo rojo, piqueta de escala. C) Detalle de los clastos polimícticos que conforman la brecha lítica de la litofacies 5.

La textura de brecha puede ser también reconocida en sección delgada y se compone de cristales rotos de cuarzo y feldespato potásico, junto con fragmentos de rocas metamórficas

y volcánicas inmersos en la matriz (Figura 3.4.1.4 B, C y D). La matrix está compuesta por vidrio, pequeños cristales anhedrales de cuarzo, muscovita y feldespato potásico. Los sectores de minerales opacos y cloritas alineados evidencian la existencia de fracturas perlíticas. La caolinita se halla alterando a las trizas de vidrio volcánico y también rellena las cavidades.

Esta litofacies es interpretada como una brecha lítica proximal al conducto de erupción (*vent*), según Walker (1985). La litofacies podría haber sido generada por el colapso de las columnas que conforman los flujos piroclásticos que se describen a continuación, asignados a las litofacies 6 y 7.

3.4.1.6 Litofacies 6: *Tobas y tobas lapillíticas estratificadas a difusamente estratificadas (st- dsT)*

Esta litofacies está formada por una capa masiva, color morado de 1 a 2 m de espesor (Figura 3.4.1.3 A), con estratificación difusa a sub paralela, que se ubica entre dos pulsos diferenciados de brechas líticas volcánicas masivas (mlBr). La capa que forma esta litofacies tiene un buzamiento de 30° hacia el noroeste, similar a las restantes litofacies volcánicas del área.

La unidad muestra selección moderada y está compuesta, predominantemente, por líticos de tamaño arena, cristaloclastos y fragmentos pumíceos. El contacto inferior de la unidad es gradacional sobre un pulso de brechas líticas masivas, mientras que el contacto superior está cubierto en discordancia por bloques de la misma litofacies.

La presencia de estratificación sub paralela es indicativa de un tipo de depositación dominada por una corriente piroclástica de densidad, donde la relación de fluido/masa es alto, pero no lo suficientemente alto para generar estructuras de carga de lecho. Los bloques de tamaño brecha han sido posiblemente segregados desde el flujo, durante la depositación de la litofacies. De acuerdo con estas características, la litofacies 6 se interpreta como un depósito de flujo piroclástico caliente y seco (Branney y Kokellar, 2002).

3.4.1.7 Litofacies 7: *toba simil lava (lava-like T)*

Los afloramientos de esta litofacies se ubican en la margen norte y sur del Arroyo Verde (Figuras 3.4.1.5 A y B) y apoya en discordancia angular sobre las facies de riolita masiva coherente (litofacies 1 y 2). Esta facies presenta morfología tabular que es concordante con la estratificación regional de las rocas piroclásticas que se ubican por encima. El espesor de esta

facies varía entre 3 y 9 m, lateralmente puede ser seguida por más de 500 m en sentido nort-sur. Toda la litofacies muestra estratificación difusa y bandeamiento de flujo, junto con fenocristales que se disponen en la dirección de flujo. No se identificaron sectores brechados en los afloramientos de esta litofacies.

En microscopio puede definirse un bandeo composicional, formado por bandas intercaladas con y sin esferulitas. La presencia de esferulitas junto con trizas de vidrio (Figuras 3.4.1.5 C y D), sugiere que la devitrificación se originó a altas temperaturas (McPhie et al., 1993). Los fenocristales de cuarzo se ubican en bandas que carecen de esferulitas, presentan formas subhedrales a anhedrales y desarrollan migración de borde de grano (Figuras 3.4.1.5 E y F).

Los cristales de feldespato potásico son más pequeños que los de cuarzo y se hallan parcialmente sericitizados. La matriz incluye epidoto (Figuras 3.4.1.5 G), trizas de vidrio aplastadas o fiamme (Figura 3.4.1.5 D), cristales fracturados y pequeños clastos de granito (Figura 3.4.1.5 C). Los bordes de los fragmentos piroclásticos y esferulitas se hallan parcialmente carcomidos u obliterados, indicando un grado de soldamiento intenso (Branney y Kokelaar, 2002). La presencia de textura micro poiquilítica (Figuras 3.4.1.5 F y H) representa un evento temprano en el desarrollo de la textura granofírica (McPhie et al., 1993). La presencia de bandeo y repliegues de bandas indican una etapa dúctil de la roca y se lo atribuye al flujo reomórfico (Wolf y Wright, 1981), este último se evidencia en forma de repliegues en los afloramientos.

Se interpreta esta litofacies como una toba simil lava que también puede ser denominada como ignimbrita reomórfica. Esta litofacies se correspondería con uno de los primeros pulsos de la secuencia piroclástica desarrollada en el área de Arroyo Verde, posiblemente lateral a la litofacies 6.

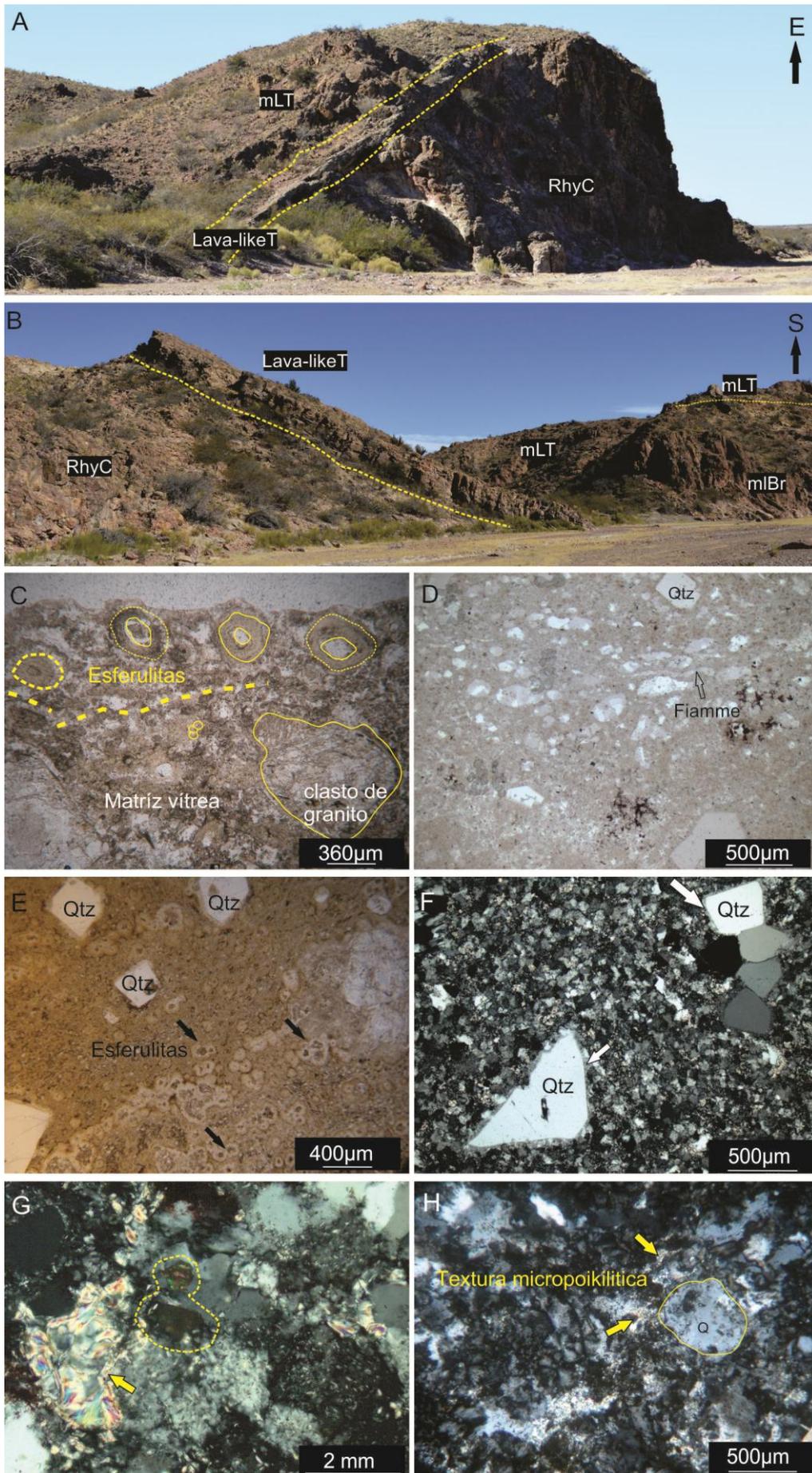


Figura 3.4.1.5: A) Afloramiento de la toba símil lava (litofacies 7) que apoya en discordancia sobre la RhyC, en la margen norte del Arroyo Verde. B) Afloramiento sur de la toba símil lava, que también en esta margen del arroyo apoya en discordancia. C) Bandas ricas en esferulitas en la muestra AVM 36 de la litofacies 7. D) Textura bandeada donde se distinguen bandas ricas en cristales con trizas recristalizadas en la muestra AVM 5a de la litofacies 7. E) Microfotografía de bandas ricas en esferulitas y bandas ricas en cristales en la muestra AVM11 de la litofacies 7. F) Microfotografía de la textura glomeroporfirica de cuarzo con unión triple de granos y fractura frágil, todo con bordes de reacción, en litofacies 7. G) Alteración sericítica de la matriz (flecha) y epidoto (marca amarilla) en la litofacies 7. H) Microfotografía de textura micro poiquilitica en la matriz de la litofacies 7.

3.4.1.8 Litofacies 8: Toba masiva lapillítica (mLT)

La litofacies 8 es la más abundante en el área mapeada (Figura 3.4.1). En la zona localizada al norte del Arroyo Verde, se midieron 150 m de espesor. Esta litofacies se halla representada por al menos cuatro subfacies, ubicadas en ambas márgenes del Arroyo Verde. Internamente, cada una se halla formada por capas poco seleccionadas de entre 1 y 3 m de espesor, con base erosiva y un grado variable de consolidación, sin diaclasas columnares (Figura 3.4.1.6 A).

La primera subfacies de la mLT se localiza al sur del Arroyo Verde. La base se halla cubierta y el techo presenta erosión. Consiste de tobas masivas lapillíticas con 40% de fragmentos pumíceos aplastados, 5% de fragmentos de rocas metamórficas de 2-4 mm, biotita (2mm) y cristaloclastos de cuarzo (< 2 mm). Tanto la matriz de esta roca, como los fragmentos pumíceos se hallan alterados a arcillas. La matriz de la roca muestra que el flujo se halla alineado alrededor de los fragmentos líticos.

La segunda subfacies identificada y ubicada en la margen sur, también muestra una base erosiva, se compone de 10% de fragmentos metamórficos de basamento de tamaño entre 4 y 64 mm, 10% de fragmentos de pómez aplastados y 20% de cristaloclastos de cuarzo de hasta 5 mm de largo. Microscópicamente, esta subfacies presenta textura de brecha, con fragmentos líticos angulares de rocas volcánicas, esferulitas rotas y rocas de basamento. Los fragmentos volcánicos poseen texturas esferulíticas de 0,3 a 1 cm de diámetro (Figura 3.4.1.6 B), mientras que los fragmentos juveniles varían entre 300 y 700 μm .

La tercera subfacies se reconoce a ambos lados del Arroyo Verde. Es una toba masiva lapillítica rica en cristales, con 30% de biotita, feldespato potásico y cuarzo. Los fragmentos líticos son clastos de basamento redondeados (10%) y de rocas volcánicas con esferulitas (15%) (Figura 3.4.1.6 C). Entre las subfacies de mLT tres y cuatro, se halla una capa con mayor soldamiento, descrita como litofacies 9. Los afloramientos de la cuarta subfacies de mLT solo

se mapearon al norte del arroyo verde y característicamente muestra escapes de gas (Figura 3.4.1.6 D).

Microscópicamente, esta subfacies es rica en cristales (40%) que incluyen cuarzo, sanidina, biotita y plagioclasa. Algunos clastos de cuarzo y feldespatos potásico muestran bordes reabsorbidos. La litofacies contiene clastos metamórficos redondeados (10%) y clastos de rocas volcánicas ricas en esferulitas (15%). La matriz muestra texturas de devitrificación y esferulitas con forma de abanico. Los feldespatos se hallan alterados a sericita y la biotita a cloritas. También se describen escasos cristales de pirita y de óxidos de hierro, los cuales se ubican preferentemente en la base o en el techo de cada pulso.

El conjunto de subfacies descritas como litofacies 8 se interpreta como los flujos piroclásticos laterales al conducto de erupción volcánica que representan un evento volcánico de alta explosividad (Cas y Wright, 1987).

3.4.1.9 Litofacies 9: Tobas eutaxíticas y masivas lapillíticas (emLT)

Esta litofacies se mapeó intercalada entre las unidades de flujo tres y cuatro de la litofacies 8- mLT (Figura 3.4.1.6 A). Muestra un mayor grado de soldamiento, con texturas eutaxíticas (Figura 3.4.1.6 E), sin esferulitas u otras texturas de devitrificación. En microscopio, la roca muestra hasta un 20% de fragmentos riolíticos, 10% de cristaloclastos y 30% de matriz. Los cristaloclastos son predominantemente de cuarzo, presentan fracturas frágiles y zonas o bahías de reabsorción en sus bordes (Figura 3.4.1.6 F).

Esta facies es interpretada como el equivalente soldado de la litofacies 8- toba masiva lapillítica. Las tobas masivas lapillíticas de textura eutaxítica suelen ser las facies predominantes en los depósitos ignimbriticos, y en general se consideran generadas por el colapso de plumas piroclásticas sostenidas de alta temperatura (Branney y Kokelaar, 2002).

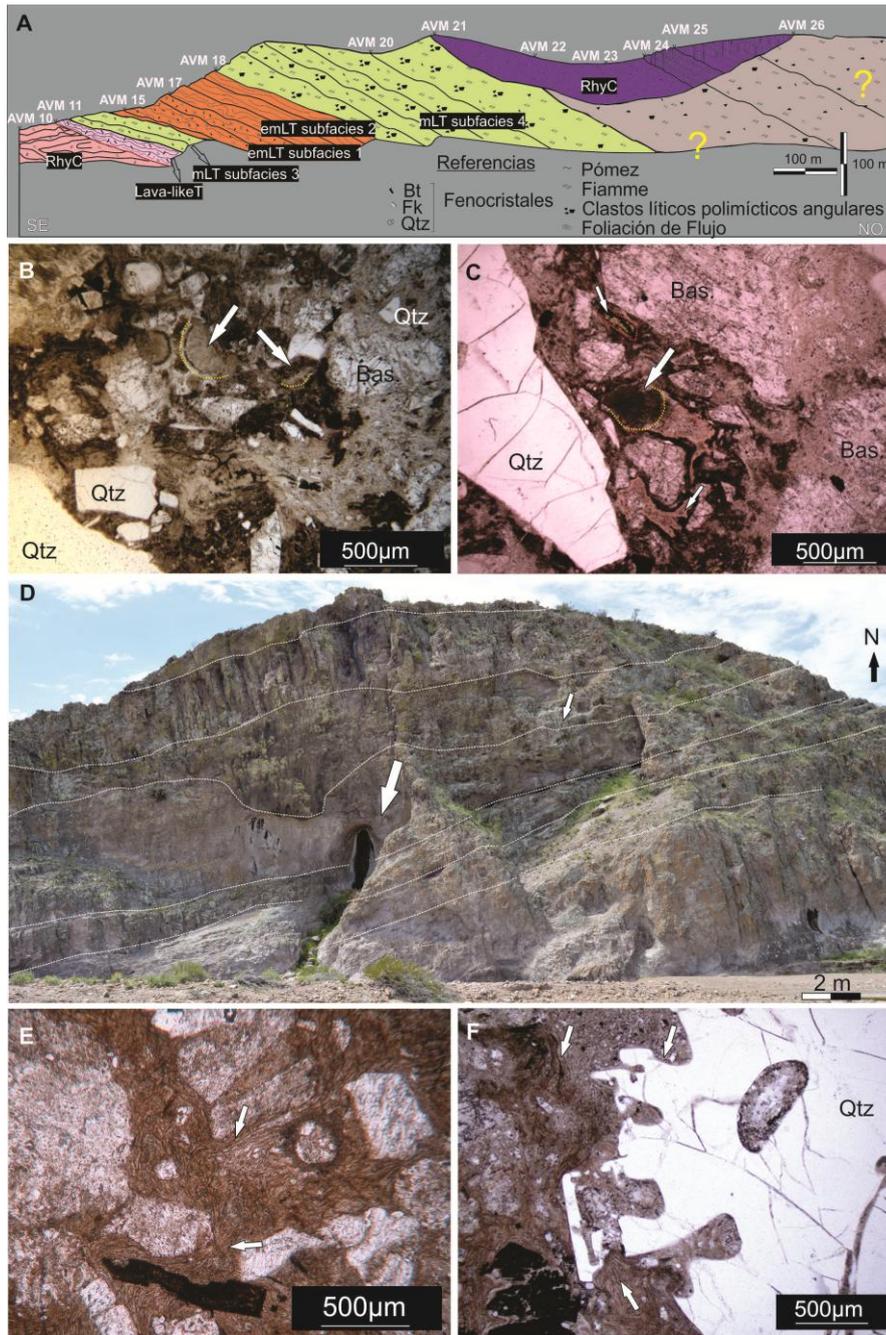


Figure 3.4.1.6: A) Perfil SE-NO en la margen norte del Arroyo Verde, mostrando la ubicación de las muestras (AVM 10 a 26). Los colores de las litofacies son iguales que en la Figura 3.4.1. Notar la discontinuidad entre la RhyC y la símil lava (Lava-like T), donde estas últimas, junto con las mLT y las emLT buzan $\sim 30^\circ$ NO. En este perfil se midió un espesor de 430 m de mLT y emLT, los cuales representan al menos seis unidades de enfriamiento. B) Microfotografía de la litofacies 8, donde se ven los clastos que presentan fracturamiento frágil de rocas riolíticas volcánicas con esferulitas (flecha), cuarzo (Qtz) y clastos redondeados de basamento (Bas). C) La tercera unidad de enfriamiento de la litofacies 8, con abundantes clastos de basamento (Bas) y cristales de cuarzo (Qtz). Se observa el fracturamiento frágil de los cuarzos y las esferulitas (marca amarilla) y el relleno de sílice/ópalo en oquedades (línea punteada roja). D) Afloramiento de la tercera unidad de enfriamiento en la margen norte del Arroyo Verde, donde se identifican estructuras de escapes de gas (flechas) en las paredes. E) Microfotografía mostrando textura eutaxítica en la matriz de la litofacies 9 (emLT). F) Cristales de cuarzo con fractura frágil y bordes de absorción, en la matriz de la litofacies 9.

3.4.1.10 Litofacies 10: Riolitas ricas en cristales de cuarzo y feldespatos potásicos, con bandeo de flujo (RhyCp_QtzFld).

La litofacies 10 se reconoce al norte del Arroyo Verde exclusivamente y ocupa un área de 1,2 km² (Figura 3.4.1). El espesor llega a 60 m en la parte central del flujo. Continúa 6 km hacia el oeste, sobre la margen del arroyo, hasta el puesto de Hugo Feliciano. Durante los trabajos de campo, se interpretó en contacto neto sobre las mLT y las emLT, rellenando los bajos topográficos, pero luego de una cuidadosa reinterpretación, se ubicó estratigráficamente como lateral al evento piroclástico.

Presenta un notable bandeo composicional de 0.5 a 10 cm de ancho, que puede deberse a las variaciones en la cantidad de cristales. En partes presenta flujo recumbente, lo cual evidencia una muy alta viscosidad y un paleorelieve inclinado. En otros sectores hay evidencia de diaclasamiento subhorizontal (Figura 3.4.1.7 A). Regionalmente esta unidad es difícil de diferenciar de las ignimbritas subyacentes y es por eso que su porcentaje puede estar subestimado dentro de las diferentes litologías del Complejo Marifil.

El porcentaje de cristales varían entre 30% en la parte inferior del flujo hasta 10% en la parte superior. La textura es porfírica a glomeroporfírica y se compone de fenocristales son de cuarzo, feldespatos potásicos, plagioclasa y biotita (Figura 3.4.1.7 B). Los cristales de cuarzo son redondeados, algunos presentan bordes corroídos y miden hasta 1 mm de diámetro (Figura 3.4.1.7 C). Los fenocristales de feldespatos potásicos son euhedrales y varían entre 2 y 5 mm de longitud, algunos presentan bordes corroídos. Los cristales de biotita son euhedrales, con un tamaño máximo de 2 mm.

La pasta tiene textura fluidal, presenta bandeo composicional, se halla parcialmente desvitrificada, con esferulitas y microlitos posiblemente de feldespatos potásicos (Figura 3.4.1.7 C). En la pasta se evidencian agregados de cuarzo de menor tamaño (500 μm) (Figura 3.4.1.7 D) y tridimita con extinción radial (Figura 3.4.1.7 E y F) junto con el feldespatos, como productos de desvitrificación asociados con la textura perlítica preexistente. En la pasta se encuentran minerales accesorios como circón y apatito que se hallan distribuidos de manera aleatoria. Los minerales secundarios reconocidos son calcita de grano fino y muscovita (Figura 3.4.1.7 G).

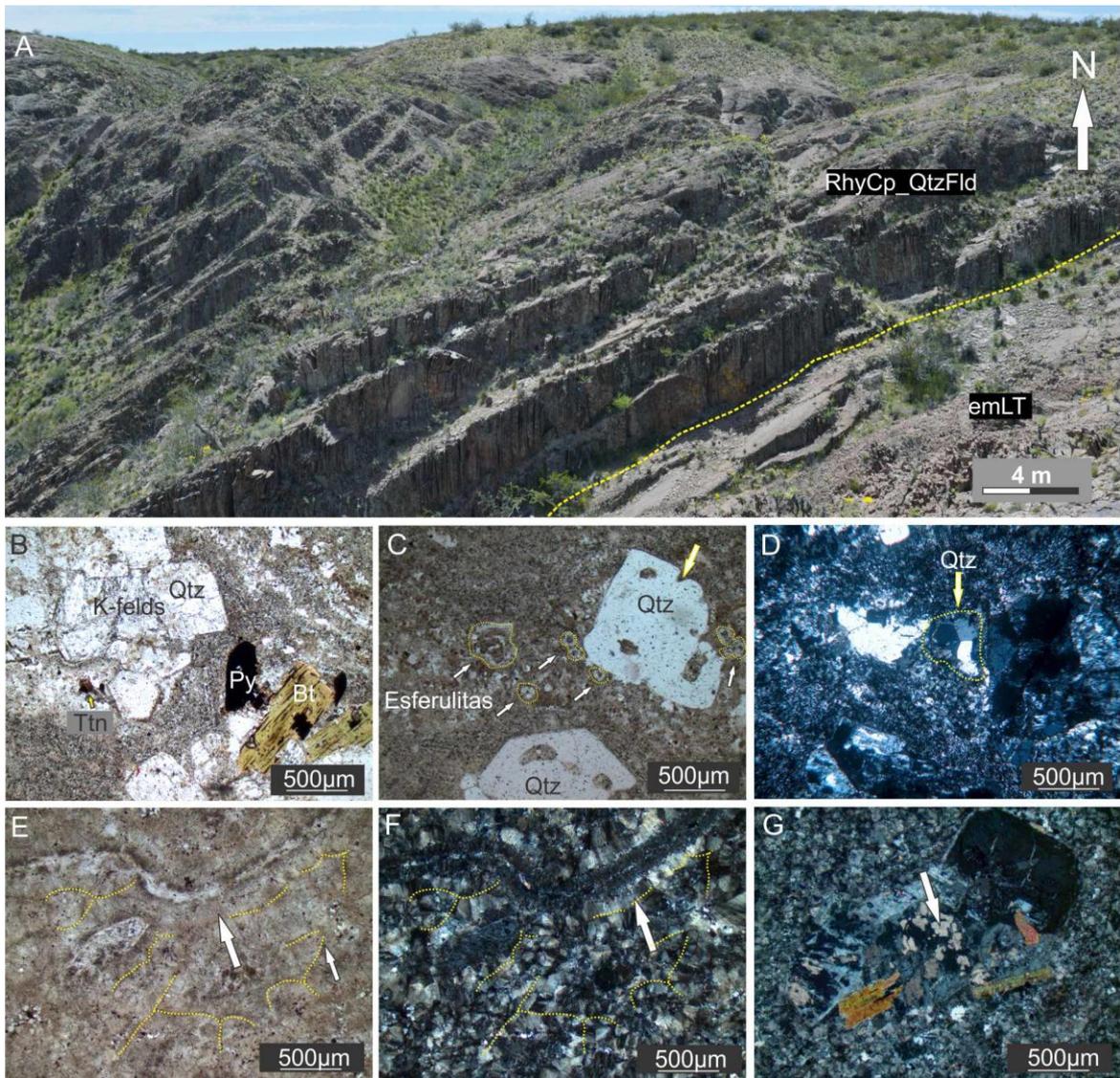


Figura 3.4.1.7: A) Afloramiento de la litofacies 10, al norte del Arroyo Verde, formado por flujos de lavas (facies coherente). La relación con la litofacies 9 se halla cubierta, por lo que podría ser previa, coetánea o posterior. B) Microfotografía donde se muestra la textura glomeroporfirítica de la litofacies 10, formada por cuarzo (Qtz), feldespato potásico (K-felds), biotita euhedral (Bt) y opacos (pirita-Py y titanita -Ttn). La biotita está parcialmente alterada a clorita y la pasta se halla recrystalizada a cuarzo y feldespato potásico microcristalino. C) Bandeado composicional en la pasta vítrea con esferulitas y cuarzo subhedral corroído. D) Contactos de triple punto en cuarzo, dentro de la pasta recrystalizada de la litofacies 10. El vidrio original está reemplazado por tridimita. E) Textura perlítica relíctica en la pasta (líneas amarillas), recrystalizado a tridimita radial de color marrón. Las bandas de flujo se evidencian en la pasta de la litofacies 10. F) La misma imagen que E, con nicols cruzados. G) Textura glomeroporfirítica en litofacies 10, compuesto por cuarzo, biotita, feldespato potásico y anfíbol, este último alterado a calcita.

Esta litofacies es diferente de las litofacies 8 y 9 pues representa volcanismo de tipo efusivo, en vez de explosivo como las oleadas piroclásticas de las litofacies 8 y 9, lo cual indica una diferencia en el porcentaje de gas y una variación en el estilo de erupción. De acuerdo a las características enumeradas, esta facies se interpreta como la zona interior de una riolita coherente y por la forma en afloramientos se la clasifica como un flujo de lava (McPhie et al.,

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

1993). El foco de la efusión probablemente está localizado al nor-noroeste de la zona de estudio, aunque más trabajo de campo en la zona norte es necesario para confirmar la propuesta y ubicar el centro de efusión.

Arroyo Verde				
	Código	Nombre descriptivo/denominación de litofacias	Interpretación	
Evento Volcánico 1	Litofacias 1	RhyC	Riolita masiva a levemente bandeada, rica en fenocristales de feldespatos potásico, muy silicificada.	Coulée riolítico (es equivalente a un domo asimétrico).
	Litofacias 2	RhyC_M	brecha monomictica riolítica	Autobrecha del coulée .
	Litofacias 3	DaC	Dacita masiva, con textura porfírica relictica, en parte con bandeado de flujo y en sectores con amígdalas/vesículas. En sectores presenta textura perlítica relictica.	Lava dacítica
	Litofacias 4	DaC_M DaV_BxSst	brecha monomictica dacítica. brecha caótica polimictica con pseudo-estratificación	Autobrecha. Flujo gravitacional húmedo.
Evento Volcánico 2	Litofacias 5	mIBr	brechas liticas masivas	Brecha litica proximal al conducto de erupción o vent .
	Litofacias 6	(sT- dsT)	Tobas estratificadas a difusamente estratificadas	Depósito de una corriente piroclástica caliente ($\geq 100^{\circ}\text{C}$) y seca.
	Litofacias 7	lava-likeT	Tobas simil lava/ ignimbrita reomórfica	Capa basal con elevado reomorfismo, ignimbrita muy soldada.
	Litofacias 8	(mLT)	Tobas lapilliticas masivas, en sectores alteradas a arcillas verdes	Cuerpo principal de las ignimbritas
	Litofacias 9	(eLT)	Tobas lapilliticas eutaxíticas	Capas de ignimbritas soldadas, laterales a las mLT.
	Litofacias 10	(RhyCp_QtzFld)	Riolita fluidal	Lava

Tabla 3.4.1 Litofacias definidas en el Proyecto Arroyo Verde

3.4.2 Geocronología

Con el objetivo de obtener una edad precisa de las litofacias y definir la estratigrafía de la secuencia volcánica, se han analizado los cristales de circón de cinco muestras en el área de Arroyo Verde. Los nombres, facies y ubicación de cada una de las muestras se encuentran en la Tabla 3.4.2. Las dataciones se realizaron en el espectrómetro ICP-MS Neptune Plus detallado en la sección 3.3.2.2.

Edades U-Pb Arroyo Verde								
Muestra	Litofacias	Latitud	Longitud	Edad Concordia	Error	MSWD (de concordancia)	Probabilidad (de concordancia)	N=
AVM 3b	8	42° 1'2.7"S	65°21'02.06"W	186.9 ±1.9 Ma	(2s, const. decaimiento, errores incluidos)	0,23	0,63	14
F14	10	42° 0'10.6"S	65°24'52.45"W	188.1 ±2.3 Ma	(2s, const. decaimiento, errores incluidos)	1,4	0,24	8
AVM 27	10	42° 0'24.1"S	65°20'59.97"W	188.8 ±2.5 Ma	(2s, const. decaimiento, errores incluidos)	0,89	0,37	15
ARV 5	3	42° 0'56.8"S	65°20'10.27"W	189.5 ±2.6 Ma	(2s, const. decaimiento, errores incluidos)	0,17	0,68	10
PRJ 18a	1	42° 01' 10" S	65° 20' 52.00"W	192.6 ±2.5 Ma	(2s, const. decaimiento, errores incluidos)	0,98	0,32	10

Tabla 3.4.2: Ubicación de las muestras con datos geocronológicos de U-Pb en circón en Arroyo Verde.

La mayoría de los circones de las muestras estudiadas son prismas elongados, con tamaños medios a pequeños de granos (200 a 50 μm). La mayoría de ellos muestran formas magmáticas euhedrales, con preservación de los bordes y caras de los cristales. Los intercrecimientos o zonaciones metamórficas discordantes no fueron observadas en las muestras. Las imágenes de microscopio de barrido (SEM) revelan en la mayoría de los cristales,

una estructura interna simple, típica de un origen ígneo, con un núcleo grande, libre de inclusiones.

3.4.2.1 Muestra PRJ 18A: litofacies 1

En esta muestra se analizaron 27 circones (Figura 3.4.2.1 A) y se descartaron 7 valores al considerar que tienen errores muy altos de desviación estándar. Los 20 circones utilizados fueron muestran diferentes relaciones de concentración de U. Doce de ellos presentan valores de concentración de U moderados (100-282 ppm), mientras que 8 tienen bajos valores de U (20-100 ppm). Altos valores de la relación Th/U son coherentes con el origen magmático (> 0.5 , en promedio 1.38, Tabla 3.4.2.1 - Anexo) (Rubatto, 2002).

Los 20 circones analizados muestran edades de cristalización entre 292 y 184 Ma, con un máximo de probabilidad relativa a los 192 Ma (Figura 3.4.2.1 B), lo cual indica que los circones más antiguos presentes en la litofacies 1 (RhyC) son Pérmico Inferior (Sakmario) hasta Triásico Superior (Noriano).

El diagrama de probabilidad relativa (Figura 3.4.2.1 C) incluye solo 10 de los 27 circones analizados, los cuales son los mismos que plotean en el diagrama de concordia y que brindan una edad media de $192,6 \pm 2,5$ Ma con una desviación media ponderada al cuadrado (MSWD, por sus siglas en inglés) de 1,17. Estos diez análisis también fueron graficados en el diagrama de concordia, dando una edad de $192,6 \pm 2,5$ Ma (Figura 3.4.2.1 D) con un MSWD de 0,98 y una posibilidad de concordia de 0,32. En base a lo expuesto, se interpreta la edad de $192,6 \pm 2,5$ Ma como la edad de cristalización, por lo tanto, la edad de la litofacies 1.

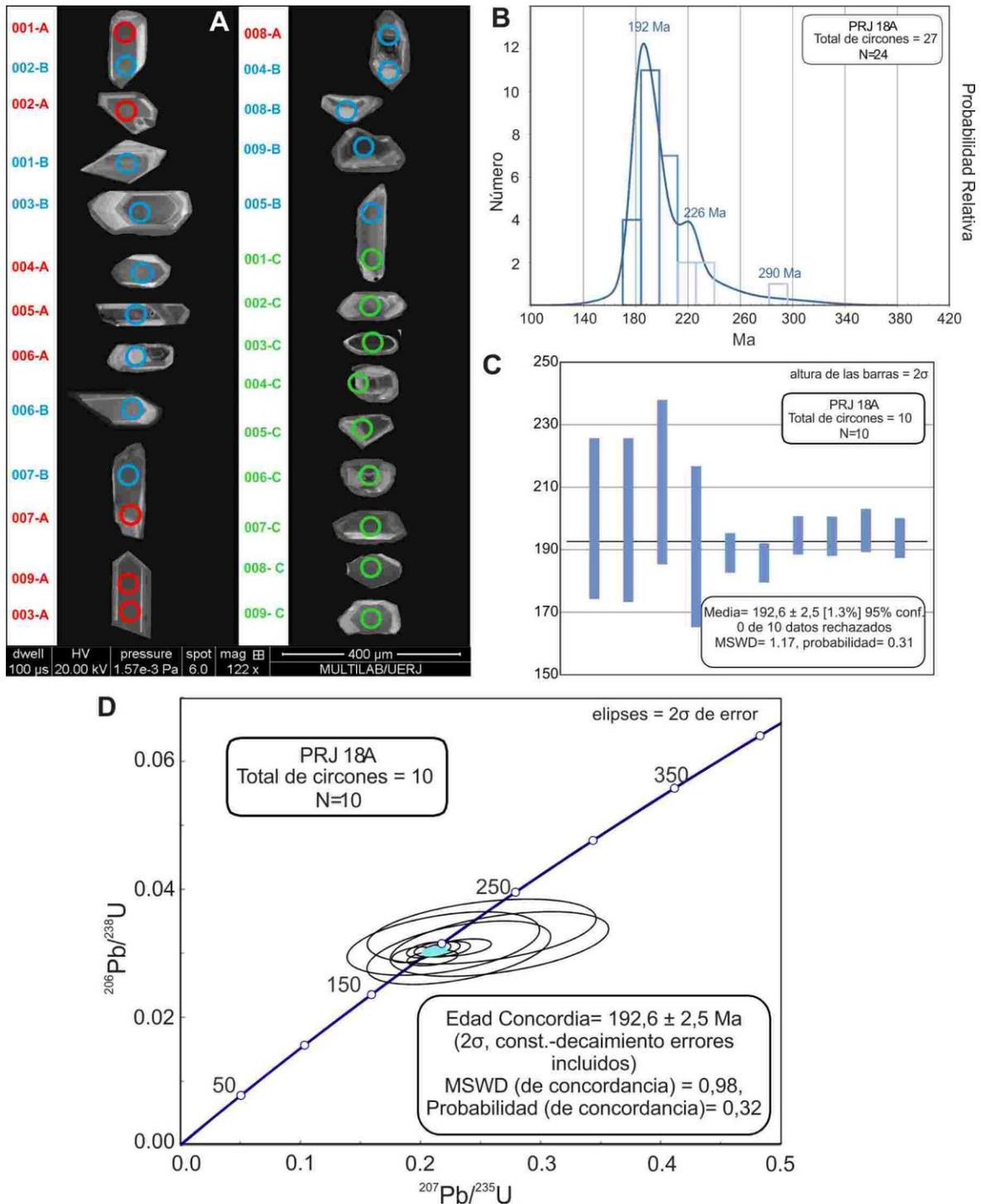


Figura 3.4.2.1: a) Imagen de microscopio de barrido SEM de los circones analizados para la muestra PRJ 18 A y marcas de los puntos donde se realizó la ablación láser. Los diferentes colores indican grupos de análisis de hasta 10 granos. b) Diagrama de población de los análisis que muestra el rango completo de edades medidas. c) Diagrama de probabilidad donde se indica la mejor edad de la muestra. D) Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ que muestra la línea de Concordia y la edad de Concordia de la muestra PRJ 18 a.

3.4.2.2 Muestra ARV 5: litofacies 3

La muestra ARV 5 pertenece a la litofacies 3. Originalmente fue tratada como la litofacies más antigua en Arroyo Verde, pero luego de realizar cuidadosas observaciones en campo y de

contar con la datación U-Pb, se puede indicar que es posterior a la litofacies 1 y 2 (RhyC y RhyC_M).

La muestra analizada tiene cristales de circón de tamaño medio (130-200 μm), angulares a subangulares con bordes bien definidos. Los cristales no son coloreados y desarrollan núcleos masivos, un poco menos brillantes que los bordes en SEM, conformados por finas bandas de intercrecimiento.

Se analizaron 27 circones en esta muestra, de los cuales 20 presentan concentraciones moderadas de U (100-303 ppm) y siete tienen bajos valores de U (20-100 ppm). Las altas relaciones Th/U son consistentes con el origen magmático (> 1 , en promedio 1,68 Tabla 3.4.2.2 -Anexo) (Rubatto, 2002). Teniendo en cuenta los 27 granos analizados, nueve aportaron edades con un 90% de concordancia, todos ellos variando desde 201 hasta 181 Ma. La edad de Concordia de esta unidad es de $189,5 \pm 2,6$ Ma, el MSWD es de 0,17 y la probabilidad de concordancia es de 0,68. Esta edad se considera la edad de cristalización de la lava y, por ende, la edad de la litofacies 3.

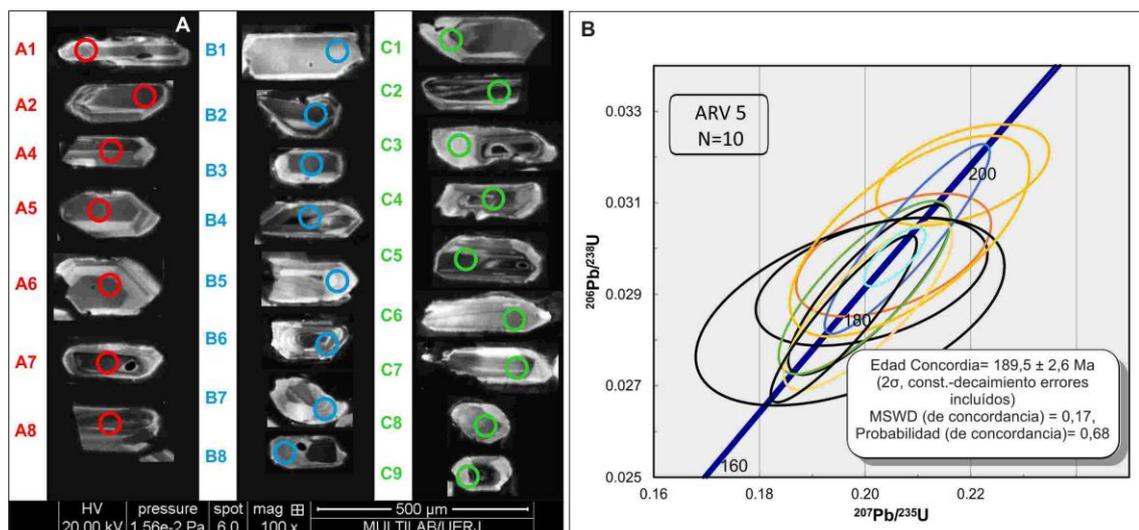


Figura 3.4.2.2: a) Imagen de microscopio de barrido (SEM) de los circones analizados para la muestra ARV 5 y marcas de los puntos donde se realizó la ablación láser. Los diferentes colores indican grupos de análisis de hasta 10 granos. b) Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ que muestra la línea de Concordia y la edad de Concordia de la muestra ARV 5.

3.4.2.3 Muestra F 14: litofacies 10

Esta muestra pertenece a la litofacies 10, pero localizada hacia el oeste, en el Puesto de Feliciano. De los dieciocho granos de circón analizados, solo 8 de ellos pudieron usarse para construir la curva de Concordia. Diecisiete de los cristales presentan edades de cristalización entre 184 y 198 Ma, con un máximo de probabilidad relativa a los 188 Ma, pero la concordancia

de los datos y los errores no fueron lo suficientemente buenos para su utilización. Se halló solo un circón de 822 Ma (Neoproterozoico) el cual presenta un elevado error absoluto y por ello no se lo considera como un dato robusto para interpretarlo como heredado. Se puede decir que el inicio de la cristalización (cristal más antiguo) de la muestra es Jurásico inferior (Sinemuriano).

En la muestra F14 se analizaron 18 circones, de los cuales solo dos presentan valores de U bajos (<100 ppm), 4 de ellos muestran valores moderados (entre 100 y 300 ppm) y 12 tienen valores de U elevados (≥ 300 ppm). Diecisiete de 18 circones tienen una relación Th/U alta, coincidente con origen magmático (> 0.5 , en promedio 1.05) (Rubatto, 2002). Estos datos se presentan en la Tabla 3.4.2.3 del Anexo.

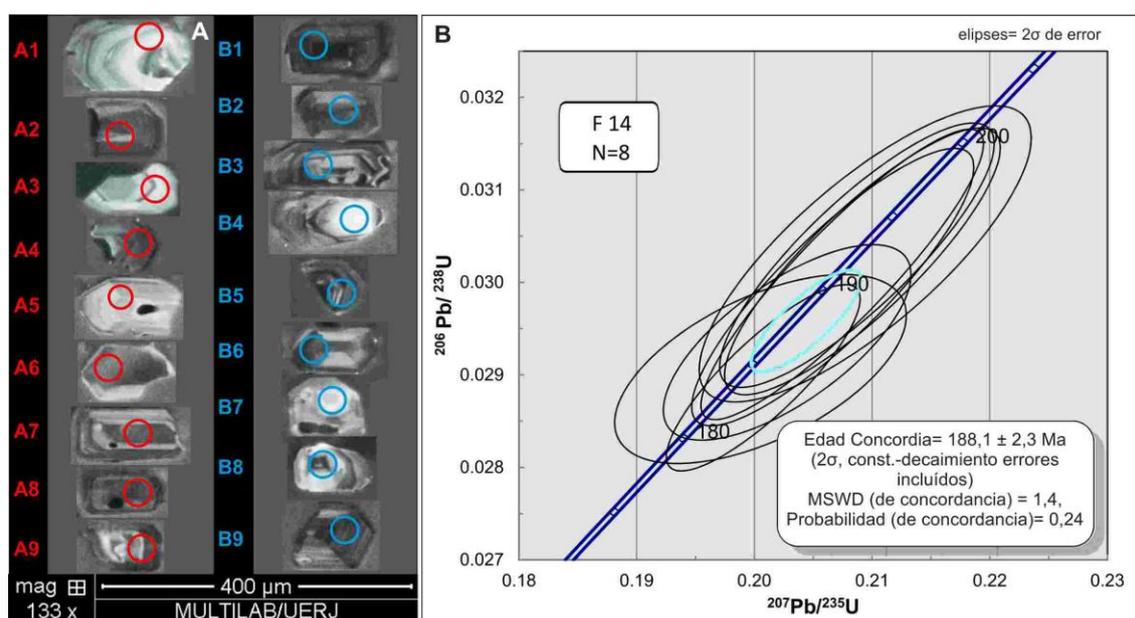


Figura 3.4.2.3: a) Imagen de microscopio de barrido (SEM) de los circones analizados para la muestra F 14 y marcas de los puntos donde se realizó la ablación láser. Los diferentes colores indican grupos de análisis de hasta 10 granos. b) Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ que muestra la línea de Concordia y la edad de Concordia de la muestra F14.

3.4.2.4 Muestra AVM 27: litofacies 10

Esta muestra representa un flujo de lava riolítico de la litofacies 10, al igual que la muestra F14, en el área de Arroyo Verde. Los granos de circón son prismáticos, euhedrales y varían desde 100 a 215 μm. Todos los circones tienen núcleos masivos y bandas de crecimiento oscilatorio, indicativos de origen magmático. En las imágenes de SEM, se diferencian dos circones que presentan inclusiones, los cuales fueron evitados en los análisis.

De los 18 cristales analizados, cuatro de ellos tienen valores de uranio bajos (61-93 ppm) y 14 tienen moderada concentración de U (100-284 ppm). Los altos valores de relación Th/U son consistentes con un origen magmático ($> 0,5$ en promedio 1,18- Tabla 3.4.2.4 del anexo) (Rubatto, 2002). Quince de los dieciocho granos analizados fueron usados para construir la curva de concordia y se obtuvo una edad de Concordia de $188,8 \pm 2,5$ Ma, con MSWD de 0,89 y probabilidad de concordancia de 0,37.

Las edades concordia de esta muestra y de la anterior (F14) son muy similares y aunque se hayan separadas por 5 km lineales, pertenecen a la misma litofacies efusiva.

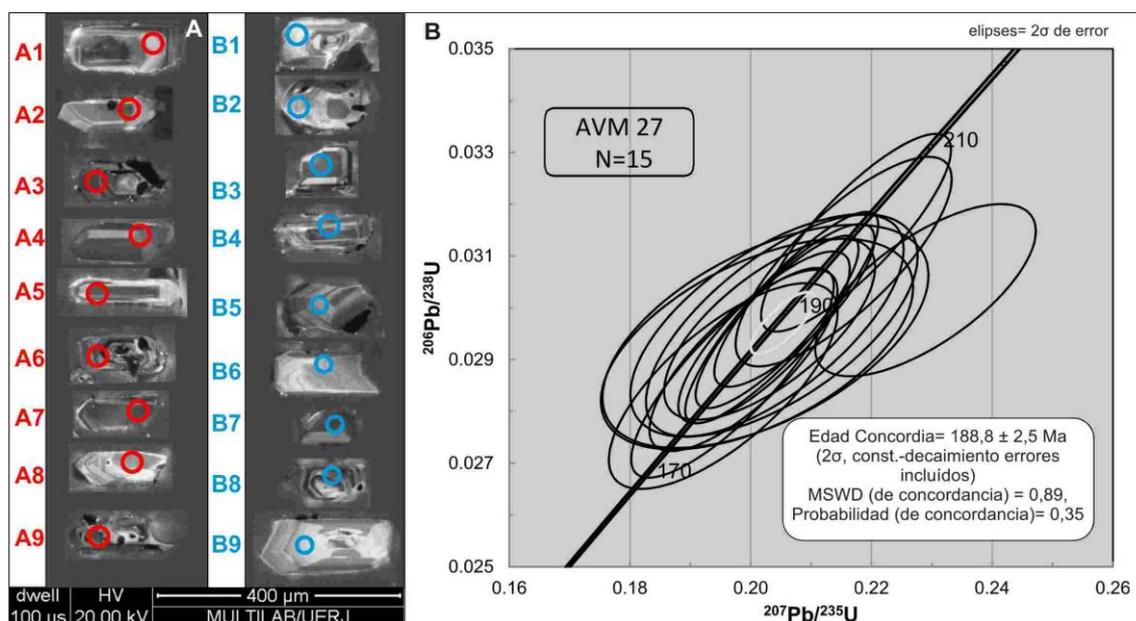


Figura 3.4.2.4: a) Imagen de microscopio de barrido (SEM) de los circones analizados para la muestra AVM 27 y marcas de los puntos donde se realizó la ablación láser. Los diferentes colores indican grupos de análisis de hasta 10 granos. b) Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ que muestra la línea de Concordia y la edad de Concordia de la muestra AVM 27.

3.4.2.5 Muestra AVM 3b: litofacies 8

Esta muestra es representativa del primer flujo piroclástico de la litofacies 8 (mLT). Los granos de circón son prismáticos, euhedrales y los tamaños varían entre 180 y 270 μm. Cinco circones datados presentan núcleos muy homogéneos que carecen de bandas de crecimiento, mientras que los otros granos desarrollan cristales zonados, sin embargo, las edades de todos estos granos son coetáneas.

Los circones más antiguos datados en esta litofacies son tres y presentan edades de 207, 208 y 212 Ma, tal como se venían identificando en las muestras anteriores y posiblemente

pertenecen a clastos de las misma. Estos datos no fueron usados para calcular la edad de la litofacies por considerar que presentan errores muy altos y no son concordantes.

Cuatro de los circones estudiados presentan fracturas, lo cual indica la presencia de un proceso explosivo de alta energía en la formación del depósito. Considerando los 18 circones analizados, solo dos de ellos tienen bajos valores de uranio (85-94 ppm) y 16 tienen moderadas concentraciones de U (100-364 ppm). Los elevados valores de la relación Th/U son consistentes con un origen magmático ($> 0,5$ en promedio 1,38 Tabla 3.4.2.5 del Anexo) (Rubatto, 2002).

Once de las 18 muestras analizadas son concordantes, la edad de Concordia en esta unidad es de $186,9 \pm 1,9$ Ma, con MSWD de 0,23 y una posibilidad de concordancia de 0,63 considerándose esta edad como la edad de la litofacies 8.

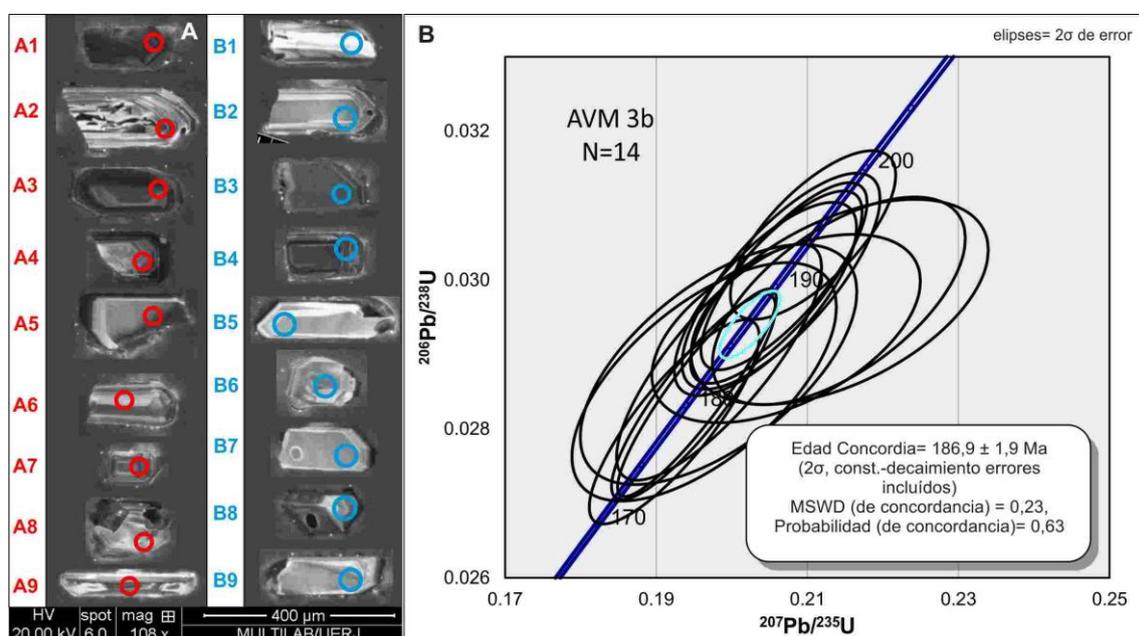


Figura 3.4.2.5: a) Imagen de catodoluminiscencia SEM de los circones analizados para la muestra AVM 3b y marcas de los puntos donde se realizó la ablación láser. b) Diagrama de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ que muestra la línea de Concordia y la edad de Concordia de la muestra AVM 3b.

3.4.3 Geoquímica

Se realizaron los análisis geoquímicos de catorce muestras representativas de la secuencia volcánica de Arroyo Verde para caracterizar la evolución del sistema volcánico. Se eligieron muestras sin alterar o lo menos alteradas posibles de las diferentes litofacies descritas.

Diez de las muestras (PO 37, PO 97-222, PO 93-209, PO 93-233, AVM-30, AVM-36, AVM-18, PO 84-177, AVM-15 y AVM-27) fueron analizadas en el laboratorio de ACME Bureau Veritas. Tres muestras (F34, F37 y F14) fueron enviadas al laboratorio ALS- Australian Laboratory Services

y una (F33) al laboratorio del Instituto de Geología y Minería Universidad Nacional de Jujuy. Los procedimientos seguidos en cada laboratorio se hallan explicados en la sección 3.3.2.1 y los resultados se presentan en el anexo como Tabla 3.4.3.

Se debe aclarar en este apartado que la muestra F33, no fue utilizada en los diagramas ni se discutirá sobre ella por presentar un alto error en uno de los elementos analizados.

Por otro lado, en las muestras analizadas en ALS que fueron efectuadas solo por el método de digestión ácida, el valor de la SiO_2 fue calculado en base al LOI de otras muestras de iguales litofacies. Esto se realizó con el objetivo de completar datos y revisar que fueran coherentes con las analizadas en ACME Bureau Veritas.

3.4.3.1 Elementos mayoritarios

La SiO_2 presenta una fuerte variación, con valores entre 61,21 % y 81,04 %, siendo los valores más bajos los pertenecientes a la litofacies 1 y 2, mientras que los más altos se corresponden con la litofacies 7. Los diagramas Harker (Figura 3.4.3.1 A–D) indican que el Al_2O_3 y el Fe_2O_3 muestran una tendencia de disminución, con el aumento de SiO_2 debido a que la plagioclasa y los minerales máficos se fraccionan a la vez que minerales accesorios. La concentración de Na_2O y el K_2O son dispersos, en parte debido a la alteración hidrotermal. En el digrama de SiO_2 vs Nd (Figura 3.4.3.1 E) la litofacies 1 es la de mayor contenido de Nd, donde el patrón disperso de tierras raras pesadas puede ser explicado como una compatibilidad variable en alguna fase que se fracciona, por ej. Anfíbol (Bédard, 2006). En el diagrama de SiO_2 vs Sr (Figura 3.4.3.1 E) la litofacies 9 es la de mayor anomalía. Las litofacies 7, 8 y 10 en cambio tienen bajos valores de ambos elementos.

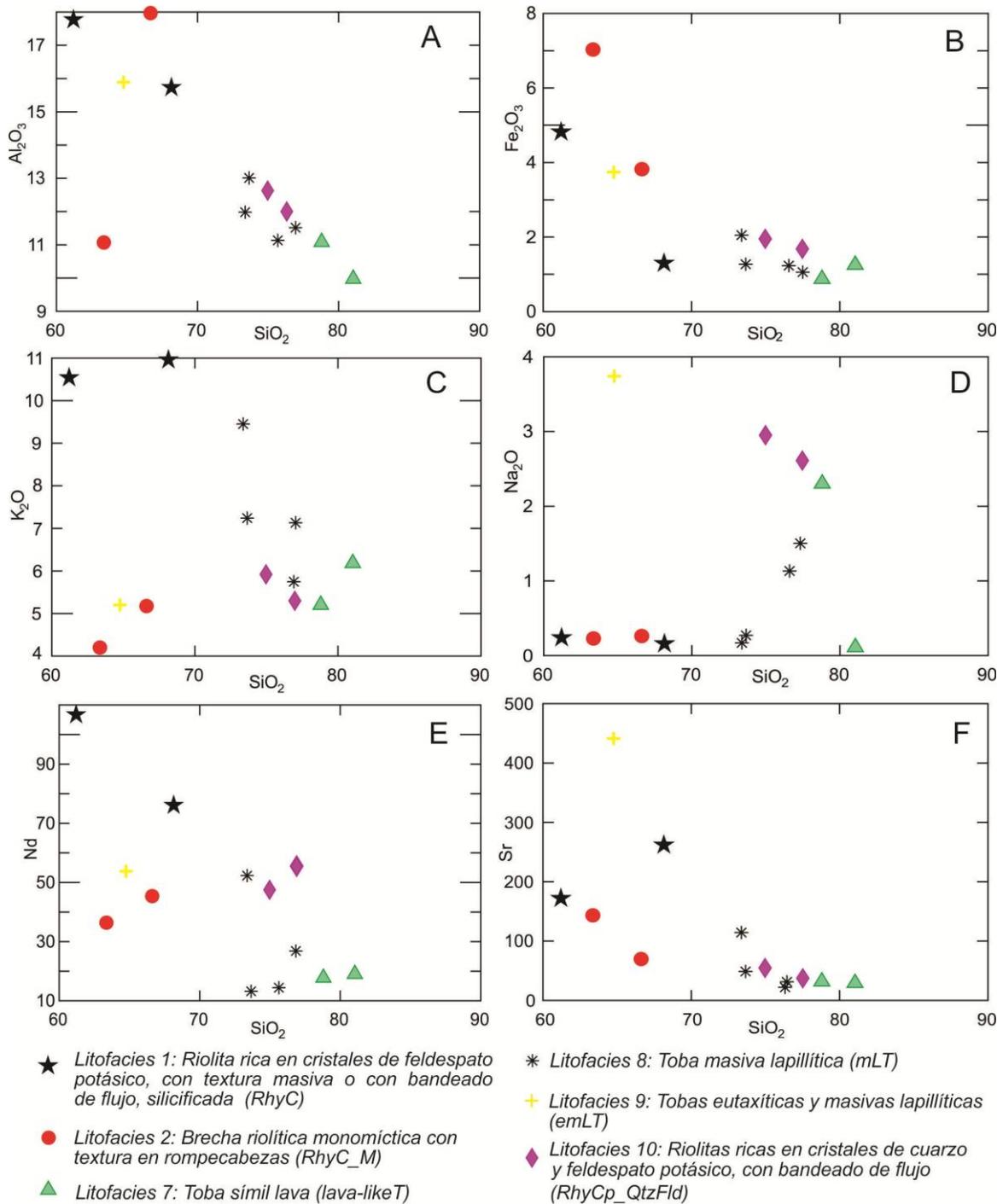


Figura 3.4.3.1: A) Diagrama Harker de Al_2O_3 vs SiO_2 para las muestras analizadas en el Complejo Marifil, donde se muestra la disminución de aluminio con respecto a la sílice, debido a la cristalización fraccionada de plagioclasa y micas. B) Diagrama Harker Fe_2O_3 vs sílice mostrando un comportamiento similar por cristalización de minerales máficos. C) Diagrama Harker de K_2O vs SiO_2 que muestra una dispersión notable debido a alteración hidrotermal, evidenciado por los altos valores de K_2O . D) Na_2O vs SiO_2 con dispersión importante del Na_2O . E) Diagrama Harker de Nd vs SiO_2 donde se observa la disminución de Nd con el incremento de SiO_2 , posiblemente relacionado al fraccionamiento de anfíbol, apatito y circon. F) Sr vs. Sílice con una disminución de Sr debido al fraccionamiento de plagioclasa.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

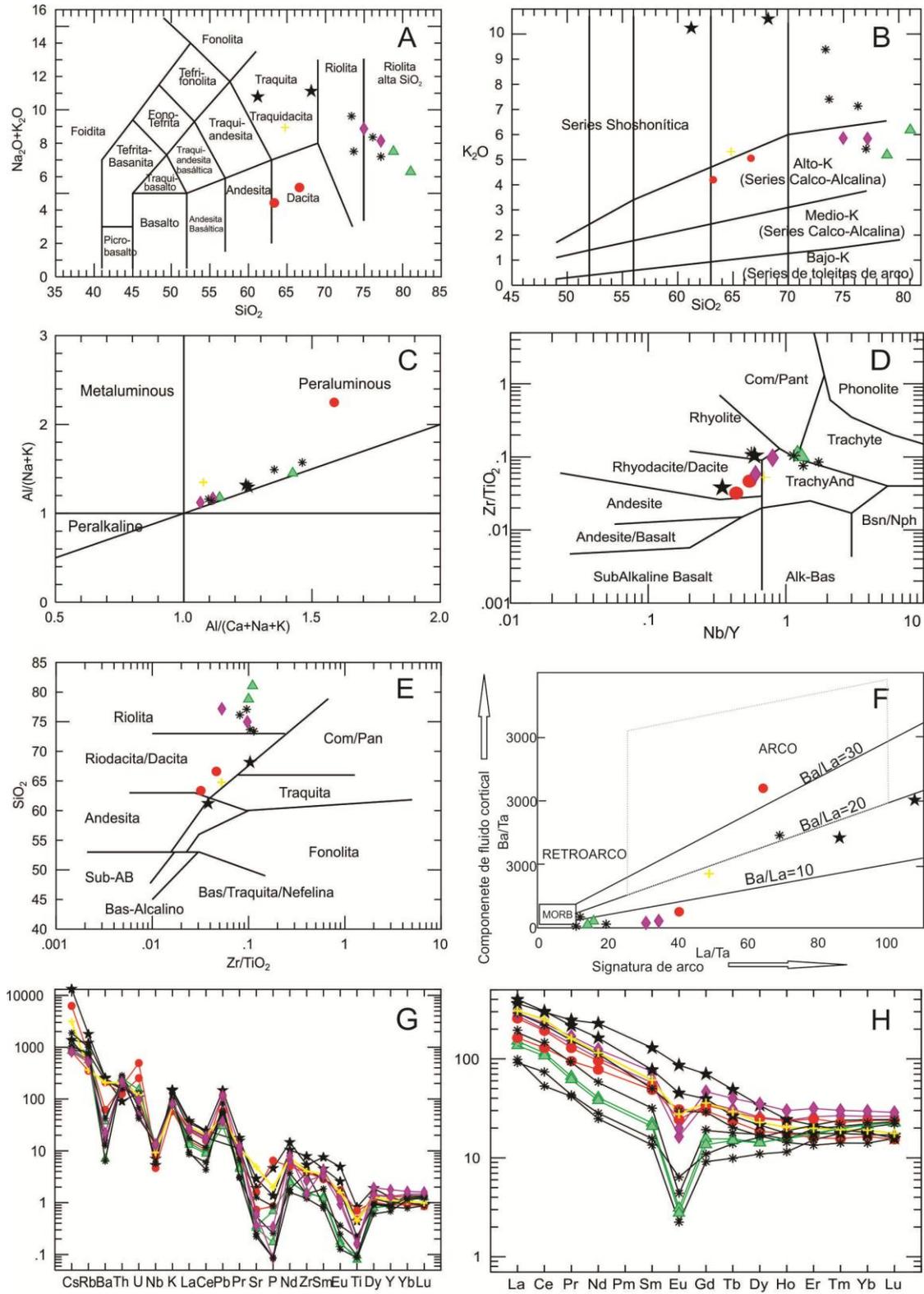
Para clasificar estas rocas se utilizó el diagrama de $K_2O + Na_2O$ vs. SiO_2 (Figura 3.4.3.2 A) de Le Bas et al., (1986). Las muestras de la litofacies 1 se clasifican como traquitas, mientras que aquellas de la litofacies 2 grafican como dacita/ andesita. La de la litofacies 7, 8 y 10 clasifican como riolitas, mientras que las muestras de la litofacies 9 se ubican en el campo de traquidacita. La mayoría de las muestras son alcalinas de alto potasio y shoshoníticas, de acuerdo al diagrama de Peccerillo y Taylor (1976).

Todas las muestras se ubican sobre la tendencia calco alcalina y son subalcalinas en el diagrama de $MgO-FeO$ -álcalis de Irvine y Baragar (1971) (Figura 3.4.3.2 B). Las muestras caen en el campo peraluminoso del diagrama $Al/(Na+K)$ vs $Al/(Ca+Na+K)$ de Shand (1951) (Figura 3.4.3.2 C). Las muestras de las litofacies 1, 2 y 9 son menos evolucionadas que las muestras de las litofacies 8, 9 y 10; este comportamiento se verá reforzado cuando se traten los elementos traza y tierras raras (REE).

3.4.3.2 Elementos traza

En los diagramas de Zr/TiO_2 vs Nb/Y y SiO_2 versus Zr/TiO_2 de Winchester y Floyd (1977), (Figura 3.4.3.2 D-E), que fueron utilizados en especial para ubicar las litofacies 1 que presentea alteración hidrotermal en crcanías de las vetas, la mayoría de las muestras grafican en el campo de riolita y riodacita/dacita. En ambos diagramas, la litofacies 1 se ubica en el campo de riodacita/dacita, cerca del campo de andesita o incluso dentro del campo de andesita. La litofacies 2 se grafica en el campo de riodacita/dacita. La litofacies 7 se ubica en los campos de traquita y riolita. La litofacies 8 en cambio, clasifica en al campo de traquita, traquiandesita y riolita. La litofacies 9 se grafica en el campo de traquiandesita y riodacita. Finalmente, la litofacies 10 se ubica en los campos de riolita y traquiandesitas. Nuevamente, las muestras de las litofacies 7, 8 y 10 se ubican en la porción más ácida de los diagramas, mostrando un comportamiento diferente durante la evolución del magmatismo. Las concentraciones de Zr varían entre 110,2 y 581,4 ppm lo cual muestra una relación inversa con las concentraciones de SiO_2 en la mayoría de las muestras (a mayor cantidad de SiO_2 , menor cantidad de Zr) excepto en la muestra PO-37 de la litofacies 1, donde la cantidad de Zr es muy elevada.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta



- ★ *Litofacies 1: Riolita rica en cristales de feldespato potásico, con textura masiva o con bandeo de flujo, silicificada (RhyC)*
- *Litofacies 2: Brecha riolítica monomictica con textura en rompecabezas (RhyC_M)*
- ▲ *Litofacies 7: Toba símil lava (lava-likeT)*
- * *Litofacies 8: Toba masiva lapillítica (mLT)*
- + *Litofacies 9: Tobas eutaxíticas y masivas lapillíticas (emLT)*
- ◆ *Litofacies 10: Riolitas ricas en cristales de cuarzo y feldespato potásico, con bandeo de flujo (RhyCp_QtzFld)*

Figura 3.4.3.2: A) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 diagrama de Le Bas et al., (1986) donde se identifica que las muestras caen en los campos de traquita, riolita y dacita; el campo de riolitas de alta sílice pertenece a la división de Mahood y Hildreth (1983). B) Triángulo $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{alcalis}$ de Irvine y Baragar (1971) donde se ve cómo las muestras siguen una tendencia calco-alcalina. C) En el diagrama de $\text{Al}/(\text{Na}+\text{K})$ vs $\text{Al}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ de Shand (1951), las muestras grafican en el campo peraluminoso. D) En el diagrama de Zr/TiO_2 vs Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977) las muestras se grafican en los campos de traquita, riolita y riolodacita. E) En el diagrama de SiO_2 versus Zr/TiO_2 (Winchester y Floyd, 1977), las muestras también caen en los campos de riolita, riolodacita-dacita y andesita. En ambos diagramas es evidente que la alteración hidrotermal no modificó la química de los elementos traza. F) En el diagrama de Ba/Ta vs La/Ta (Kay y Mpodozis, 2002) se identifica que las muestras de las litofacies 1 son las que presentan mayor signatura de arco e intermedia componente de fluido cortical, una muestra de la litofacies 2 y 8 grafican hacia el sector de arco; en la mitad del gráfico se ubican las litofacies 9 y 10, mientras que las de la mayoría de las de las litofacies 7 y 8 tienen menor signatura de arco y escaso componente de fluido cortical. G) Diagrama expandido normalizado a N-MORB de Sun y McDonough (1989) donde las muestras evidencian un patrón similar. Los elementos livianos se hallan enriquecidos con respecto al Nb, que se muestra empobrecido, típico de magmas de zona de subducción. Elementos como el Sr, P y Ti muestran un empobrecimiento importante debido al fraccionamiento de plagioclasa, apatito y titanita. H) Diagrama de tierras raras normalizado a condrito de Sun y McDonough (1989). Las litofacies 1 y 2 no presentan en general una marcada anomalía de Eu, mientras que las litofacies 7, 8, 8 y 10 muestran, salvo algunas excepciones, una fuerte anomalía negativa de Eu.

En el diagrama de Ba/Ta vs La/Ta (Kay y Mpodozis, 2002) se identifica que las muestras de las litofacies 1 son las que presentan mayor signatura de arco e intermedia componente de fluido cortical, una muestra de la litofacies 2 y 8 grafican hacia el sector de arco; en la mitad del gráfico se ubican las litofacies 9 y 10, mientras que las de la mayoría de las de las litofacies 7 y 8 tienen menor signatura de arco y escaso componente de fluido cortical (Figura 3.4.3.2 F).

En el diagrama expandido, normalizado a N-MORB de Sun and McDonough (1989), las muestras tienen un patrón similar (Figura 3.4.3.2 G). Los elementos LIL están enriquecidos en relación al Nb que muestra un empobrecimiento intermedio, típico de magmas de zonas de subducción. Elementos como el Sr, P, y Ti muestran un empobrecimiento importante debido al fraccionamiento de plagioclasa, apatito y titanita.

3.4.3.3 Elementos de tierras raras

El diagrama de Tierras Raras normalizado a condrito de Sun y McDonough (1989) fue utilizado para caracterizar el comportamiento de estos elementos en las diferentes litofacies (Figura 3.4.3.2 H). En este diagrama se pueden separar dos grupos.

El primer grupo (Figura 3.4.3.3 A) está representado por las litofacies 1 y 2, las cuales muestran una anomalía negativa de Eu mínima o nula. Las muestras de la litofacies 1 compuestas por las riolitas ricas en feldespato potásico con 61-68% de SiO_2 , tienen patrones

similares, con un importante enriquecimiento en elementos de tierras raras livianas en relación a otras litofacies. Estas muestras están empobrecidas en elementos de tierras raras pesadas sin anomalía negativa de Eu.

La litofacies 2, facies de brecha monomítica (63-66% SiO₂), están relativamente menos enriquecidas en Tierras Raras livianas que la litofacies 1, aunque la concentración de SiO₂ es similar. Estas muestras presentan una mínima anomalía negativa de Eu y un empobrecimiento en Tierras Raras pesadas, de modo similar a la litofacies 1.

El segundo grupo (litofacies 7, 8, 9 y 10- Figura 3.4.3.3 B), en cambio, muestran el patrón de anomalía negativa de Eu tipo gaviota. En el caso de la litofacies 7, tobas símil lava (78-81% SiO₂), las Tierras Raras pesadas muestran una tendencia negativa desde La hasta Sm, considerablemente diferente a las litofacies del primer evento, pero muy similar a la litofacies 8. Además, las muestras presentan notables anomalías negativas de Eu y enriquecimiento en tierras raras pesadas.

Si consideramos la litofacies 8, toba masiva lapillítica, entonces podemos notar que la misma presenta dos patrones bien diferenciados. En la muestra AVM 18 (64% SiO₂) se evidencian concentraciones de tierras raras livianas y anomalías de Eu parecidas a la litofacies 2. El patrón de la litofacies 8 es casi igual al de la litofacies 7, habiendo una menor anomalía negativa de Eu en la muestra AVM-18 y una mayor anomalía de Eu en la muestra F37. En el caso de la muestra PO-84-177 (73% SiO₂), el patrón es similar a la muestra PO-37 de la litofacies 1, pero en esta última solo hay 68% de SiO₂. Ambas muestras no presentan anomalías de Eu.

Por último, las litofacies 9 y 10, representadas por las muestras AVM 15, AMV 27 y F14, (64, 75 y 77% SiO₂ respectivamente), muestran patrones similares en este diagrama y tendencias negativas desde La hasta Lu, al igual que la litofacies 7. Sin embargo, las muestras nombradas son más ricas en tierras raras livianas y la anomalía de Eu es notablemente menor que en la litofacies 7. Los elementos de tierras raras pesadas son similares en ambas litofacies.

Los resultados planteados en este diagrama indican la existencia de dos grupos de riolitas, posibles representantes de dos eventos separados de volcanismo. El primer grupo incluye las litofacies 1 y 2, las cuales muestran ausencia o menores anomalías de Eu, indicativas del no fraccionamiento de feldespato potásico. Estas rocas contienen abundante sanidina y feldespato potásico. El otro grupo, que incluye la litofacies 7, 8, 9 y 10, muestran importantes anomalías negativas de Eu, las cuales indican un importante fraccionamiento de feldespato potásico a partir de un magma más máfico (dacítico).

3.4.3.4 Diagramas discriminantes de ambiente tectónico.

Para establecer un posible origen tectónico y definir el ambiente de emplazamiento de estas rocas volcánicas, se han graficado las muestras analizadas en diferentes diagramas de discriminante tectónico. Varios autores, como Christiansen (2005) y Christiansen y McCurry (2008) indican que los diagramas de tierras raras normalizadas a condritos pueden ayudar a diferenciar diversos tipos de riolitas.

En la Figura 3.4.3.3 A se muestra una comparación entre las muestras del primer grupo con aquellas riolitas derivadas de los denominados “magmas fríos-húmedos-oxidados” marcado en lila, los cuales típicamente se encuentran en zonas de subducción (Bachmann y Bergantz 2008). En la presente tesis definiremos este grupo como **Evento Volcánico 1**. Las muestras del segundo grupo identificado se grafican en la Figura 3.4.3.3 B sobre el campo naranja de las de “riolitas calientes-secas-reducidas” de Bachmann y Bergantz (2008) y al cual denominaremos como **Evento Volcánico 2**.

En el diagrama Rb/Zr vs. Nb (Figura 3.4.3.3 C) de Brown et al., (1984), las muestras del primer grupo se ubican en márgenes continentales activos, mientras que aquellos del segundo grupo se localizan en el campo de interior continental. De todos modos, algunas muestras de este último grupo se ubican junto con las del grupo 1, lo cual podría deberse a la movilidad del Rb en los fluidos hidrotermales.

El diagrama Ta vs. Sr (Figura 3.4.3.3 D) de Macdonald et al., (1992) también muestra que la mayoría de las muestras del primer grupo caen en márgenes continentales, mientras que las muestras del segundo grupo se ubican en ambientes de interior continental.

El diagrama de Nb vs SiO₂ (Figura 3.4.3.3 E) realizado por Westby (2014), utilizando los datos de Christiansen y McCurry (2008), separan las rocas silíceas calco-alcalinas, oxidadas, húmedas, relativamente frías, ricas en Sr y Al y pobres en Fe, de aquellas rocas alcalinas a calco-alcalinas, ferrosas, reducidas, secas, pobres en Sr y Al y ricas en Fe y Nb. De acuerdo a Christiansen y McCurry (2008), el primer grupo se interpreta como derivado de magmas parentales máficos generados por deshidratación de litosfera oceánica y fusión de una cuña de manto sobre la zona de subducción. Este segundo grupo es derivado de una roca basáltica parental (con baja fugacidad de agua y baja fugacidad de oxígeno) que se ha formado por fusión parcial en o sobre una pluma de manto. Este diagrama, como el citado antes, evidencia que las muestras de este grupo se grafican principalmente en el campo de riolitas de arco volcánico, mientras que aquellas de segundo grupo se grafican en el campo de intraplaca.

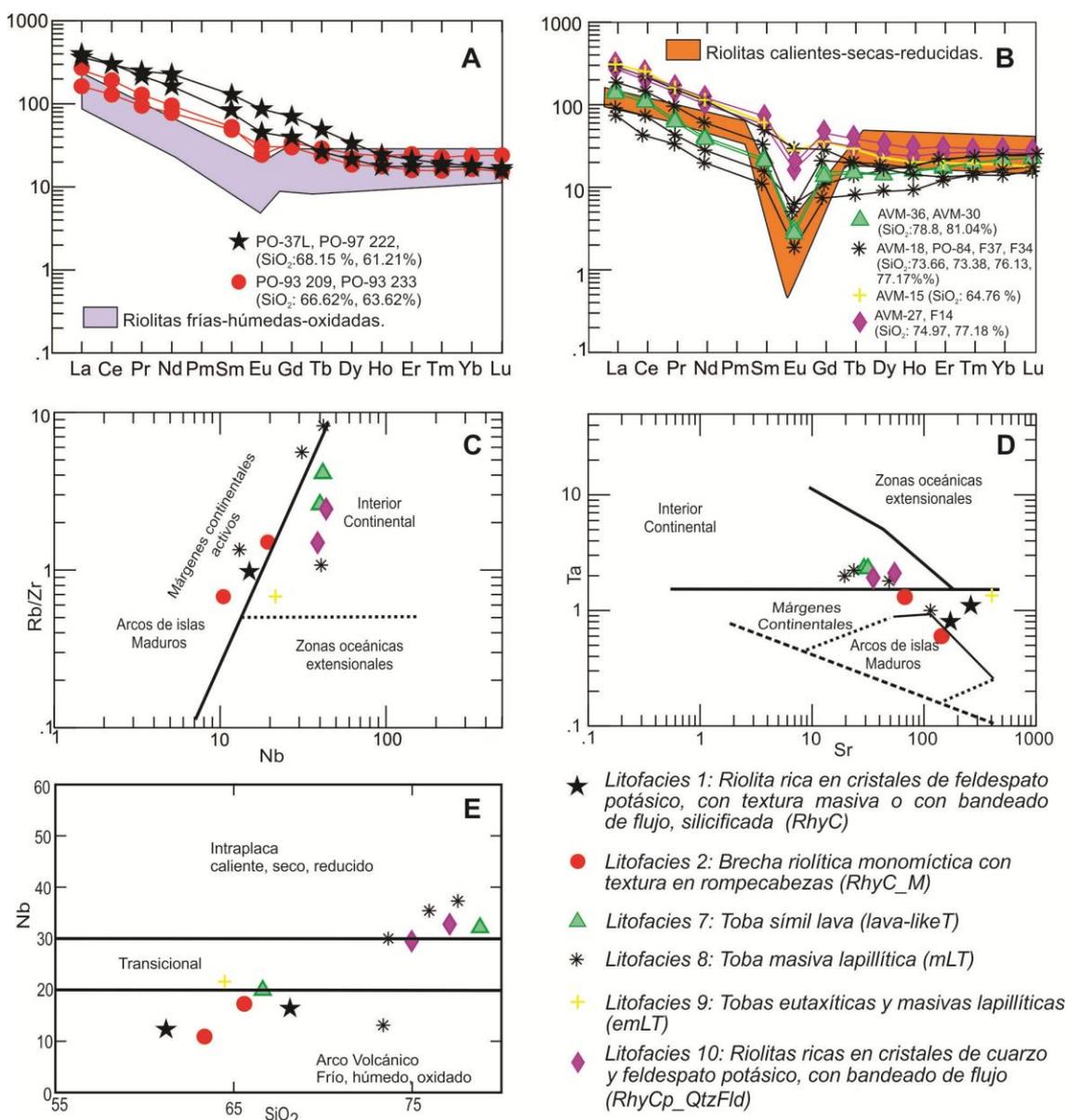


Figura 3.4.3.3: A) Comparación entre las muestras del Evento Volcánico 1 con las riolitas derivadas de magmas fríos-húmedos-oxidantes, los cuales se ubican típicamente en zonas de subducción (Bachmann y Bergantz, 2008). B) Muestras del segundo grupo (Evento Volcánico 2) con fuerte anomalía negativa de Eu grafican sobre el patrón de riolitas calientes-secas-reducidas (Bachmann y Bergantz, 2008). Los trece análisis químicos utilizados en los diagramas A y B incluyen las traquitas y dacitas, las cuales fueron tratadas como riolitas para simplificar. C) Diagrama Rb/Zr vs. Nb de Brown et al., (1984) donde las muestras del primer evento volcánico grafican principalmente en márgenes continentales activos. Las muestras del segundo evento se ubican principalmente en el interior continental. D) Diagrama Ta vs. Sr de Macdonald et al., (1992) que muestra que la mayoría de las muestras del primer evento volcánico se grafican en el campo de margen continental y las muestras del segundo evento caen en el ambiente de interior continental, habiendo muestras que tienen un comportamiento transicional. E) Diagrama de Nb vs. SiO₂ de Westby (2014) que separa las rocas calcoalcalinas, oxidadas, húmedas y frías relacionadas a arcos volcánicos, de las rocas silíceas alcalinas a calcoalcalinas, reducidas, secas y calientes de intraplaca. La mayoría de las muestras del primer grupo grafican en el campo de rocas silíceas de arcos magmáticos. El segundo grupo en cambio, caen en los campos transicionales a intraplaca.

3.4.4 Isótopos radiogénicos de Lu-Hf

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

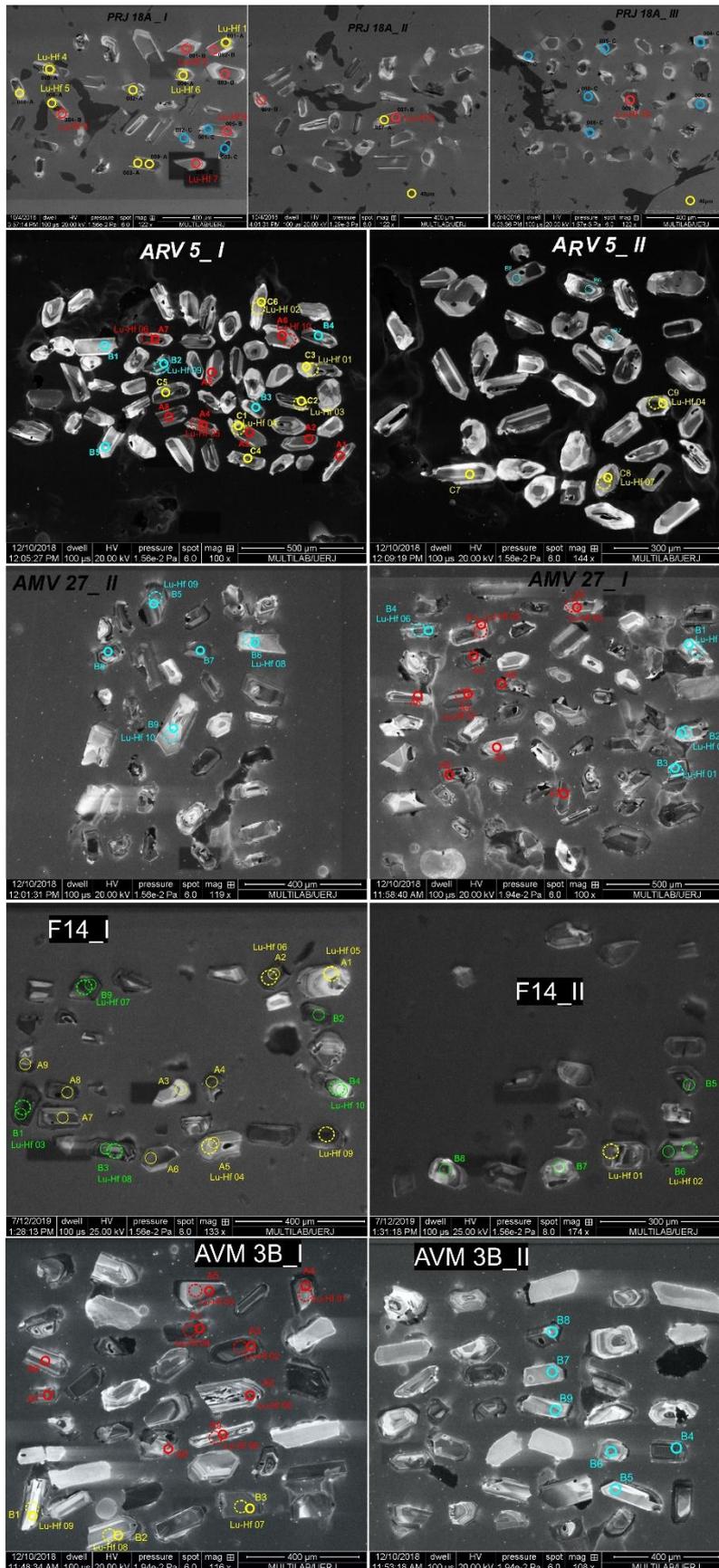


Figura 3.4.4 b: Imágenes de SEM con círculos en los lugares donde se hicieron los puntos de láser de cada circón. Las variaciones de colores son solo parte de la metodología empleada (diferentes planillas de puntos).

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

3.4.5 Características estructurales

En el área de Arroyo Verde, los rasgos estructurales dominantes presentan orientación oeste/noroeste- este/sudeste. La falla localizada en los sondajes al sur del Arroyo Verde es una falla de rumbo con una componente normal. Se ha interpretado esta falla en imágenes

satelitales y se ha descrito en cinco sondajes de diamantina (Portal Resources Limited, 2008). Esta falla tiene una traza noroeste-sudeste y un buzamiento aproximado de 80° al noreste. Asociado a esta falla, se encuentra el contacto entre las rocas jurásicas de la Fm. Marifil (*coulée* y tobas masivas lapillíticas) con el basamento de la Formación El Jagüelito.

Las estructuras reconocidas en este sector definen un sistema de hemigrabens, en donde la margen sur del arroyo Verde representa el sector elevado, habiendo afloramientos de las porciones más antiguas del sistema volcánico jurásico. Hacia la margen norte del Arroyo Verde, la depresión sobre el bloque colgante del descrito hemigraben, está rellena por 400 m de rocas volcánicas y volcanoclásticas de rumbo $N30^\circ$ y buzamiento 10° - 30° hacia el NO.

Con el propósito de complementar las observaciones de campo, se han reinterpretado las medidas estructurales presentadas por Ciccirelli (1990) en ignimbritas riolíticas equivalentes a las litofacies 7, 8 y 9. Los datos se grafican en las redes estereográficas de la Figura 3.4.5.

En la Mina el Carmen, localizada al sudeste de Arroyo Verde (Figura 3.4.5), Ciccirelli (1990) reconce una serie de fallas de orientación NO-SE con altos ángulos de buzamiento. Estas fallas muestran estrías que van desde subhorizontales hasta 17° - 25° con sigma 1: $4^\circ/N120^\circ$. En la mina Guanacote, localizada 36 km al oeste-sudoeste del Arroyo Verde, el fallamiento es predominantemente NE-SO con buzamiento de 50° a 80° tanto hacia el SE como al NO. Generalmente, las estrías son subhorizontales o de bajo ángulo (10° - 20°). Estas fallas están relacionadas a un sigma 1: $10^\circ/N267^\circ$. Hacia el sur, en la propiedad de Benítez, las fallas tienen un rumbo NO-SE y buzamiento 50° - 86° hacia el NE y SO. Las estrías son horizontales o tienen buzamientos que varían entre 18° y 20° al NE y SO. El sigma 1 en esta área es $16^\circ/N346^\circ$ (Figura 3.4.5).

También con el objetivo de evidenciar los altos de basamento en toda el área de estudio, se ubicó sobre la imagen satelital, el mapa de isóneas de anomalías residuales de Bouger, representadas en mGal de Gregori et al., (2013) y en la figura 4.4.5. En este mapa se identifica el alto de basamento ubicado inmediatamente al este del área de tesis que, al sur del Proyecto Arroyo Verde, se curva levemente hacia el sudoeste. Gregori et al., (2013) evidencian un gradiente suave en todo el sector que se halla cubierto por las rocas jurásicas y los basaltos oligocenos. El mapa de anomalías de Bouger permite identificar las estructuras de basamento que podrían haber sido reactivadas en el jurásico para las efusiones volcánicas y que luego fueron aprovechadas para la migración de los fluidos hidrotermales que dan origen a las vetas de Au-Ag y de fluorita posteriores (capítulos 5 y 6 de la presente tesis).

Luego de una cuidadosa reinterpretación de los datos de Ciccarelli (1990) y una interpretación de los datos propios, se pudo observar que la mayoría de las fallas mapeadas tienen direcciones NO-SE y NE-SW. Las fallas normales con rumbos E-O, como aquella observada en Arroyo Verde (Figura 3.4.1) y las descritas en los reportes de perforación Portal Resources Limited (2008), están poco representadas regionalmente y aquellas con dirección N-S están casi ausentes. En las áreas alrededor de Arroyo Verde, las fallas son principalmente de rumbo con un Sigma 1 en dirección N300°, 346° y 360°.

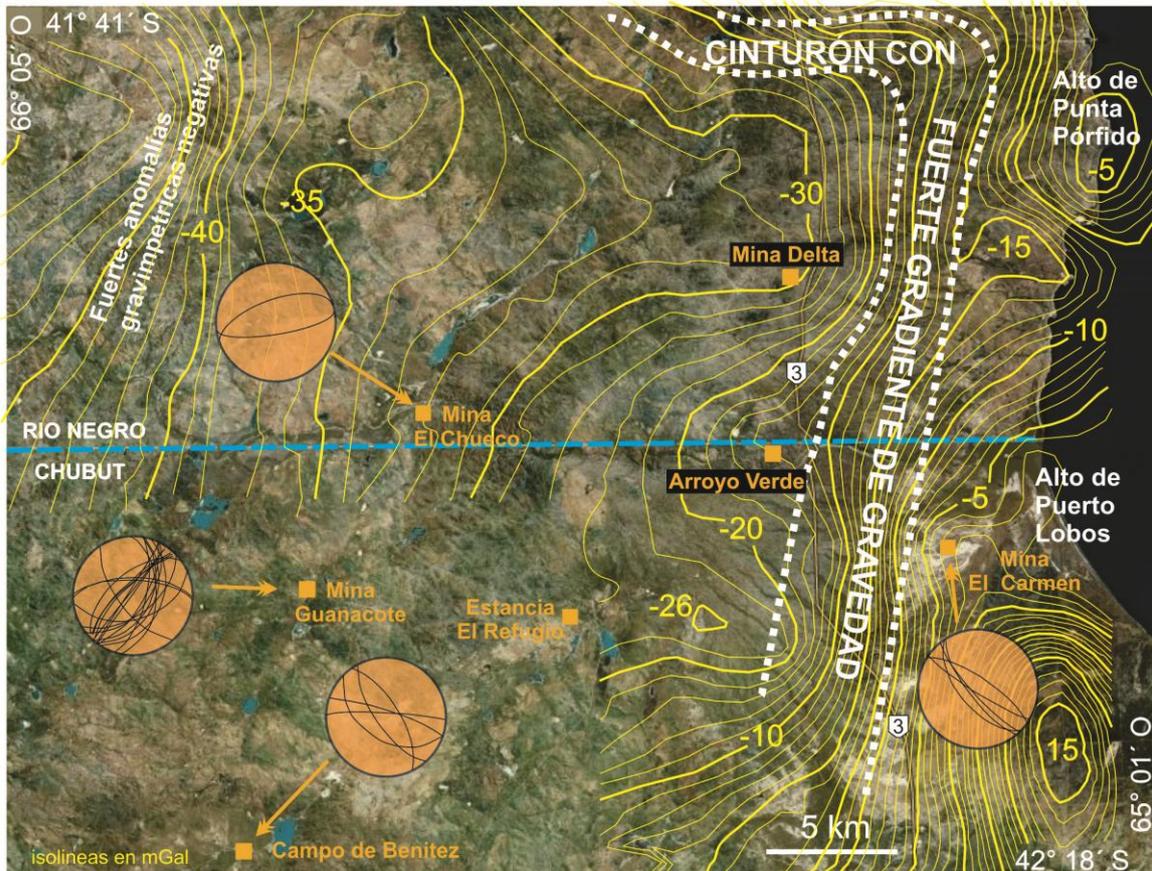


Figura 3.4.5: Anomalías residuales de Bouguer mapeadas sobre imagen de Google Earth, entre Sierra Grande y la localidad de Puerto Lobos, incluyendo el área de Arroyo Verde y Mina Delta XXI. Las isocintas se hallan representadas en mGal. Modificado de Gregori et al., 2013. Las redes estereográficas (círculos naranjas), indican las medidas estructurales de Ciccarelli (1990). En cuadrados naranjas se muestra la ubicación de las minas y estancias que se citan en el texto.

3.5 DISCUSIÓN

3.5.1 Características y evolución geológica del área de Arroyo Verde.

El volcanismo del área de Arroyo Verde se inicia con un “Evento Volcánico 1”, compuesto por las facies coherentes del *coulée*, sus facies autobrechadas y los flujos dacíticos

(litofacies 1 a 4). Todas estas facies cubren en diferentes sectores las rocas metamórficas de bajo grado de la Formación El Jagüelito de edad Cámbrica (Figura 3.5.1 A).

El primer evento parecería relacionarse a una serie de fallas normales con componente de rumbo, las cuales tienen una orientación O/NO-E/SE. Estas estructuras han desplazado grandes bloques de basamento permitiendo el ascenso de magma y conectando la cámara magmática con la superficie.

De manera coetánea con las lavas dacíticas, se ubican las brechas caóticas a pseudoestratificadas que fueron interpretadas como depósitos de derrubios con abundante agua (deslizamientos de rocas volcánicas y agua). Hacia el oeste del *coulée*, en contacto por falla, se encuentran las brechas caóticas polimícticas y las tobas pseudoestratificadas que son interpretadas como brechas líticas proximales relacionadas a flujos piroclásticos producto del colapso del *coulée* y asociadas a volcanismo pliniano.

Estos elementos son típicos de volcanismo silíceo pliniano, bien conocido en la literatura (Cas y Wright 1987; Branney y Kokelaar 2002; Branney et al., 2008) y que involucra depósitos de caída (pómez lapillíticos), ignimbritas de bajo a medio grado de soldamiento (no soldadas a eutaxíticas) con abundantes pómez lapillíticos o fiammes y extrusiones de rocas riolitas de poco volumen, como domos y *coulées*.

El **Evento Volcánico 2** (Figura 3.5.1 B) comienza luego de un tiempo de calma volcánica y erosión, disponiéndose en disconformidad angular sobre el primero. Este incluye las brechas masivas lapillíticas (litofacies 6) y la toba símil-lava o Ignimbrita reomorfica que presenta morfología tabular (litofacies 7). Sobre esta unidad se ubican las seis subfacies de tobas masivas lapillíticas y toba masiva lapillítica eutaxítica. Estas unidades son interpretadas también como ignimbritas, tienen base erosiva, son ricas en cristales y tienen un grado variable de soldamiento. Asociado con estos flujos piroclásticos, se describieron los flujos coherentes riolíticos de hasta 60 m de espesor los cuales se consideran en campo coetáneos con las ignimbritas (Figura 3.5.1 B).

El **Evento Volcánico 2**, que incluye a las litofacies 5 a 10, representa un estilo de erupción voluminoso, inusual y de características ambientales devastadoras, similar al definido por Branney et al., (2008) como volcanismo de “tipo Snake River” (SR). De acuerdo a estos autores, los magmas de este tipo de volcanismo, son relativamente anhidros, tienen baja viscosidad (en parte debido a las altas temperaturas magmáticas entre 900 y 1050°C) y el alto contenido de elementos halógenos.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Bonnichsen y Citron (1982) consideran que estas erupciones están relacionadas a “grandes centros eruptivos” que se asocian a discretas depresiones topográficas donde eran ubicadas lagos y grandes cantidades de lavas riolíticas. De acuerdo a Branney et al., (2008), estas depresiones se cree que fueron formados por el apilamiento de varios eventos de calderas volcánicas que llegan a tener espesores de más de 2 km. La subsidencia de la riolitas en relación a los altos del basamento se explica dado el peso de los grandes paquetes de rocas riolíticas que se mueven hacia los ejes de las depresiones.

En Arroyo Verde, el **Evento Volcánico 2** muestra tres características de volcanismo de tipo SR, según lo establecido por Branney et al., (2008):

1) Grandes volúmenes de ignimbritas riolíticas pobres en líticos con escasos lapillis pumíceos;

2) Desarrollo de un inusual reomorfismo, soldamiento y amplio desarrollo de facies símil-lava en las ignimbritas y

3) Grandes volúmenes de lavas riolíticas, inusualmente muy extendidas

En cambio, otras características de las riolitas SR no se identifican en Arroyo Verde, pero sí en otros sectores estudiados por diversos autores en el Complejo Marifil:

1) Vitrófiros y tobas de caída con laminación paralelas, ampliamente distribuidas por ejemplo, en la Sierra de Pailemán (Strazzere et al., 2021);

2) depósitos de ceniza fina, ampliamente distribuidos, por ejemplo, en la Sierra de Pailemán (Strazzere et al., 2021);

3) abundantes clastos de obsidiana densa y vitrófiros (sierra de Pailemán, Strazzere et al., 2017 y 2021)

4) asociación bimodal entre las riolitas y escudos de lavas basálticas coalescentes, descriptas en el sector de Dique Ameghino, estancia Las Plumas (Alric et al., 1996) y

5) amplia evidencia de emplazamiento de las volcanitas en ambientes lagunares-aluviales. Esta característica sí fue reconocida en la zona de Mina Delta (capítulo 4 de esta tesis), en cercanías de Aguada Cecilio- Puesto Piris (Strazzere, 2017) y en la zona de Comallo (Barros 2021, tesis doctoral inédita).

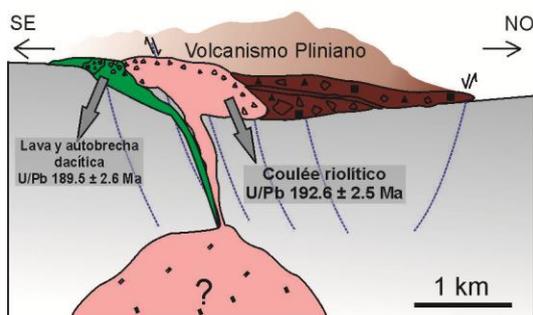
Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Estudios gravimétricos publicados por Gregori et al., (2013) en un área de ~10,000 km² que incluye la zona de estudio, permiten establecer correlaciones importantes entre la distribución de los afloramientos, el espesor de las unidades volcánicas jurásicas y las anomalías residuales fuertemente negativas de Bouguer. Estas anomalías gravimétricas negativas están limitadas al NE y SE por cinturones con fuerte gradiente gravimétrico que coinciden con las zonas de cizalla regionales.

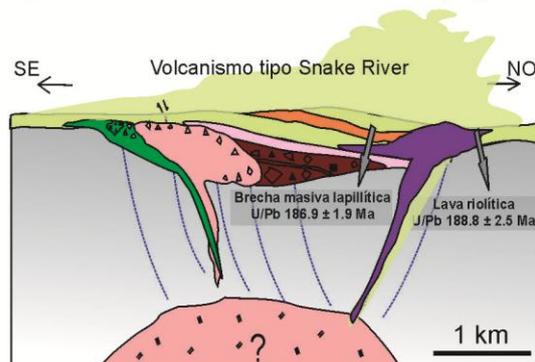
Cinco kilómetros al este del área de Arroyo Verde, una faja de 5 km de ancho y más de 35 km de largo se extiende en la dirección N20° (Figura 3.4.5). Al este de esta faja se reconocen afloramientos de rocas metamórficas cámbricas y rocas sedimentarias ordovícicas-silúricas. Desde este cinturón hacia el NO, las anomalías son progresivamente más negativas, alcanzando los -30 mGal a 15 km de la zona de cizalla. Los cálculos realizados por Gregori et al., (2013) indican valores de hasta 1,8 km de espesor al oeste de la faja para las rocas volcánicas jurásicas. Este valor podría ser alcanzado por medio del apilamiento de varios eventos piroclásticos, promovidos por las fallas pseudo verticales de rumbo NE-SO que se ubican en los lineamientos observados al este y noreste de la zona de Arroyo Verde.

El **Evento Volcánico 2** presenta algunas similitudes con el volcanismo de tipo Snake River (SR) tal como lo propone Branney et al., (2008). Con los datos obtenidos en la presente tesis, esta es la interpreteación que mejor se ajusta para asegurar la hipótesis de trabajo.

A) Evento volcánico 1 ~192.6 ± 2.5 Ma (V0)



B) Evento volcánico 2 ~178-188 Ma (V1)



Referencias:

- Litofacies 10:** Riolitas ricas en cristales de cuarzo y feldespato potásico, con bandeo de flujo (RhyCp_QtzFld)
- Litofacies 9:** Tobas eutaxíticas y masivas lapilíticas (emLT)
- Ltf 8:** Toba masiva lapilítica (mLT)
- Ltf 7:** Toba simil lava (lava-likeT)
- Ltf 6:** Tobas y tobas lapilíticas estratificadas a difusamente estratificadas (st- dsT)
- Ltf 5:** Brecha lítica masiva (mBr)
- Ltf 4:** Brecha y arenisca gruesa volcánicas, caótica a pseudo-estratificada (Dav_BxSst)
- Ltf 3:** Dacita masiva con textura perlítica (DaC) y brechas dacíticas monomícticas (DaC_M)
- Ltf 2:** Brecha riolítica monomíctica con textura en rompecabezas (RhyC_M)
- Ltf 1:** Riolita rica en cristales de feldespato potásico, con textura masiva o con bandeo de flujo, silicificada.
- Basamento (Formación El Jagüelito)
- Fallas interpretadas o reconocidas en sondajes

Figura 3.4.5: Dibujo esquemático del modelo volcánico de los dos eventos volcánicos asociados a los dos tipos de volcanismo diferenciados.

3.5.2 Geocronología

La edad de la litofacies 1 ($192,6 \pm 2,5$ Ma) es similar a la edad U-Pb obtenida por Strazzere et al., (2018) en una lava traquítica ($193,4 \pm 3,1$ Ma) del Complejo Marifil en la zona de Aguada Cecilio, 130 km al norte de Arroyo Verde (Figura 2.1).

También es similar a las edades de los circones de un cuerpo subvolcánico en la Sierra de Pailemán, que datados por el método de U-Pb dieron una edad de $190,6 \pm 3,2$ Ma (Strazzere et al., 2017). Una edad de $194,5 \pm 4,6$ Ma fue registrada con el método de Rb-Sr por Alonso (1987) en rocas graníticas del oeste del Macizo Nordpatagónico. Zaffarana et al., (2018) obtuvieron una edad de $191,6 \pm 5,2$ Ma en la Formación Lonco Trapial en el área de Gastre.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Estas edades, junto con las edades aquí provistas para el **Evento Volcánico 1** son ~10 Ma más antiguas que las edades de la fase V1 descritas por Rapela y Pankhurst (1993), Pankhurst y Rapela (1995) y Alric et al., (1996) en los diferentes afloramientos del Complejo Marifil. La fase V1 de volcanismo propuesta por Pankhurst et al., (2000) está basado principalmente en edades isotópicas Rb-Sr y ^{40}Ar - ^{39}Ar realizadas en Sierra de Pailemán (188 ± 1 Ma), Sierra Grande (174 ± 2 Ma y 182 ± 3 Ma) y en la Estancia Marifil (183 ± 2 Ma, $187,4 \pm 0,6$ Ma y $186,2 \pm 1,5$ Ma) (Figura 3.5.2).

Aunque las diferencias con las nuevas edades U-Pb presentadas en esta tesis en el Complejo Marifil podrían deberse a diferencias en la metodología empleada para la datación, se puede interpretar que las nuevas edades U-Pb (195 a 188 Ma, Figura 3.5.2) representan una fase de volcanismo previa, denominada aquí como V0, que no se encuentra registrada o datada en los estudios nombrados.

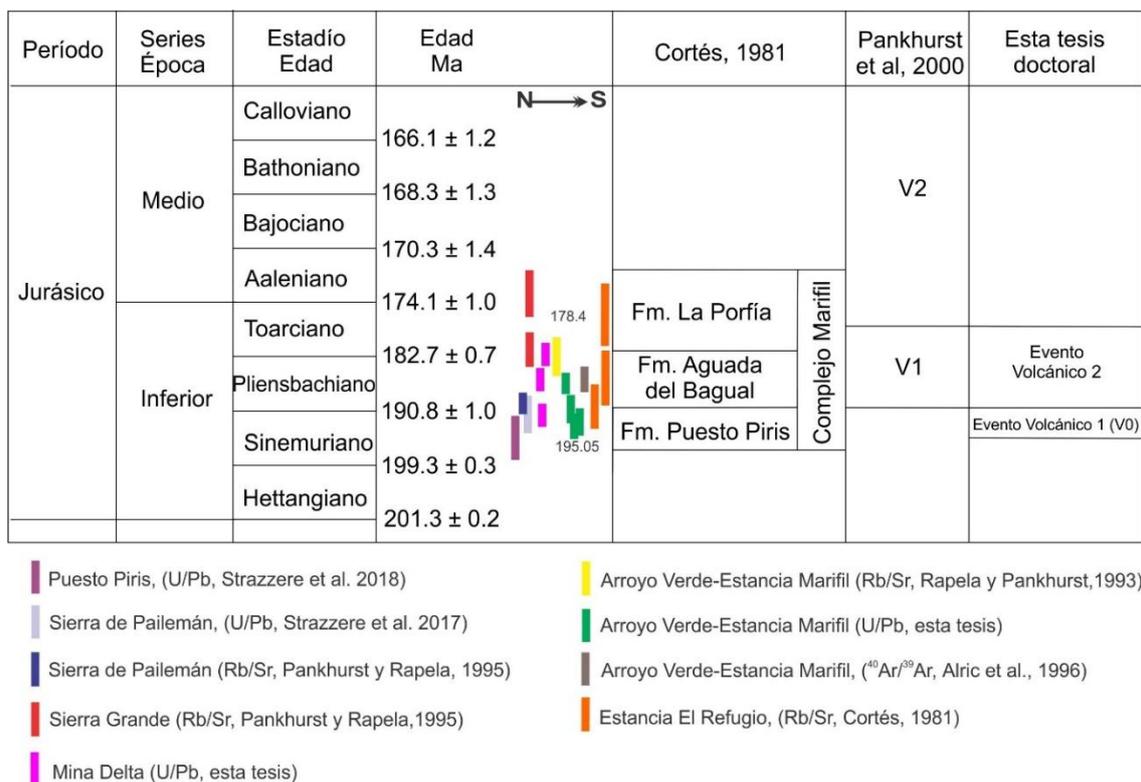


Figura 3.5.2: Edades radimétricas del Complejo Marifil en el noreste del Macizo Nordpatagónico, basado en las dataciones de Rapela y Pankhurst (1993), Pankhurst y Rapela (1995), Alric et al., (1996), Strazzere et al., (2017 and 2018), Cortés (1981) y la presente tesis. A la derecha se evidencia la comparación entre los nombres formacionales de Cortés (1981), los eventos volcánicos V1 de Pankhurst et al., (2000) y la separación propuesta para V0 en esta tesis. Las edades siguen la Tabla Cronoestratigráfica de Cohen et al., (2013).

La fase V1 (178 to 188 Ma) propuesta por Pankhurst et al., (2000) representa los flujos piroclásticos riolíticos registrados en varias localidades del sector Este del Macizo Nordpatagónico. En el área de Arroyo Verde el evento V1 cubre, en discordancia, la aquí propuesta fase V0. La datación de las muestras F14 y AM 27 indica que el segundo estadio volcánico se inicia con lavas (facies efusivas) intercaladas con facies de tobas masivas lapillíticas.

3.5.3 Geoquímica y ambiente tectónico

Como se ha indicado en secciones anteriores, las litofacies en la zona de Arroyo Verde pueden ser divididas en dos grupos, basándose en la geoquímica de elementos traza y de tierras raras. Esta división, coincide con el **Evento Volcánico 1 (V0)** y el **Evento Volcánico 2 (V1)** descritos en la sección de geocronología (3.5.2).

El **Evento Volcánico 1** incluye las litofacies 1 y 4, que muestran anomalías negativas de Eu nulas o mínimas. Los diagramas expandidos normalizados a condritos de este grupo de muestras, evidencian la presencia de abundantes componentes de subducción, los cuales aparecen normalmente en rocas volcánicas de arco. Diagramas similares fueron descritos en la sección inferior del Grupo Choiyoi (Strazzere et al., 2016), en el Centro Volcánico de Taupo en Nueva Zelanda (Sutton et al., 1995) y en el Complejo Volcánico de Halle en Alemania (Romer et al., 2001). Todos estos sistemas volcánicos se asocian a arcos volcánicos relacionados a subducción sobre corteza continental. Este tipo de magma se produce durante la subducción de corteza oceánica y de sedimentos marinos. Estos magmas son hidratados y de relativamente baja temperatura. Para Bachmann y Bergantz (2008), las riolitas frías-húmedas-oxidadas se relacionan con magmas antiguos (magmas con larga vida de cristalización) en zonas de subducción, dominados por fusión debido a un flujo de calor desde el manto.

Ejemplos de este tipo de riolitas son las del Arco del Egeo, los Andes y la zona volcánica de Taupo en Nueva Zelanda. Sin embargo, las riolitas calientes-secas-reducidas a veces pueden aparecer en algunas zonas de subducción (Ej: Riolita Puyehue, Gerlach et al., 1988).

El **Evento Volcánico 2** incluye las litofacies 7, 8, 9 y 10, y muestra una notable anomalía de Eu. Escasas muestras de este grupo se localizan en una zona transicional entre ambos grupos. Las rocas del segundo grupo tienen menor abundancia de estos componentes de subducción.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este tipo de riolitas ocurren mayormente en áreas de ascenso de manto (puntos calientes y rift continentales) tales como Yellowstone, aunque han sido reconocidas riolitas del tipo frías-húmedas-oxidadas en estos ambientes (ej: Bishop Tuff; Hildreth 1979).

Las riolitas provenientes de magmas calientes-anhidros y reducidos son alimentadas por la descompresión de fundido del manto, de acuerdo con Pearce y Parkinson (1993). Entonces, el segundo grupo posiblemente pertenezca a ambientes de intraplaca continentales y se hallen relacionados a magmas anhidros, más calientes y reducidos.

Los resultados de los análisis químicos obtenidos en la presente tesis, son similares a los descritos por Pankhurst y Rapela (1995) y Márquez et al., (2010) para las localidades de Sierra de Pailemán, Sierra Grande y Arroyo Verde respectivamente. En esas tres zonas, Pankhurst y Rapela (1995) reconocieron muestras con nula a mínima anomalía de Eu y otras con patrones de anomalías negativas, posiblemente porque hayan analizado dos eventos volcánicos diferentes sin reconocerlos.

Basados en datos isotópicos y modelamiento, Pankhurst and Rapela (1995) han sugerido que las rocas riolíticas del Complejo Marifil fueron derivadas del fraccionamiento de magmas primarios de composición andesítica, generados por fusión parcial de la corteza inferior de edad 1150-1600 Ma. Para estos autores, la combinación del desarrollo de rifts con la migración de Patagonia, la extensión y afinamiento de la corteza, junto con el emplazamiento de los magmas máficos de Ferrar, iniciaron el desarrollo del volcanismo del Complejo Marifil.

En los resultados expuestos en esta tesis se evidencia que hubo dos etapas en el desarrollo del volcanismo del Complejo Marifil. El primer evento implica un magma con alto contenido de agua, relativamente frío y oxidado, presuntamente derivado de fusión parcial de la corteza inferior y afectado por los fluidos producidos durante la deshidratación de una placa subductada de larga duración en un ambiente de retroarco.

Estos ambientes con rocas de signatura de subducción, pueden encontrarse a cientos de kilómetros de distancia del lugar donde subduce la placa, tal como lo propuesto en otras áreas por Fitton et al., (1988) y Davis et al., (1993).

Los resultados del oeste del Macizo Nordpatagónico obtenidos por Alonso (1987), indican que un arco magmático estaba activo simultáneamente con la fase volcánica propuesta como V0. Esto también fue reconocido por Barros, 2021 (tesis doctoral inédita) en la zona de Comallo. El segundo estadio, que es aproximadamente 10 Ma más joven, en cambio, parece derivado de un magma basáltico relativamente anhidro, alcalino, de baja fO_2 y de alta

temperatura formados por fusión parcial en o sobre plumas de manto, tal como lo sugieren los diversos autores citados.

3.5.4 Fuentes de los magmas por Lu-Hf.

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

3.5.5 Deformación jurásica

Ciccarelli (1990) estableció en su tesis doctoral que el movimiento en fallas de rumbo con dirección NE-SO y NO-SE, estuvieron activas antes o durante el desarrollo del Complejo Marifil. Hacia el norte, en la zona de Puesto Piris, Strazzere et al., (2018) establecieron que la cuenca de la Formación Puesto Piris se extendió en dirección NE-SO posiblemente relacionada al sistema estructural de fallas en esa dirección. Estos sistemas de fallas se encuentran relacionados a direcciones cercanas a la horizontal con Sigma 1 en dirección N 300°, 346° y 360°, según los datos reinterpretados de Cicciarelli (1990) y mediciones propias.

Los resultados indican un esfuerzo casi horizontal N-NO, compresivo en el este del Macizo Nordpatagónico, durante el Sinemuriano al Toarciano. Estos resultados no se conciben con la existencia de un rift pseudo paralelo al margen continental (N-S) del modelo propuesto por Cicciarelli (1990). En la Figura 3.4.5 se muestra el sistema de fallas presentes en el área de estudio y las anomalías residuales de Bouguer.

El sistema compresivo con el esfuerzo N-NO propuesto, es similar al establecido por Gregori et al., (2008, 2013), en el área de Sierra Grande y se halla relacionado a la orogenia Gondwánica del norte de la Patagonia (Gregori et al., 2008). Esto indica que el sistema deformacional de Gondwana se extendió como mínimo hasta el Triásico Superior (Gregori et al., 2016) e influyó el emplazamiento de las rocas volcánicas jurásicas del Complejo Marifil.

3.5.6 El Complejo Marifil en el área de Arroyo Verde

En la estancia El Refugio, localizada a 20 km al SO de la zona estudiada sobre el Arroyo Verde (Figura 3.4.5), Cortés (1981) dividió el Complejo Marifil en tres unidades (Figura 3.5.2). La Formación Puesto Piris es la más antigua según este autor (189 ± 5 Ma, edad Rb-Sr) e incluye conglomerados, tobas y paquetes de ignimbritas de 170 m. Esta Formación se halla intruída por pórfidos riolíticos (186 ± 5 Ma Rb-Sr) de la Fm. Aguada del Bagual. La litofacies 1 descrita en la sección 3.4.1.1, podría equivaler a la Fm. Aguada del Bagual en la Hoja geológica 42h- Puerto Lobos (Cortés, 1987). La unidad más joven del Complejo Marifil, es la Fm. La Porfía y se compone de areniscas, tobas, tobas lapillíticas e ignimbritas riolíticas rojas, todo con un espesor total de 250 m. La edad de la Fm. La Porfía se determinó por el método de K-Ar en 177 ± 5 Ma (Cortés, 1981).

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

De acuerdo a los resultados obtenidos en este capítulo, no se ha podido dividir el volcanismo Jurásico del Complejo Marifil en el Proyecto Arroyo Verde en las tres unidades descritas por Cortés, (1981). La fase de volcanismo definida en esta tesis como V0, con una edad de 192.6 ± 2.5 y 189.5 ± 2.6 Ma, es cubierta en discordancia por la fase V1 (178 a 188 Ma- Pankhurst et al., 2000 y las demás edades aquí definidas).

En base a la evidencia citada, la existencia del Complejo Marifil en el área de Arroyo Verde, como fuera originalmente planteada por Cortés, 1981, debe ser descartada. En cambio, se propone la división de dos sistemas volcánicos diferentes, de diferente geoquímica, edad y origen. Esto se sustenta también con las edades obtenidas en el área de estudio, que permiten acotar el intervalo de cada evento volcánico.

3.6 REFERENCIAS

- Allmendinger, R., W., Cardozo, N.C. and Fisher, D., 2012. Structural geology algorithms: vectors and tensors. Cambridge, England, Cambridge University Press: 289.
- Allmendinger, R. 2017. FaultKin7 [<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/pro>].
- Alonso, G.B., 1987. Resultados Geoquímicos y geocronológicos preliminares de los cuerpos graníticos de Pilcaniyeu, provincia de Río Negro. Simposium on Circumpacific Phanerozoic Granites, In: Congreso Geológico Argentino. Actas 4: 27-29, Tucumán, Argentina.
- Alric, V.I., Haller, M.J., Feraud, G., Bertrand, H., Zubia, M., 1996. Cronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del Volcanismo Jurásico de la Patagonia Extrandina. In: Actas XIII Congreso Geológico Argentino 5: 243-250.
- ALS Global Schedule of fees, 2019. <https://www.alsglobal.com/en/myals/downloads?keywords=Geochemistry%20Fee%20Schedule&category=b5b5208b58bc4609bd2fa20f32d820f8>
- Bachmann, O. Bergantz, G.W., 2008. Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *Journal of Petrology* 49: 2277–2285.
- Barros, M., 2021. Configuración Patagónica de la región de Comallo, Comarca Nordpatagónica, Argentina. Tesis Doctoral inédita, UNS: 234.
- Blake S., 1990. Viscoplastic models of lava domes. In: Fink J.H. (eds) *Lava flows and domes. IAVCEI Proceedings in Volcanology*, 2. Springer, Berlin: 89-126.
- Blichert-Toft, J. 2008. The Hf isotopic composition of zircon reference material 91500. *Chemical Geology*, 253(3-4): 252-257.
- Bonnichsen B, Citron G.P., 1982. The Cougar Point Tuff, southwestern Idaho. In: Bonnichsen B, Breckenridge RM (eds) *Cenozoic Geology of Idaho*. Idaho Bureau Mines Geology, Bulletin 26: 255–281.
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. In: Geological Society, London, *Memoir* 27: 143 pp.

- Branney, M.J., Bonnicksen, B., Andrews, G.D.M., Ellis, B., Barry, T.L., McCurry, M., 2008. "Snake River (SR)-type" volcanism at the Yellowstone hotspot track: Distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions: *Bulletin of Volcanology* 70: 293–314.
- Brown, C.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society* 141: 413-426.
- Cas, R.A.F., Wright, J.W., 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Chapman and Hall, Londres: 528.
- Chauvel, C., Lewin, E., Carpentier, M., Arndt, N. T.y Marini, J. C. (2008). Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf–Nd mantle array. *Nature Geoscience*, 1(1): 64.
- Christiansen, E. H., 2005. Contrasting processes in silicic magma chambers: Evidence from very large volume ignimbrites. *Geological Magazine* 142: 669–681.
- Christiansen, E. H., McCurry, M., 2008. Contrasting origins of Cenozoic silicic volcanic rocks from the western Cordillera of the United States: *Bulletin of Volcanology* 70: 251–267.
- Chu, N. C., Taylor, R. N., Chavagnac, V., Nesbitt, R. W., Boella, R. M., Milton, J. A., German, C.R., Bayon, G. and Burton, K. (2002). Hf isotope ratio analysis using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry: an evaluation of isobaric interference corrections. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 17(12): 1567-1574.
- Cicciarelli, M.I. 1990. Análisis estructural del sector oriental del macizo Nordpatagónico y su significado metalogénico (Provincias de Río Negro y Chubut). Tesis doctoral: Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Plata, Universidad Nacional de La Plata: 179.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X. (2013, updated). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.
- Cortés, J.M., 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 36, 3: 217-235.
- Costa, R.V., Trouw, R.A.J., Mendes, J.C., Geraldés, M., Tavora, A., Nepomuceno, F., Araújo Jr., E.B., 2017. Proterozoic evolution of part of the Embu Complex, eastern São Paulo state, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 79: 170-188.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- DePaolo, D. J., 1981a. Nd isotopic studies: some new perspectives on Earth structure and evolution. *EOS62*: 137-140.
- DePaolo, D. J. 1981b. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291: 193- 196.
- Geraldes, M.C., Almeida, B.S., Tavares Jr., A., Dussin, I., Chemale, F., 2015. U-Pb and Lu-Hf calibration of the new LA-ICP-MS Multilab at Rio de Janeiro State University. In: *Geoanalysis 2015*. Leoben. *Geoanalysis*.
- Gerlach, D.C., Frey, F.A., Moreno-Roa, H., Lopez-Escobar, L., 1988. Recent volcanism in the Puyehue–Cordon Caulle region, Southern Andes, Chile (40°S): petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology* 29: 333-382.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L., Raniolo, A., 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research*. 14: 429-450.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Alvarez, G., Raniolo, A., Strazzere, L., Martinez, J.C., Barros, M., 2013. Preandean geological configuration of the eastern North Patagonian Massif, Argentina. *Geoscience Frontiers* 4: 693-708
- Gregori, D.A., Saini-Eidukat, B., Benedini, L., Strazzere, L., Barros, M., Kostadinoff, J., 2016. The Gondwana Orogeny in northern North Patagonian Massif: Evidence from the Caita Có granite, La Seña and Pangaré mylonites, Argentina. *Geoscience Frontiers* 7: 621-638
- Irvine, T.N., Baragar, W.R., 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Hildreth, W., 1979. The Bishop Tuff- Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. In: Chapin, C.E., and Elston, W.E., eds. *Ash-flow tuffs: Geological Society of America, Special Paper 180*: 43-75.
- Kay, S. M., y Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 39-57.
- Kostadinoff, J y Gelós E.M, 1994. Análisis de las mediciones gravimagnéticas realizadas entre El Fuerte y Arroyo Verde, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina número 49 (1-2)*: 19-25.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745–750.
- Ludwig, K. R., 2012. User's manual for Isoplot version 3.75–4.15: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 5.
- Macdonald, R., Smith, R. L., Thomas, J.E., 1992. Chemistry of the subalkalic silicic obsidians. U.S. Geological Survey, Professional paper 1523: 214.
- Mahood, G., y Hildreth, W., 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(1), 11-30.
- Malvicini, L., Llambías, E. 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, Actas 2: 185-202.
- Márquez, M., Massafarro, G., Fernández, M.I., 2010. El volcanismo del Complejo Marifil en Arroyo Verde, vertiente suroriental del Macizo de Somún Cura, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66: 314-324.
- Massafarro, G.I. y Haller, M. J. 2000. Textura de las vetas epitermales del Macizo Nordpatagónico. V Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 312-319, La Plata.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for ore deposit and exploration studies: 198. University of Tasmania, Australia.
- Menegatti, N., Massafarro, G., Fernandez, M. I., Giacosa, R., 2014. Geología y geoquímica de los cuerpos básicos alcalinos al sur de los lagos Musters y Cohel Huapí, cuenca del golfo San Jorge, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71 (4): 484-499.
- Morel, M.L.A.; Nebel, O; Nebel-Jacobsen, Y.J.; Miller, J.S. and Vroon, P.Z., 2008. Hafnium isotope characterization of the GJ-1 zircon reference material by solution and laser-ablation MC-ICPMS. *Chemical Geology*, 255: 231-235.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.R., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth Planetary Science Letter* 134, 1: 23–36.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C., Riley, T.R., 1998. The Chon Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in Antarctica: a silicic LIP. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81: 113-136.
- Pankhurst, R.J., Riley, T.R., Fanning, C.M., Kelley, S.P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41, 5: 605–625.
- Patchett, P.J., Kuovo, O., Hedge, C.E. and Tatsumoto, M., 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: evidence from Hf isotopes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 279-297.
- Pearce, J. A., 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. *Proceeding of the international ophiolite symposium*. Nicosia, Cyprus: 261-272.
- Pearce, J.A., Parkinson, I.J., 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (eds.) *Magmatic Processes and plate tectonics*, Geological Society special publication No. 76: 373-403.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution Mineralogy Petrology* 58: 63-81.
- Portal Resources Limited, 2008. Technical Report, a review of the Arroyo Verde Project, Argentina. Chubut and Río Negro Provinces, Argentina, Latitude 42°5.6'S, Longitude 65°21.9'W. Informe Inédito: 63.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., 1993. El volcanismo riolítico del noreste de la Patagonia: un evento meso-jurásico de corta duración y origen profundo. Mendoza. In: XII Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 179-188.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, M., Hervé, F. 2005. Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic subcordilleran belt of northwestern Patagonia. In: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T. and Pankhurst, R.J. (eds) *Terrane Processes and the Margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications 246: 217–239.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- Romer, R.L., Förster, H.J., Breitzkreuz, C., 2001. Intracontinental extensional magmatism with a subduction fingerprint: the late Carboniferous Halle Volcanic Complex (Germany). *Contribution Mineralogy and Petrology* 141: 201-221.
- Rubatto, D., 2002. Circón trace element geochemistry; partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123-138.
- Segal, I., Halicz, L. y Platzner, I. T., 2003. Accurate isotope ratio measurements of ytterbium by multiple collection inductively coupled plasma mass spectrometry applying erbium and hafnium in an improved double external normalization procedure. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 18(10): 1217-1223.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, G.A., Nasdala, L. Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N. and Whitehouse M.J., 2008. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2): 1-35.
- Strazzere, L., Gregori, D.A., Benedini, L. 2016. Early Permian arc-related volcanism and sedimentation at the western margin of Gondwana: insight from the Choiyoi Group lower section. *Geoscience Frontiers* 7: 715-731.
- Strazzere, L., Gregori, D. Benedini, L., Marcos P., Barros, 2017. Edad y petrografía del complejo volcánico Marifil en la Sierra de Pailemán, Comarca Nordpatagónica, Río Negro, Argentina. *Actas XX Congreso Geológico Argentino, Sesión Técnica 8, Volcanología*. San Miguel de Tucumán.
- Strazzere, L., Gregori, D., Benedini, L., Marcos P., Barros., M., Geraldés, M., Pavón Pivetta, C. 2018. The Puesto Piris Formation: Evidence of basin-development in the North Patagonian Massif during crustal extension associated with Gondwana breakup, *Geoscience Frontiers*, 10(1): 299-314.
- Strazzere, L., Pavón Pivetta, C., Gregori, D. A., Benedini, L., Geraldés, M. C. y Barros, M. V., 2021. The Marifil Volcanic Complex at Sierra de Pailemán: implications for the Early Jurassic magmatic evolution of the Eastern North Patagonian Region. *International Geology Review*, 1-23.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Migmatism in the ocean basins*, Geological Society Special Publication 42: 313-345.

Capítulo 3 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- Sutton, A.N., Blake, S. and Wilson, C.J.N., 1995. An outline geochemistry of rhyolite eruptives from Taupo volcanic centre, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 68: 153-175.
- Thirlwall, M. F., and Anczkiewicz, R., 2004. Multi dynamic isotope ratio analysis using MC-ICP-MS and the causes of secular drift in Hf, Nd and Pb isotope ratios. *International Journal of Mass Spectrometry*, 235(1): 59-81.
- Walker, G.P.L., 1985. Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 25: 157-171.
- Westby, E.G., 2014. The geology and petrology of enigmatic rhyolites at Graveyard and Gordon Buttes, Mount Hood Quadrangle, Oregon Dissertations and theses. Paper 2063: 138.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wolff, J.A. and Wright, J.V., 1981. Rheomorphism of welded tuffs. *J. Volcanol. Geothermal Research*, 10: 13-34.
- Zaffarana, C.B., Gallastegui, G., Lagorio, S., Poma, S., Busteros, A., Serra Varela, S., Orts, D. Silva Nieto, D., Giacosa, R., Ruiz González, V., Puigdomenech, C., Boltshauser, B. Somoza, R., 2018. Geochemical signature and reservoir conditions of Early Jurassic calcalkaline volcanic rocks from Lonco Trapial Formation, Central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 88: 415–445.

Anexo

Capítulo 3

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4

ESTRATIGRAFÍA, EDADES U-Pb, CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE LAS VOLCANITAS DEL COMPLEJO MARIFIL EN EL ÁREA DE MINA DELTA XXI

4.1 INTRODUCCIÓN

En este capítulo se presenta la descripción de las litofacies descritas en el Complejo Marifil en la zona de Mina Delta XXI (Figura 4.1). El análisis de las mismas se basa en las descripciones de campo, mediciones estructurales, análisis geoquímicos, dataciones U-Pb y análisis de isótopos de Lu-Hf. Los datos se interpretan en un contexto regional, que relaciona los cambios geoquímicos-isotópicos y las fuentes de los magmas y metales. También se plantea la relación de la zona de Mina Delta XXI con la de Arroyo Verde, según lo estudiado en el capítulo 3 de la presente tesis.

Con este capítulo, se pretende realizar una contribución al estudio a escala regional de las rocas hospedantes de los depósitos de fluorita, la relación de las vetas con la actividad volcánica que les da origen y los ambientes donde se desarrollan. Las relaciones genéticas de la mineralización de fluorita con el tipo y edad del volcanismo, son comparados aquí y en el capítulo 6, con diversos depósitos de fluorita emplazados en las rocas del Complejo Marifil, Grupo Choiyoi y Complejo Los Menucos.

4.2 GEOLOGÍA DEL ÁREA DE MINA DELTA XXI

4.2.1 Litología

Las litologías del sector de Mina Delta XXI fueron descritas en los trabajos realizados en la Hoja Geológica 4166-IV- Sierra Grande (Busteros et al., 1998), las tesis doctorales de Alliota (1983), Ciccirelli (1990) y Luna (2012). También hay menciones sobre estratigrafía y mineralización en este sector en el trabajo de Dill et al., (2016) y en el informe técnico realizados por la empresa Kaiser Minera de Argentina Ltda., (1973). Este último informe indica la realización de una carta en escala 1: 75.000 en la zona de Mina Delta XXI, donde se han identificado diferentes litologías dentro de la serie riolítica volcano-sedimentaria y en sus intrusivos. También en ese informe se presentan dibujos a escala 1: 4.000 de la veta Delta. Para

la presente tesis, se cuenta con una copia del informe y del mapa geológico, provisto por la empresa Ventus Minerals.

En el informe de Kaiser Minera de Argentina Ltda (1973), se ubican tres zonas con rocas de basamento, situadas fuera del área mapeada en la figura 4.1. Estas zonas se localizan al noroeste, norte y noreste de Mina Delta XXI. Todos estos afloramientos de basamento están constituidos por sedimentos metamorizados, filitas, esquistos micáceos, areniscas arcósicas, y meta cuarcitas que se asignan a la Formación El Jagüelito (Ramos, 1975).

Las rocas paleozoicas se asignan a la Formación Sierra Grande (Zanettini, 1981) y según este autor se divide en Miembro San Carlos (inferior) y Herrrada (superior), cada uno de los cuales posee un horizonte de mineral de hierro (hematita oolítica y en partes magnetita). También al Paleozoico se atribuye el Plutón Monocchio (Ordovícico) y el Plutón Laguna Medina (Permo-Triásico) que intruye la secuencia Ordovícica-Devónica. Por último, en este informe se hace mención de un conglomerado parautoctono, con muy poca extensión areal y no mapeado en escala 1: 75.000, que los autores lo ubican como post-Devónico y que rellena los valles del ambiente paleozoico.

En el informe de Kaiser Minera (1973), se halló referencia a la serie de mantos calcáreos bituminosos, lutitas, tobas y areniscas de grano fino de pocos metros de espesor que se ubican de manera discordante, sobre los afloramientos de los conglomerados. Sobre esta sucesión, los autores ubican las extensas coberturas de tobas, tobas riolíticas ignimbríticas, tobas y aglomerados riolíticos con fenocristales de la denominada “sucesión riolítica volcano sedimentaria de Sierra Grande” que luego fuera denominada por Malvicini y Llambías (1974) como Formación Marifil y por Cortés, (1981), como Complejo Marifil. Esta sucesión riolítica se encuentra intruída por diques graníticos y pórfidos graníticos (Kaiser Minera, 1973). Los yacimientos de fluorita de interés científico-económico se encuentran emplazados tanto en los mantos calcáreos como en la sucesión riolítica.

Por sobre las rocas jurásicas, se describen en la zona de Mina Delta XXI, las rocas Pliocenas de los depósitos de una antigua planicie aluvial pedemontana. El relleno moderno cubre indistintamente todas las formaciones pre existentes, rellenando valles y aplanando el relieve.

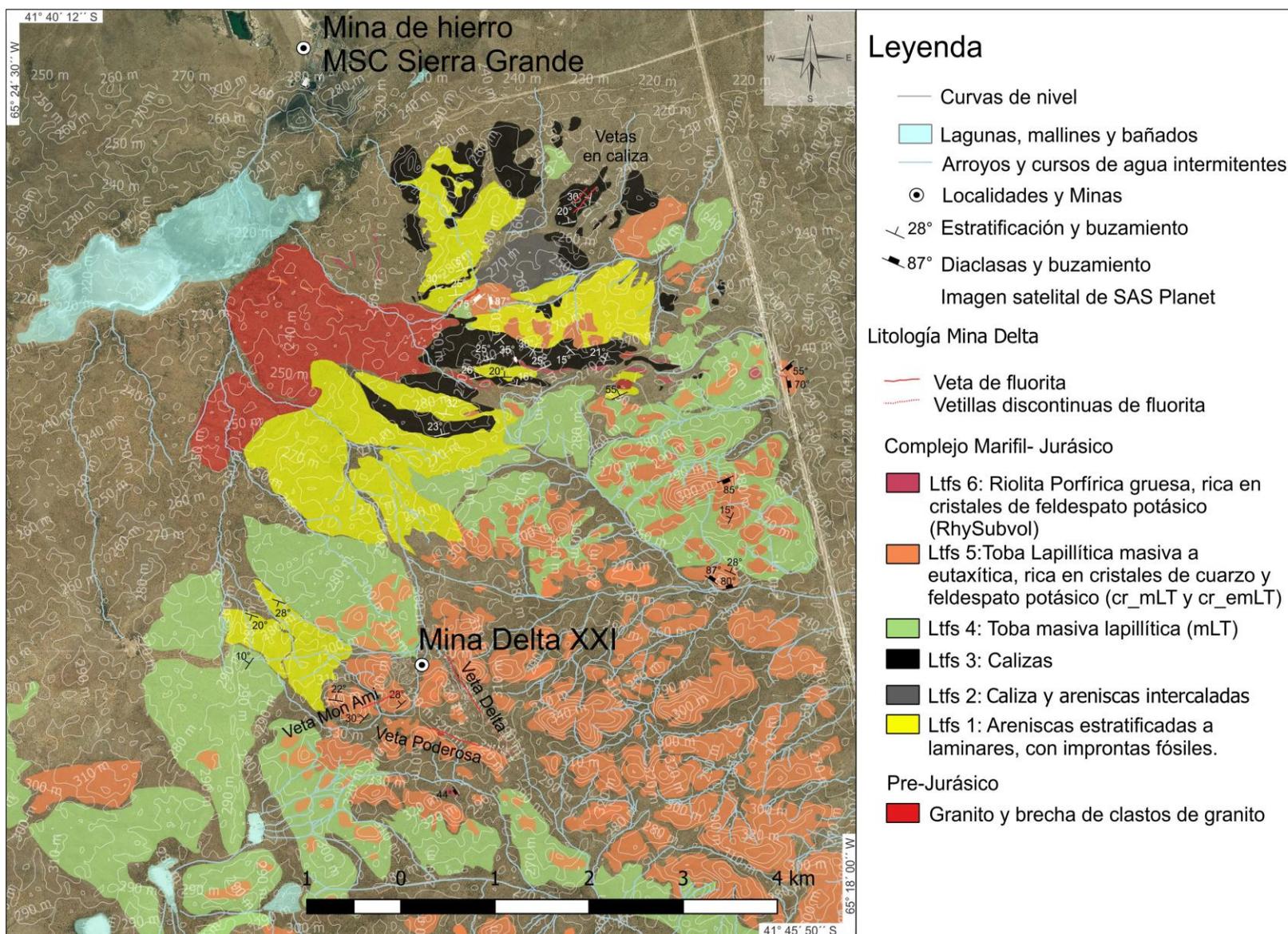


Figura 4.1: Mapa del sector de Mina Delta XXI con las diferentes litofacies mapeadas en el presente capítulo, ubicación de las vetas de fluorita, minas y localidades, curvas de nivel y cursos de agua. La imagen de fondo fue obtenida desde SAS Planet™.

4.2.2 Estructura

La estructura del sector de Mina Delta XXI se caracteriza por presentar un alto de basamento en el sector noroeste, constituido por rocas de edad Ordovícico (sedimentitas de la Formación Sierra Grande) y los granitos de edad Pérmica (Plutón Laguna Medina). Las fallas regionales de posible edad post pérmica en este sector fueron identificadas por métodos geofísicos (Kostadinoff y Gelós, 1991). Estas estructuras regionales serían las que permitieron el ascenso del magma en el Jurásico y asocian en parte a la separación del supercontinente Gondwana.

Los diques riolíticos y cuerpos subvolcánicos son los elementos estructurales mas jóvenes mapeados. Los mismos se corresponden en litología y orientación con los diques riolíticos descritos por González et al., (2017) en el área de Arroyo Ventana. Estos diques presentan orientaciones E-O y N310°, con una segunda orientación de importancia en sentido N-S, la cual se identificó en un dique mapeado en el NO de Mina Delta XXI.

4.2.3 Geomorfología

El paisaje dominante en la zona de Mina Delta XXI y alrededores, es el determinado por las rocas jurásicas objeto de esta tesis doctoral. El paisaje pre-Jurásico, se considera como una penillanura, compuesto por las rocas de la Formaciones El Jagüelito, los Granitos Pérmicos (Laguna Medina) y las rocas de la Formación Sierra Grande. Estas últimas presentan elevaciones en forma de crestas, que coinciden con los afloramientos de cuarcitas del Yacimiento Sur, producto de erosión diferencial sobre las rocas paleozoicas.

Las volcanitas jurásicas presentan un relieve marcado que forman serranías elevadas de 500 msnm, a veces amesetados, con laderas empinadas. Estas elevaciones sufrieron erosión eólica desde el oeste, produciendo un relieve cavernoso en estos flancos. Sin embargo, en trabajos previos se estima que las formas originales no han sido mayormente destruidas por la erosión, por la escasa cantidad de detritos esparcidos en los alrededores. Esta afirmación no es del todo aceptada para la presente tesis, puesto que los orígenes de los flujos piroclásticos están hoy en día mejor entendidos y en estos lugares faltan varias litofacies que posiblemente hayan sido erosionadas. Lo mismo ocurre en el sector de Sierra Grande donde las ignimbritas presentan un buzamiento mucho mayor al esperable en términos teóricos de volcanología. Se considera necesario hacer un estudio más detallado de la geomorfología de esta área, para reconstruir el

paleorelieve, su relación con las estructuras regionales y la determinar el grado de erosión de las unidades consideradas.

4.3 METODOLOGÍA

4.3.1 Trabajos de campo

Se realizaron dos campañas de campo (abril de 2018 y abril de 2019) a la zona de Mina Delta XXI con un total de 10 días. El objetivo de estas campañas fue realizar el mapeo y muestreo de las diferentes litofacies en superficie y en los rajos abiertos por las labores mineras. Las muestras obtenidas corresponden a muestras de mano, sacadas con piqueta y georreferenciadas mediante el uso de GPS (Tabla 4.3.1 anexo).

Se describieron y muestrearon un total de 18 muestras de roca, con el fin de realizar un mapa de detalle, perfiles verticales de litofacies y subfacies, edades de las mismas y la relación de los depósitos de fluorita que en ellos se encuentran. A su vez, se obtuvieron 12 muestras de veta de fluorita para su estudio en el capítulo 5.

4.3.2 Trabajos de laboratorio

Un total de 18 muestras de rocas volcánicas fueron extraídas durante las dos campañas de campo mencionadas. Todas ellas fueron tomadas en los afloramientos de las diferentes litofacies encontradas. En laboratorio las muestras fueron cortadas por la mitad, para el estudio a escala macroscópica con lupa de mano y lupa binocular (Leica MZ9 5 con fuente de luz Leica CLS 100 X). La finalidad de esto es la de establecer las litofacies presentes y elegir las zonas más representativas para realizar los cortes delgados. Estos cortes fueron estudiados con luz transmitida con microscopios petrográficos del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur (Leica DM 750 P y Nikon eclipse 50 i POL).

La clasificación de las rocas sedimentarias y volcano sedimentarias se realizó utilizando los criterios de Miall (2006), las facies coherentes se clasificaron según McPhie et al., (1993) y las piroclásticas siguiendo el criterio de Branney y Kokelaar (2002).

4.3.2.1 Geoquímica de las rocas ígneas

Se analizaron tres muestras para litogeoquímica (Tabla 4.3.1), las cuales se consideran como muestras sin alterar, representativas y de utilidad para caracterizar las litofacies de la secuencia volcánica de Mina Delta XXI. Tres de ellas fueron analizadas en el laboratorio ALS de Mendoza (ALS Canadá) mediante el método ME-MS61r que incluye digestión de cuatro ácidos con una terminación de ICP-MS y determinación de 60 elementos (Tabla 4.3). Las muestras enviadas son la MD 75 (granito Pérmico), PRJ 16b (litofacies 8- mL) y F4 (RhySubvol-ALF 5, perteneciente a la misma litofacies que ARV 43).

Otras dos muestras (MD-56, litofacies 9-emLT y MD-73, litofacies 8-mLT) se enviaron al laboratorio de Instituto de Geología y Minería – UNJu, en donde se evaluaron solo los elementos mayoritarios, con un LOI de 1,30% y 0,28% y un total en % peso de 97,46 y 98,30 respectivamente.

La interpretación de los datos geoquímicos se basó principalmente en los elementos relativamente inmóviles en ambientes hidrotermales, en especial el Ti, Al, Th, U y Ta (HFSE o elementos de alta intensidad de campo por sus siglas en inglés) y elementos de tierras raras (REE, también por sus siglas en inglés)

4.3.2.2 Geocronología

Se realizaron cuatro dataciones geocronológicas en las diferentes litofacies descritas en Mina Delta XXI, utilizando el método de U-Pb en granos de circón. Todas las rocas fueron tomadas de los afloramientos durante las diversas campañas de campo (Tabla 4.3.1). La metodología para el análisis de las muestras ya fue explicada en el capítulo 3, apartado 3.3.2.2

4.3.2.3 Isótopos radiogénicos de Lu-Hf

Se analizaron los isótopos de las cuatro muestras datadas por U-Pb, siguiendo la misma metodología fue explicada en la sección 3.3.2.3.1.

4.4 RESULTADOS

4.4.1 Rocas, litofacies y subfacies en Mina Delta XXI

Las rocas volcánicas y volcanoclásticas de Mina Delta XXI se ubican dentro del Complejo Marifil. Las mismas, a diferencia de lo que ocurre en la zona de Arroyo Verde, se disponen sobre conglomerados con clastos de granitos pérmicos. No se identifican afloramientos de la Formación El Jagüelito, pero sí de la Formación Sierra Grande, al norte de la zona de trabajo.

Mina Delta XXI cuenta con varios metros de sondajes realizados en el año 1973, pero no se ha tenido acceso a los mismos. Al no contar con estos datos, se estudió principalmente las litofacies aflorantes, las trincheras y a las labores de fluorita, mediante un mapeo de superficie. En el caso de este sector, se eligió trabajar con litofacies y subfacies, pues las variaciones dentro de cada unidad son significativas.

La construcción de un perfil vertical (Figura 4.4.1) pone de manifiesto los espesores reales y las relaciones entre estas asociaciones de litofacies en el área de Mina Delta XXI.

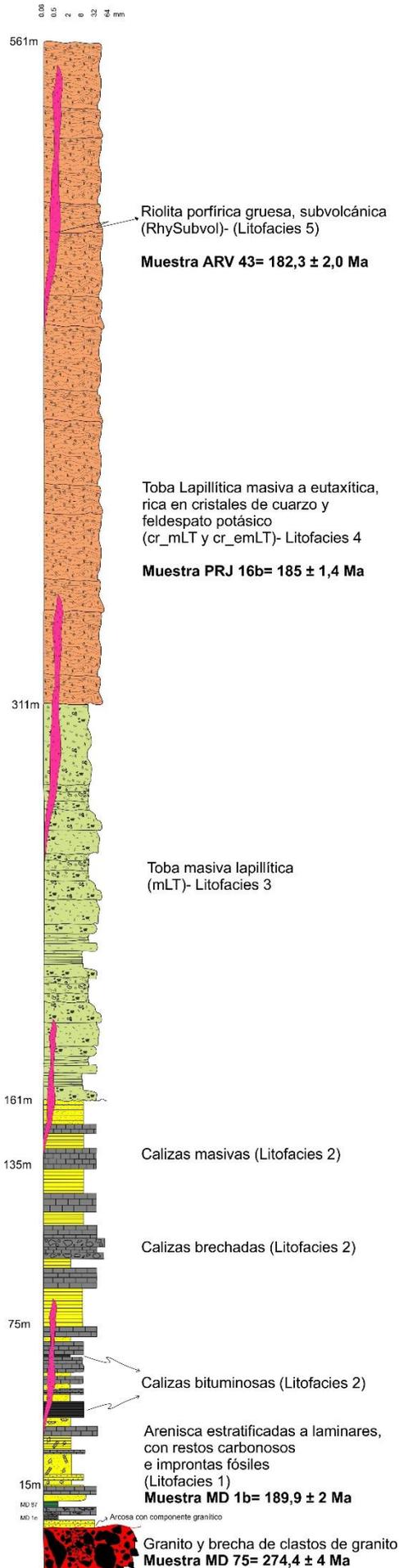


Figura 4.4.1: Perfil Vertical de la zona de Mina Delta XXI. Las referencias son las mismas que en el mapa de la figura 4.1

4.4.1.1 Granito

Estos cuerpos ígneos y las brechas conformadas por clastos de granito fueron previamente descritos como la última etapa del volcanismo jurásico (Kaiser Minera, 1973). En el caso de la hoja geológica 1: 250.000 (Busteros et al., 1998) estos afloramientos no fueron mapeados, quizás debido al pequeño tamaño de los mismos. Por este motivo, se mapeó, muestreó y dató esta litología; ya que no se hallaban descritos en la bibliografía ni tampoco se conocía la edad de estos granitos hasta la fecha.

En afloramiento, el granito estudiado (muestra MD 75) presenta erosión catafilar y se encuentra más alterado y meteorizado que las rocas piroclásticas volcánicas de edad Jurásica. Los afloramientos de esta roca se hallan en los bordes de las trincheras de la veta Delta. En otros sitios, se hallan restringidos a los bajos topográficos donde se identificaron afloramientos de clastos angulosos a sub-redondeados de granito (Figura 4.1) con texturas que indican fracturamiento frágil.

La descripción petrográfica de esta muestra evidencia un 45% de cuarzo, 30% de feldespato, 20% de plagioclasa y 5% de biotita como único mineral máfico (Figura 4.4.1.1 A). Según el diagrama QAP, se corresponde con un sieno-granito. La textura de la muestra es holocristalina, equigranular, fanerítica, e hipidiomórfica. Hay cristales de plagioclasa, rodeados por cristales de feldespato potásico. El tamaño medio de los cristales de plagioclasa es del 100 μm , de los feldespatos potásicos 150 μm y el cuarzo es levemente menor, con tamaño medio de 80 μm . Se describe exsolución peritítica en el feldespato potásico y antiperitítica en las plagioclasas (Figura 4.4.1.1 E). Hay cristales de minerales accesorios de opacos rómbicos (Figura 4.4.1.1 B y C), aciculares de relieve marcado (Figura 4.4.1.1 F), circones (Figura 4.4.1.1 A E) y se identifican cristales rojos en las biotitas (rutilo y óxidos de Fe en Figura 4.4.1.1 H).

La deformación de la roca es baja, y se evidencian solo algunos cristales de biotita deformadas de manera curva, mientras que la mayoría presenta fracturamiento frágil. Estos minerales no se encuentran orientados. La alteración de las plagioclasas es en vetillas y por planos rectos, con reemplazo de illita/muscovita de grano fino (Figura 4.4.1.1 I).

Las facies brechadas de granito se interpretan como producto de fallamiento y escaso transporte, como pertenecientes a abanicos aluviales proximales.

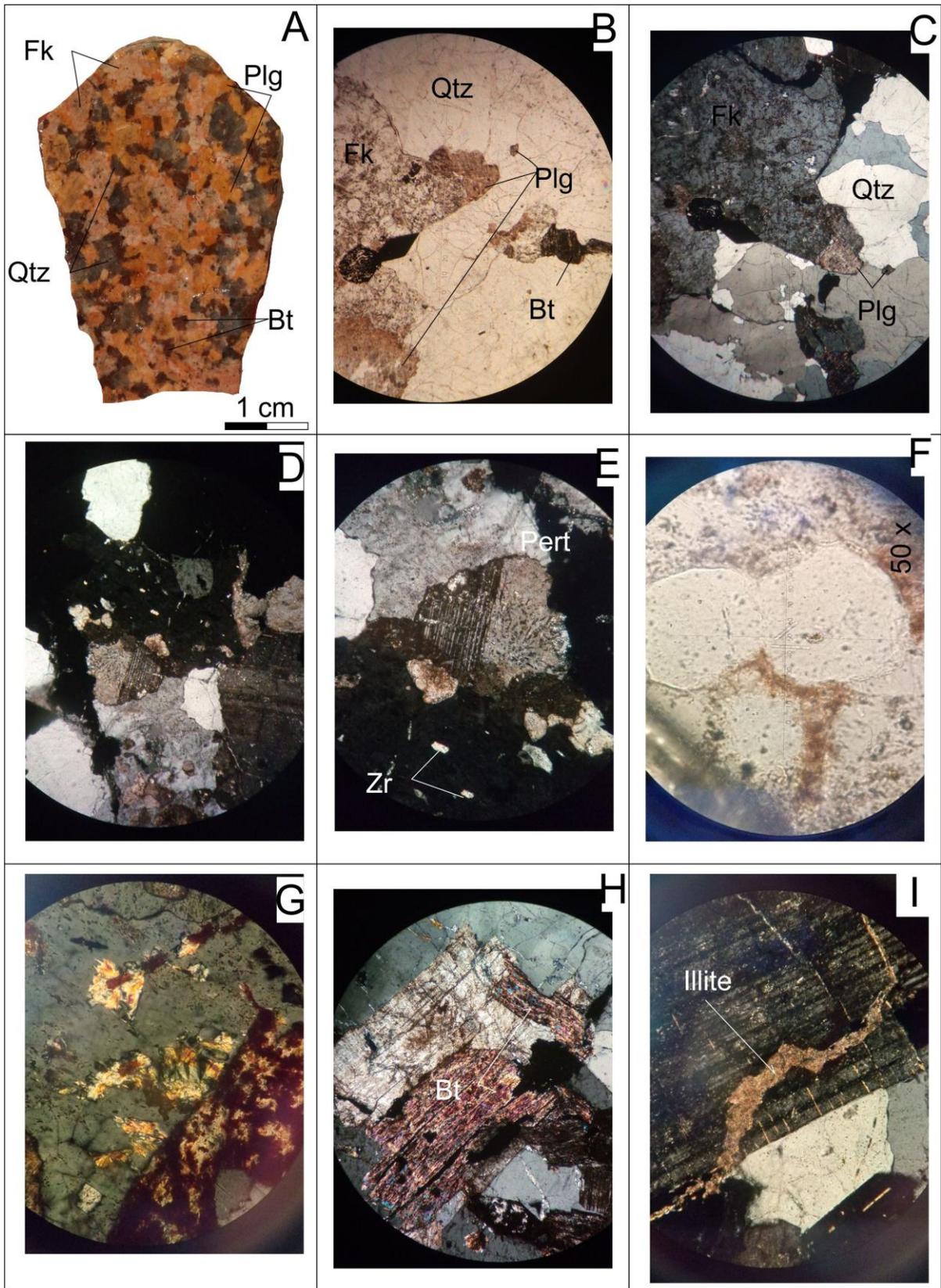


Figura 4.4.4.1: a) Fotografía de la muestra de mano MD 75 con los minerales principales que conforman el sieno-granito. b- i) microfotografías de la sección delgada, todas tomadas con objetivo de 10X excepto F que fue tomada con objetivo de 50X.

4.4.1.2 *Litofacies 1: areniscas estratificadas a laminares, con restos carbonosos e improntas fósiles.*

Esta litofacies y sus tres subfacies, se ubica en dos depocentros junto con las calizas. El primer depocentro ubicado al sur de un alto de granito, con el eje de mayor elongación con rumbo N290° O. El segundo se localiza al norte del alto de granito, elongado en sentido este-oeste. Esta litofacies se ubica en discordancia erosiva sobre la facies de conglomerado de granito intercalada con la litofacies 2, en el sector norte del área mapeada en Mina Delta XXI. La litofacies de areniscas es muy similar a la descrita por Strazzere et al., (2019) en relación con la Formación Puesto Piris. La litofacies 1 se mapea con un solo color e incluye las siguientes subfacies:

Arcosa de tamaño de grano arena gruesa, masiva: esta es la primera capa de la sucesión, es una arcosa de grano grueso, rica en feldespato potásico y clastos de granito, es similar a un regolito granítico producido casi in situ (Figura 4.4.1.2). El rumbo y buzamiento es de N55°/10° NO. Por encima siguen capas laminares de arenisca con mayor componente volcánico y con reacción parcial con HCl, lo que se condice con la aparición de capas de caliza masiva de color grisáceo, que se describirá como litofacies 2.

Arenisca de grano medio a fino con impronta de plantas y restos carbonáceos: Estas capas se describen claramente dentro de las pequeñas canteras que se ubican en el sector norte del área de Mina Delta XXI. Las areniscas presentan laminación paralela con variaciones de color entre morado y amarillo y tamaño de grano entre medio a fino.

Las especies de plantas reconocidas en Mina Delta XXI son iguales a las descritas por Strazzere et al., (2019). Los restos fósiles pertenecen a *Filicophyta* (tipo de helecho), *Araucarites* (tipo de araucaria) e improntas de plantas de la clase *Equisetópsida* (equisetal). Las facies de areniscas con fragmentos carbonáceos son atribuidas a la presencia de depósitos vegetados en lagunas (Miall, 2006). Todos estos indicios aportan datos paleobotánicos, lo que indica un clima templado a cálido en el momento de la depositación y volcanismo coetáneo.

Arenisca calcárea (muestra MD27): esta subfacies incluye capas de aspecto tabular, de dos a tres centímetros, compuestas por areniscas finas que reaccionan en contacto con ácido clorhídrico. En sectores, se hallan intercaladas con capas finas de calizas negras, lo que posiblemente haya aportado el cemento carbonático de esta arenisca.

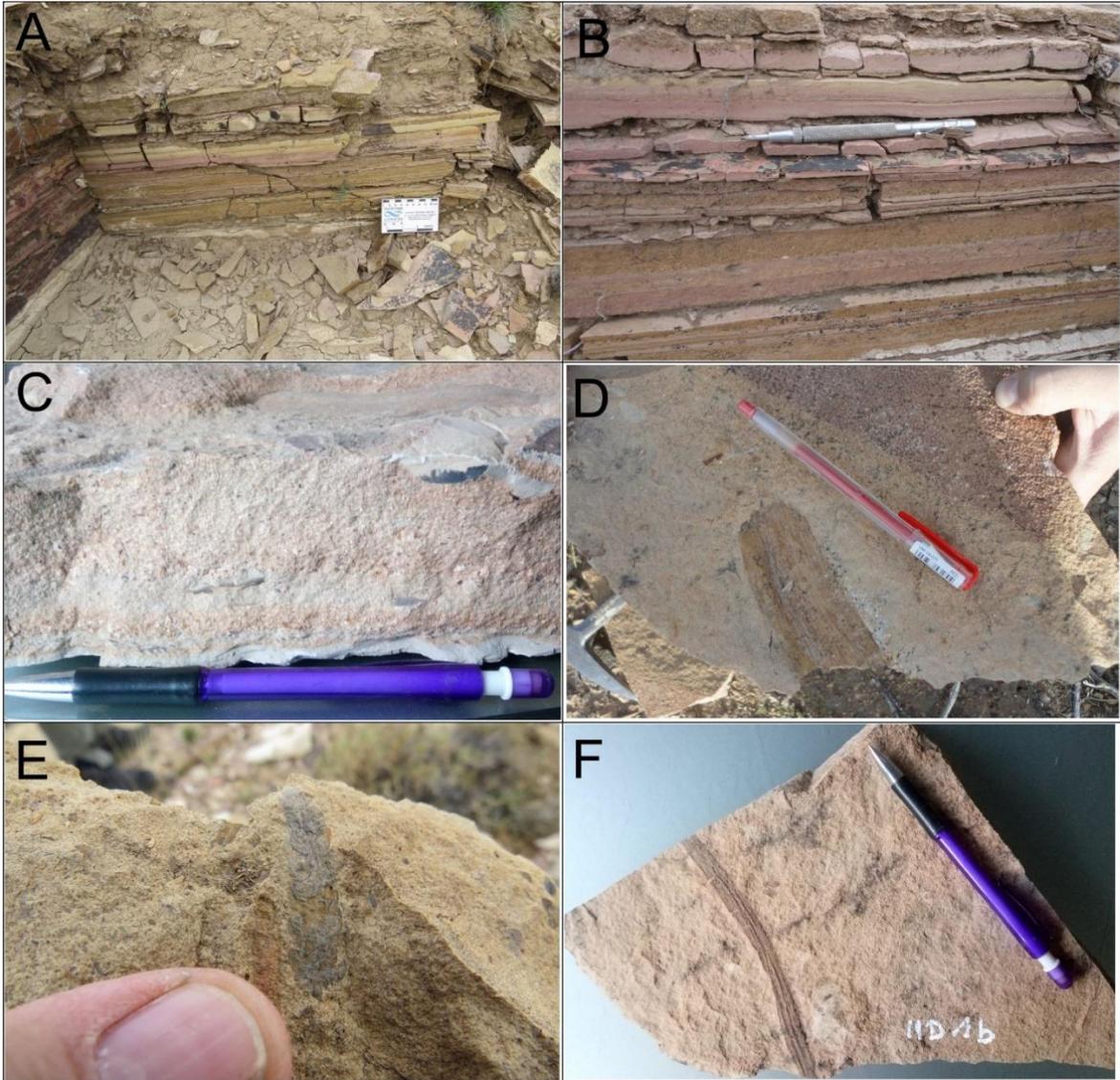


Figura 4.4.1.2: A y B) Canteras de areniscas en Mina Delta XXI. C) muestra de mano de una capa de arenisca fina a media con restos carbonosos. D) Improntas de hojas halladas entre los planos de estratificación en las canteras de areniscas, pertenecientes a la Clase *Equisetopsida*, Orden *Equisetales*. E) Impronta de hojas y tallo de la planta Filicophyta (tipo de helecho) F) Posible impronta de hoja de Gymnopermofhytae, Orden Coniferales Araucarites.

4.4.1.3 Litofacies 2: Calizas bituminosas, calizas brechadas, calizas masivas.

Esta litofacies presenta tres subfacies, cada una con variaciones texturales características. La litofacies 2 y litofacies 1 se hallan intercaladas, y en el sector de MD 27 hay además una intercalación de caliza gris de rumbo N75/24 NO, N70/28 NO y 60/30 NO.

Caliza bituminosa: son capas finas, intercaladas con las capas de arena en la secuencia sedimentaria. Se clasifica como boundstone (Dunham, 1962), donde la estratificación debida a la cantidad de materia orgánica se preserva en perfecto estado. Las láminas identificadas se

relacionan con carbonatos en presencia de actividad microbiana que se precipitan simultáneamente. En casos se identificó la presencia de formas estromatolíticas. Esta subfacies presenta un fuerte olor fétido cuando se golpea con martillo.

Caliza Brechada: esta subfacies se identifica hacia el centro del depocentro y hacia la zona norte, asociada a las vetas de fluorita que se alojan en la caliza. Se intercalan con capas de caliza masiva. En parte tiene sectores con relleno y reemplazo de chert. Se compone de calcita, sílice y restos de materia orgánica. Se clasifica como un wackestone (Dunham, 1962) y es matriz soportada.

Caliza Masiva: esta subfacies se presenta en capas que varían desde el centímetro hasta el metro y se ubica en bancos de hasta 5 m de espesor (Figura 4.4.1- perfil). En partes se intercala con las litofacies 1. La textura en afloramiento es rugosa y se identifica en las superficies de estratificación expuestas al intemperismo. La composición de esta litofacies en microscopio óptico permite identificar calcita, sectores reemplazados por sílice y caolín. Esta litofacies se clasifica como un wackestone (Dunham, 1962), con un contenido de granos que excede el 10%.

Las variaciones de facies de calizas indican una variación en el tipo de ambiente de depositación, presencia de vegetación, profundidad de agua, existencia de algas, entre otras. El ambiente de estas litofacies se interpreta como una cuenca continental donde las litofacies de areniscas y calizas se depositan en bajos topográficos. Los mecanismos de depositación de las mismas están dominados por flujos gravitacionales en la base, que se hallan escasamente representados en este sector y son seguidos por flujos de baja energía en ambientes lagunares con participación de elementos juveniles de origen volcánico.



Figura 4.4.1.3: Litofacies de Calizas en afloramiento. A) Areniscas y areniscas calcáreas B) Calizas bituminosa con textura estromatolítica C) Brecha de caliza D) Caliza masiva E) Caliza masiva sobre brecha de granito F) Caliza masiva.

4.4.1.4 *Litofacies 3: Toba masiva Lapillítica (mLT).*

En el área de Mina Delta XXI esta litofacies aflora en el sector centro-oeste y debajo de la litofacies 4, ocupando la mayoría de los bajos mapeados. La base de la unidad no se aprecia, debido a que se halla cubierta por derrubios. El tope de la unidad se ve en el sector oeste del área, donde la litofacies 4 se apoya sobre esta, con base erosiva.

Consiste de tobas masivas lapillíticas con 30% de fragmentos pumíceos aplastados, 2 a 5% de fragmentos de rocas metamórficas de 2-4 mm, biotita (2 mm) y cristaloclastos de cuarzo (< 2 mm). Tanto la matriz de esta roca, como los fragmentos pumíceos se hallan alterados a arcillas. La matriz muestra que el flujo se halla alineado alrededor de los fragmentos líticos. No han logrado identificarse unidades de enfriamiento en este sector, pero sí variaciones en las cantidades de líticos incluidos en ellas.

Microscópicamente, esta litofacies presenta textura de brecha, con fragmentos líticos angulares de rocas volcánicas y graníticas, las volcánicas con texturas esferulíticas de 0.3 a 1cm de diámetro y fragmentos juveniles que varían entre 300 y 700 μm .

Se interpreta esta litofacies como equivalente a la Litofacies 8 de Arroyo Verde, dada su geometría, composición, ubicación estratigráfica (cubre rocas de edad Pliensbaquiana) y tipo de alteraciones de las pómez.

4.4.1.5 *Litofacies 4: Toba Lapillítica masiva a eutaxítica, rica en cristales de cuarzo y feldespatos potásico (cr_mLT y cr_emLT).*

Esta litofacies ocupa una gran parte del sector sudeste del área de Mina Delta XXI. En zonas, presenta textura masiva y en menor medida textura eutaxítica (muestra MD56), con mayor grado de soldamiento. Es la litofacies más característica del Complejo Marifil, por ser muy resistente a la erosión y meteorización, debido al elevado grado de soldamiento y escasa porosidad. Además, presenta grandes cantidades de cristaloclastos de cuarzo y feldespatos potásico, motivo por el cual han sido descritas en trabajos previos, como cuerpos de texturas porfíricas. Esta litofacies no presenta esferulitas ni otras texturas de devitrificación.

En microscopio, la roca muestra hasta un 20% de fragmentos riolíticos, 10% de cristaloclastos y 30% de matriz con flujo reomórfico alrededor de los cristaloclastos de cuarzo, que presentan fracturas frágiles y zonas/bahías de reabsorción en sus bordes. Los cristaloclastos

de cuarzo presentan tanto formas angulares como redondeadas. Las plagioclasas se hallan parcialmente reemplazadas por calcita.

Las tobas masivas lapillíticas, en parte con textura eutaxítica, suelen ser las litofacies más desarrolladas en los depósitos ignimbríticos, y en general se consideran generadas por el colapso de plumas piroclásticas sostenidas de alta temperatura (Branney y Kokelaar, 2002). Se interpreta esta litofacies como equivalente a la Litofacies 9 de Arroyo Verde, en base a su relación con las demás litofacies, ubicación estratigráfica, composición y escasa alteración. El ambiente de estas dos facies se asocia a flujos densos piroclásticos.

4.4.1.6 Litofacies 5: Riolita porfírica gruesa, rica en cristales de feldespatos potásicos. Cuerpo Subvolcánico (RhySubvol).

Esta litofacies intruye claramente la mayoría de las litofacies previamente descritas, con lo cual se la ubicó estratigráficamente como la más joven del Complejo Marifil del área. En la muestra PRJ 16b, esta litofacies intruye la emLT, generando un escaso borde de enfriamiento y recristalización. En esta zona se determina al microscopio una textura porfírica, con grandes fenocristales (hasta 1 cm) inmersos en una pasta de grano de igual composición que los fenocristales. Grandes fenocristales de cuarzo se hallan intercrecidos con cristales de menor tamaño, lo cual indica que no hay reacción, sino crecimiento simultáneo. Se describe un mineral de hábito radial, color verde claro, con colores de interferencia de tercer orden, los cuales se hallan distribuidos en la pasta de la litofacies.

En el sector norte de Mina Delta XXI (Figura 4.1), esta litofacies intruye la subfacies de areniscas calcáreas y se reconoce un delgado borde de reacción (Figura 4.4.1.6- A). Al sur de la veta Delta XXI, en la muestra ARV 43 se realizó una datación radiométrica U-Pb. En ella se observa la relación de intrusión también con las emLT, pero sin ser evidente el borde de enfriamiento entre ambas litofacies (Figura 4.4.1.6 B y C). En este sector el cuerpo es redondeado, a diferencia de los otros sectores descritos, donde se reconocen formas elongadas tipo diques.

También se observa en los afloramientos al oeste de Arroyo Verde (campo de Feliciano), como esta litofacies intruye la secuencia de tobas masivas lapillíticas y tobas eutaxíticas masivas lapillíticas ricas en cristales (litofacies 8 y 9). Entre estas, el contacto de las facies presenta un borde de enfriamiento apenas perceptible en muestra de mano (Figura 4.4.1.6 D y E) dada la similitud composicional de ambas litofacies.

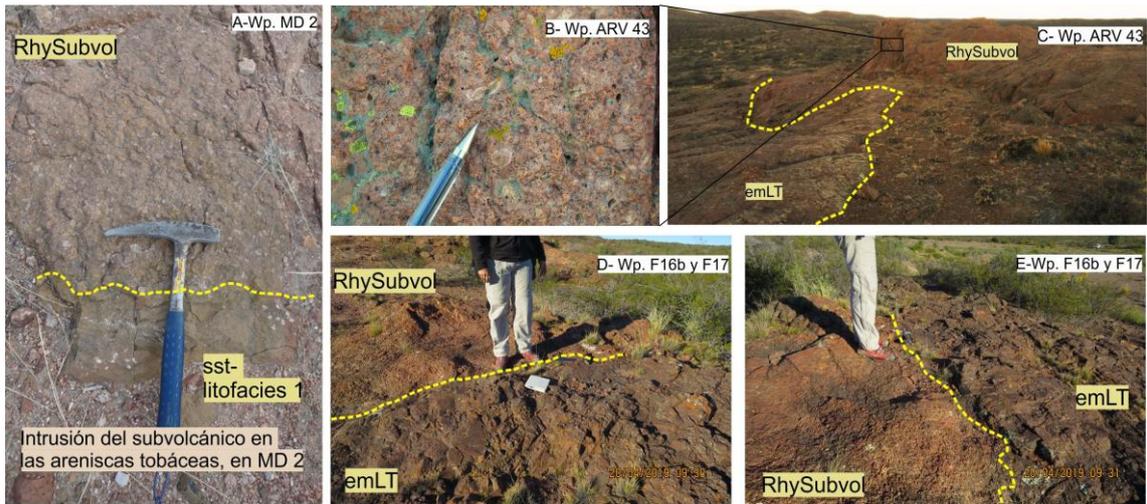


Figura 4.4.1.6: A) Contacto de litofacies 5 con la litofacies 1 al norte de Mina Delta XXI. B) Detalle de la textura en afloramiento de la litofacies 5. C) Afloramiento al sur de la Veta Delta de la litofacies 5 y la litofacies 4. D) Afloramiento de la litofacies 5 en contacto con litofacies 4 en el campo de Feliciano.

4.4.2 Geocronología

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

4.6 REFERENCIAS

- Aliotta, G. 1983. Estudio genético, roentgenográfico y geoquímico de fluoritas de yacimientos de Río Negro y Chubut. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. Inédita.
- ALS Global Schedule of fees, 2019. <https://www.alsglobal.com/en/myals/downloads?keywords=Geochemistry%20Fee%20Schedule&category=b5b5208b58bc4609bd2fa20f32d820f8>
- Barros, M., 2021. Configuración Patagónica de la recions de Comallo, Comarca Nordpatagónica, Argentina. Tesis Doctoral inédita, UNS: 234.
- Branney, M.J., Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. In: Geological Society, London, Memoir 27: 143 pp.
- Brown, C.C., Thorpe, R.S., Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society* 141: 413-426.
- Busteros, A. G., Giacosa, R. E., Lema, H. A. y Zubía, M. A., 1998. Hoja Geológica 4166-IV Sierra Grande. Provincia de Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 241: 85. 1 mapa.
- Cicciarelli, M.I. 1990. Análisis estructural del sector oriental del macizo Nordpatagónico y su significado metalogénico (Provincias de Río Negro y Chubut). [Ph.D. thesis]: Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Plata, Universidad Nacional de La Plata: 179 pp.
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X., 2013 (updated). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36: 199-204.
- Cortés, J.M., 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 36, 3: 217-235.
- Dill, H. G., Luna, L. I., Nolte, N. y Hansen, B. T., 2016. Chemical, isotopic and mineralogical characteristics of volcanogenic epithermal fluorite deposits on the Permo-Mesozoic foreland of the Andean volcanic arc in Patagonia (Argentina). *Geochemistry*, 76(2): 275-297.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, American Association of Petroleum Geologists Memoir: 108-121.
- Geraldes, M.C., Almeida, B.S., Tavares Jr., A., Dussin, I., Chemale, F., 2015. U-Pb and Lu-Hf calibration of the new LA-ICP-MS Multilab at Rio de Janeiro State University. In: *Geoanalysis 2015*. Leoben. Geoanalysis.
- Goodge, J. W. y Vervoort, J. D., 2006. Origin of Mesoproterozoic A-type granites in Laurentia: Hf isotope evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 243(3-4): 711-731.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Alvarez, G., Raniolo, A., Strazzere, L., Martinez, J.C., Barros, M., 2013. Preandean geological configuration of the eastern North Patagonian Massif, Argentina. *Geoscience Frontiers* 4: 693-708

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- Irvine, T.N., Baragar, W.R., 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Hildreth, W., 1979. The Bishop Tuff- Evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. In: Chapin, C.E., and Elston, W.E., eds. *Ash-flow tuffs: Geological Society of America, Special Paper 180*: 43-75.
- Kaiser Minera de Argenitna Ltda, 1973. Informe técnico sobre los yacimientos de fluorita de Río Negro: 71pp.
- Kostadinoff, J y Gelós E.M, 1994. Análisis de las mediciones gravimagnetométricas realizadas entre El Fuerte y Arroyo Verde, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina número 49 (1-2)*: 19-25.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745–750.
- Ludwig, K. R., 2012. User's manual for Isoplot version 3.75–4.15: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronological Center Special Publication, 5.
- Luna, L. 2012. Estudio genético de la mineralización de fluorita del yacimiento Puerto San Antonio (Río Negro). Tesis doctoral, Universidad Nacional del Sur: 177pp.
- Macdonald, R., Smith, R. L. y Thomas, J.E., 1992. Chemistry of the subalkalic silicic obsidians. U.S. Geological Survey, Professional paper 1523: 214 pp.
- Malvicini, L. y Llambías, E., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202, Buenos Aires.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R., 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for ore deposit and exploration studies. University of Tasmania, Australia: 198.
- Miall, A.D., 2006. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, 4° edición: 582.
- Pearce, J. A. y Norry, M. J. (1979). Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology*, 69(1): 33-47.
- Pearce, J. A., 1980. Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. *Proceeding of the international ophiolite symposium*: 261-272.
- Pearce, J. A., Harris, N.B.W. y T'mdle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25 (4): 956-983.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contribution Mineralogy Petrology* 58: 63-81.
- Shand, S.J. 1950. *Eruptive rocks, their genesis, composition, classification, and their relation to ore deposits* (edited by T. Murby, London, J. Wiley and Sons, New York): 488.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, G.A., Nasdala, L. Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N. and Whitehouse M.J., 2008. Plešovice zircon—a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1-2): 1-35.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- Strazzere, L., Pavón Pivetta, C., Gregori, D. A., Benedini, L., Geraldés, M. C. y Barros, M. V., 2021. The Marifil Volcanic Complex at Sierra de Pailemán: implications for the Early Jurassic magmatic evolution of the Eastern North Patagonian Region. *International Geology Review*, 1-23.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*, Geological Society Special Publication 42: 313-345.
- Westby, E.G., 2014. The geology and petrology of enigmatic rhyolites at Graveyard and Gordon Buttes, Mount Hood Quadrangle, Oregon Dissertations and theses. Paper 2063: 138 pp.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Anexo

Capítulo 4

Tabla 4.3.1: Muestras y puntos de mapeo del área de Mina Delta XXI con detalles de química, edades e isótopos

Latitud	Longitud	Nombre	Descripción Micro	Descripción Campo	Rumbo buz plano	Diaclasas	Geoquímica	Edad U-Pb	Lu-Hf
-65.3503229	-41.734517	ARV 40		Veta Delta. Muestra sobre el flanco SE del rajo de fluorita.					
-65.351454	-41.7362483	ARV 41		mLT rica en cristales.					
-65.3529203	-41.7397791	ARV 42= MD 75		granito (muy alterado y meteorizado)					
-65.3515008	-41.7451471	ARV 43		cuerpo subvolcánico de grano grueso, FK de hasta 2cm, algunos con bordes de albita (textura rapakivi). Algunos fenocristales alterados a arcillas verdes. Cuarzo con vetillas E-O.	305/44SW		Roca total-ALS en muestra F4 (igual edad y litología)	182.3 ± 2 Ma	Sin datos
-65.358514	-41.7461896	ARV 44		riolita rica en cristales, muestra Daniel					
41°42'19.0	65°18'35.0	PRJ 16 B	Contacto de la mLT con un subvolcánico. mLT: brecha matriz soportada, fina, rica en cristales de cuarzo angulares a subredondeados. Feldespato y biotitas alterados. RhySubvol: textura porfírica, pasta de y fenocristales de igual composición. Grandes fenocristales de cuarzo que tienen intercrecimientos con otros cristales pequeños de la pasta, lo que indica crecimiento simultáneo. Hay fenocristales más grandes. Hay un mineral radial, verde claro, de colores de interferencia de 3er orden, distribuidos en la pasta del subvolcánico.	mLT rica en cristales de cuarzo y contacto con un subvolcánico.		N40/55 SE principal N60/55 SE N65/58 SE N280/70 NW secundario	Roca total-ALS	185.3±1.4Ma	Si
-41.7057246	-65.3443949	MD 1		zona estratificada, sobre la huella. Son bancos lenticulares de areniscas con granulometría variable.	N90/20N N90/16 N N280/16 NE				
-41.7060441	-65.3445528	MD 1a		Inicio del afloramiento (límite sur). Foto piqueta con roca finamente estratificada color morado	N95/13NE				
-41.7055779	-65.344027	MD 1b		Cantera de escasos metros con fósiles de equisetales, algunos en posición de vida. Ambiente lagunar. Dentro de las capas de arena se observan restos carbonosos y un clasto redondeado de fluorita violeta.	N95/8 NE N100/10 NE			189.9 ± 2 Ma	Si
-41.7057071	-65.3435813	MD 1c		Calizas con olor fétido y patrones de meteorización tipo piel de elefante, en bochones.					
-41.7061112	-65.3435082	MD 1d		Caliza fina laminar (foto Daniel, 535-536) en parte con repliegues e intercalaciones de arena?	N90/20 N75/25NW N100/40 NE N80/30 NW				
-41.7061112	-65.3435082	MD 1e		Caliza fina	100/16 NE 70/20NW 280/12NE				
-41.7039827	-65.3435184	MD 2		Cuerpo subvolcánico, intrusivo? Composición riolítica, grandes FK y cuarzo.		355/90 360/90			
-41.7035905	-65.3432972	MD 3		Areniscas estratificadas	N40/30NW				
-41.7037369	-65.342691	MD 4		Caliza Masiva gris					

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

41°42'13.40 "S	65°20'31.52 "W	MD 5		Caliza estratificada	75/38NW 65/35NW 70/25NW 80/35NW	
-41.7035019	-65.3418699	MD 6		Caliza masiva intercalada con caliza brechada color negro con forma de palangana	N300/18 SW N195/20 SE N310/15 SW	
-41.6902882	-65.3336918	MD 7		Camino		
-41.6896215	-65.3350059	MD8		inicio del afloramiento de calizas. Perfil perpendicular al rumbo, caliza gris masiva con chert y zonas brechadas.	N30/10NW	
-41.6895158	-65.3351751	MD9		Calizas	N35/20NW N30/30NW N40/3NW	
-41.6897069	-65.3352151	MD 10	Se diferencian dos minerales; fluorita y cuarzo (en vetillas y rellenando huecos) Opacos: pirita.	Veta de fluorita violeta oscuro dentro de la caliza	N70/79SE	Si. REE en fluorita.
-41.6898652	-65.3353686	MD 11		Zona silicificada tipo veta, con fluorita dentro de la estructura	N65/80NW	
-41.6899861	-65.3362071	MD 13		caliza replegada, totalmente reemplazada por sílice. Contiene fluorita entre las capas		
-41.6894861	-65.3359524	MD 14		Capa de caliza/calcaeo (Daniel y paulo lo creyeron volcánico) con una imperceptible deformación.	75/26 NW 94/15NE 90/13NE	
-41.689426	-65.3358368	MD15		sin observarse el contacto con las calizas, se ubican areniscas y conglomerados rojizos sin reacción con HCl. Se asume como un terciario que se ubica sobre la caliza.	N30/33	
-41.6892549	-65.3358907	MD15b				
-41.7023543	-65.3431279	MD 16		Caliza	N45/35 SE N50/10 SE	
-41.7019369	-65.343508	MD 17		mLT, matrix sostén, cristales de qtz, Bt, fk, riolítico. Se ve color rosa/naranja en la imagen. Parece estar ubicado debajo de la caliza.		
-41.701459	-65.3435579	MD 18		Continua mLT riolítico		
-41.7007484	-65.3442372	MD 19		mLT menos soldada con pómez verdes, líticos y accidentales.		
-41.6994018	-65.3463922	MD 20		mLT en un pequeño afloramiento, grandes fenocristales de cuarzo.		
-41.6989051	-65.3473815	MD 21		mLT, afloramiento en el piso, pómez aplastados de rumbo N80	N80	

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

-41.6979261	-65.3495963	MD 22	continua afloramiento de mLT, al borde del arroyo, más alterado.	50/75NW 54/65 NW 50/78 NW 350/87NE 320/80NE
-41.6979607	-65.3502767	MD 23	brecha con clastos de granito holocristalino subredondeados a subangulosos de hasta 50.60cm de diámetro. Otros clastos angulosos de 10-20cm. En zonas textura rompecabezas. Matrix de granito de menor tamaño, cemento que parece volcánicas o sedimentario.	
-41.6974663	-65.3496691	MD 24	apoyado sobre mLT alterada/meteorizada, se evidencian capas de arenisca calcáreas, interdigitadas con capas finas calcáreas que en parte llevan fluorita en vetillas que cortan o siguen la estratificación	85/25 NW 70/35 NW
-41.6973324	-65.3495987	MD 25	mLT alterada, al otro lado de la quebrada	
41°41'49.35 "S	65°20'55.52 "W	MD 26	perfil perpendicular a las capas estratificadas. Arranca en la quebrada con la brecha/conglomerado (de clastos de granito). Es una capa lenticular de aprox 2.5m de brecha/conglomerado, seguido por caliza-arenisca calcárea laminar	N60/20 NE N70/25NW N55/10 NW
41°41'49.07 "S	65°20'56.17 "W	MD 27	capa de arenisca calcárea	N55/10NW
-41.696258	-65.3495467	MD 28	capa de caliza gris	N75/24 N70/28NW
-41.6962077	-65.349859	MD 29	Veta/ reventón de sílice y fluorita	
-41.6958196	-65.3503635	MD 30	capa gruesa de arenisca intercalada en un bajo, con una caliza que tiene clastos de mLT	N60/5 NW
-41.6950104	-65.3509306	MD 31	otra capa de arena gruesa. No se ve la estratificación. Lleva granito, la matrix es granito desarmado. No se ven clastos de caliza.	
-41.694079	-65.3508666	MD 32	nivel de cenizas/tobas blanquecinas. No es afloramiento, solo pedazos de roca levemente desplazados	
-41.6955225	-65.3491473	MD 33	fluorita violeta oscura en caliza masiva. No es un cuerpo continuo.	
-41.6958554	-65.3492802	MD 34	arenisca con chert	N55/25 NW

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

-41.7255579	-65.3176413	MD 35	inicia transecta sobre riolitas mLT. Pasta más de 50%, cuarzos en glomérulos y otros sueltos, mas euhedrales 5 % Bt, 30% QTZ, 10% Felds		Principales: N75/80NW N70/85NW Secundarias: 340/80 335/87
41°43'30.15 "S	65°19'0.91" W	MD 36	contacto con otra parte del flujo, igual composición. Foto Daniel. Se reconocen varias capas de este tipo, pudiendo indicar un cizalla stress dentro del flujo piroclástico	115/25 NE 130/28 NE	
-41.7224223	-65.3167967	MD 37	afloramiento en el bajo de la mLT		
-41.719514	-65.31742	MD 38	afloramiento de la mLT con lítico de arenisca.		
-41.7177991	-65.3177656	MD 39	mLT con abundantes planos de fractura, probablemente por esfuerzos de cizalla.	N40/15 NW N87/17NW N30/17NW	
-41.7158931	-65.3171162	MD 41	mLT		70/85SE
-41.7130786	-65.318483	MD 42	mLT o brecha pseudo estratificada. Tiene mucho pómez verde. Se ven las lineaciones de los clastos en dirección N55-N60. se reconocen algunos clastos de basamento con micas, otros de cuarcita.		
-41.7128009	-65.3185915	MD 42b	continua la mLT rica en líticos.		
-41.7120604	-65.3185533	MD 43	mLT rica en cristales (qtz, Bt, fk) no hay intrusiones asociadas de subvolcánicos en la cina de estos cerritos.		
-41.7107108	-65.3197538	MD 44	Verde pómez rica mLT o mBxT. Tiene menos líticos y es cortado por vetillas de calcita.		
-41.7094131	-65.3254613	MD 45	mLT, riolita rosa/naranja. Afloramiento en la pendiente.		
-41.7070446	-65.3290261	MD 46	arcosa volcánica en un punto aplanado, es el primer cambio desde la mLT.	65/55NW	65/38NW
-41.7064291	-65.3297204	MD 47	pequeño afloramiento donde se ven clastos de granito redondeados, similares a la base de la caliza MD23 o al conglomerado de MD15.		
-41.7053114	-65.3292329	MD 48b	aparente basamento		
-41.7049058	-65.3288729	MD 49	riolita porfírica con grandes fenocristales		
-41.7049435	-65.3287138	MD 50	borde de enfriamiento de la intrusión del subvolcánico en una volcanita muy fina (foto)		
-41.7032966	-65.3290169	MD 51	Ídem MD48. Clastos redondeados de granito con una matrix de granito y cemento desconocido verdoso (foto cámara)		

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

-41.7029455	-65.3319519	MD 52	sílice y fluorita en una toba fina, donde no se deja ver bien la litología.	E-W		
-41.7036545	-65.3379315	MD 53	Calizas	Con dudas: N0/18 360/20E N14/21 NW N15/12NW		
-41.7042751	-65.3388165	MD 54	calizas	N105/36 NE bien medido!		
-41.7246297	-65.3576845	MD 55	mLT rica en líticos, algunos son angulosos, de basamento, riolita y otra roca. Parece la mLT de base.			
-41.7255011	-65.3622839	MD 56	Es más eutaxítica que las previas. Cuarzo angular y redondeado, hay una plagioclasa con forma romboidal, alterada a calcita.	continua la mLT con líticos con micas y algunos de cuarcita.		Mayoritarios- UnJu
-41.7299317	-65.375453	MD 57	arenisca tobáceas o un epiclástico con cristales de qtz de la mLT. Muy poco qtz de tamaño pequeño (<0.5cm), 1% Bt, feldespato naranja y matrix tipo ceniza. Se ve fracturado, sin orientación definida. Hay troncos silicificados rodados en los alrededores.	280/28SW		
-41.7304983	-65.3772668	MD 58	arenisca tobáceas mas gruesa, con escasos pómez. Podría ser un flujo piroclástico diluido. Hay troncos silicificados.	N280		
-41.7314382	-65.3787657	MD 59	loma, lateral al alambrado. mLT con pómez verdes, líticos volcánico riolíticos.	35/10NW	60/70 NW	
-41.7362745	-65.3591766	MD 60	mLT	30/15 SE Predominan: 40/35NW 45/28 NW	330/80SW	
-41.7363876	-65.3585657	MD 61	mLT, en la cima no hay variación textural			
-41.7373845	-65.3623659	MD 62	Veta Mon Ami. Roca de caja; mLT, alterada a arcillas con óxidos de Fe rojizo y amarillentos. Dos muestras del bloque colgante: MD62a con calcedonia y fluorita mas caolín MD62 b: fluorita de varios colores claros (verde, lila, amarillo)	Veta: N65/71 NW Vetillas paralelas y entrecruzadas: 40/35NW60/65 NW85/75 NW		Si. REE en fluorita.

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

-41.7373489	-65.3624756	MD 63	Veta Mon Ami. Bloque yacente. muestra MD36a: Sobre la pared del rajo se observan texturas en enrejado de baritina o calcita?, reemplazados por sílice. tiene clastos de mLT, fluorita violeta y verde + calcedonia.					
		MD 63 b	La muestra MD63b se ubica en el bloque yacente, tiene coloración violeta oscuro					
-41.737371	-65.3624934	MD 64	Muestra de fluorita violeta y amarilla. El halo de alteración solo sigue 3 a 4 metros a los laterales de la veta, como mucho!					
-41.737225	-65.3626272	MD 65	mLT fresca, solo algunos pómez alterados, escasos líticos de la misma riolita. Tiene planos de cizalla.	95/22NE 90/16N				
-41.7372442	-65.3630318	MD 66	mLT con escasos líticos, en parte las fiammes/pómez se hallan meteorizados	45/30NW 47/47NW				
-41.7373748	-65.363564	MD 67	mLT con abundante qtz, menos líticos					
-41.7378967	-65.3633075	MD 68	mLT con cuarzo y pómez					
-41.7333685	-65.3511244	MD 69	Veta DELTA. Labor de 4-5m de ancho, brechas en el bloque de piso.	Plano de falla: 1) 342/82 SW 2) 342/8	Estrías de falla, sobre el plano 1) 12° en dirección 158°, dextral 2) 55/280, 55/100 SW			
-41.7337247	-65.3509551	MD 70	Muestra de veta de fluorita violeta oscura con roca de caja, facies brechada					
-41.7355717	-65.3491529	MD 71	zona de la veta con cubierta cuaternaria, discordante sobre la veta y la mLT.					
-41.7354531	-65.3493492	MD 72	Escasa Py en una vetilla póstuma de la fluorita. Hay Galena?				Si. REE en fluorita.	
-41.7415726	-65.3456158	MD 73	mLT alterada, con cloritas, calcita en fenocristales. La matrix es microcristalina, probablemente recristalizada. fenocristales, de qtz, Bt (quebradas, dobladas, algunas alteradas a clorita), FK alterados,	mLT, no hay granito. Tiene abundantes cristales de qtz y fk			Mayoritarios- UnJu	
-41.7408241	-65.3476032	MD 74	Ídem MD72					
-41.7406412	-65.3482324	MD 75 a	mLT con vetilla de cuarzo y fluorita	Vetillas: N305	25/85NW se repiten regularmente cada 10 cm			
-41.7398084	-65.3529178	MD 75	Roca ígnea con textura equigranular: Qtz, microclino, plagioclasa con macla polisintética, muscovita y opacos (AsPy?). El cuarzo tiene extinción ondulosa.	clastos de granito redondeados y angulosos, algunos con textura rompe cabeza, similar a MD48. Sobre esta brecha se apoya con base erosiva, la mLT. Este afloramiento se ve afectado por vetillas de fluorita	Vetillas: N320/80 NW	Roca total-ALS	274.4 ±4.0 Ma	Si
-41.7211891	-65.351635	MD 76	mLT al norte de Delta					
-41.7158384	-65.349099	MD 77	afloramiento sobre el camino, mLT rica en qtz					
-41.7103223	-65.3487641	MD 78	calizas masivas, con algunos "clastos", 20cm de espesor solamente.	70/23 NW				

Capítulo 4 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

-41.7096291	-65.3487936	MD 79	arenisca volcánica/toba con cuarzo grande, Bt y fk. Hay un tronco in situ (foto) y otro al lado de 50 cm de largo.	94/32 NE
-41.7090639	-65.3489115	MD 80	mLT rica en cristales de qtz y pómez, sin líticos.	
-41.7087195	-65.3487948	MD 81	Toba igual a MD79	
-41.7067201	-65.3478644	MD 82	subvolcánico, rumbo E-W	
-41.7060231	-65.3472109	MD 83	planchón de brecha de clastos de granito en matrix volcánica??	
-41.7090639	-65.3489115	MD 80	mLT rica en cristales de qtz y pómez, sin líticos.	
-41.7056433	-65.3471373	MD 84	tobas finas, similar a la cantera de fósiles. Sin fósiles visibles, intercalaciones gruesas y finas	70/26NW 65/25 NW
41°42'18.08 "S	65°20'49.89 "O	MD 85	facies de areniscas mas gruesas, en otra cantera de lajas, sin fósiles. Afloramientos de 4 o 5 m solamente	100/25 NE N40/10
-41.7052075	-65.3468511	MD 86	medio metro de afloramiento de toba intercalada en caliza.	70/25NW

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 5

CARACTERÍSTICAS DE LA MINERALIZACIÓN EPITERMAL Y LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DE LAS ROCAS EN EL PROYECTO ARROYO VERDE

5.1 INTRODUCCIÓN

Arroyo Verde es uno de los escasos depósitos epitermales con Au y Ag localizados en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico. Contiene recursos de 400.000 toneladas con una Ley media de 5,675 ppm de oro y 166,26 ppm plata totalizando un recurso inferido de 73.000 onzas de oro y 2.138.000 onzas de plata. Esto representa a 108.619 onzas de oro equivalente, basado en una relación Au-Ag de 1:60 (Portal Resources Limited, 2008). Estos valores lo hacen un depósito epitermal de pequeño tamaño que se encuentra hospedado en las rocas del **Evento Volcánico 1 (V0)** dentro del Complejo Marifil, según lo explicado en el Capítulo 3.

En el presente capítulo se describen las metodologías empleadas para el análisis de la mineralización en el Proyecto Arroyo Verde, se establece la distribución de los metales según los análisis geoquímicos de superficie y sondajes, la morfología de la mineralización, las texturas y composiciones de los sulfuros y sulfosales de la mena y también de los minerales de ganga. Se analizan las alteraciones hidrotermales de las rocas volcánicas que hospedan la mineralización, con el objetivo de establecer profundidades relativas de emplazamiento y procesos químicos asociados a las mismas.

Los resultados permitieron identificar las características de los minerales y texturas dentro de cada pulso y su relación espacio-temporal con las rocas del Complejo Marifil. Se ha establecido la clasificación de la Veta Principal en base a la estructura, mineralogía, los distintos pulsos, la secuencia paragenética de los minerales, la posible procedencia de fluidos y las condiciones de formación.

5.2 METODOLOGÍA

5.2.1 Trabajos de campo

Se realizaron cuatro campañas a la zona de Arroyo Verde para tomar muestras y medir las estructuras y fallas que controlan la mineralización en superficie y sondajes. En el Proyecto Minero Arroyo Verde fueron realizadas tres campañas de perforación, la ubicación de los collares se halla en la figura 5.2.1.1 y los datos de los mismos en la Tabla 5.2.1. De las dos primeras se tienen datos de mediciones, litología y química, pero no se cuenta con las muestras que en estos casos son de aire reverso (RC). De la última campaña realizada en 2007 por Portal

Resources Limited, se contó con la información brindada por la empresa para la tesis doctoral, incluyendo los datos geoquímicos y los testigos de diamantina (DDH) y con la mayoría de aire reverso (RC), siendo que, en cada sondaje particular, los métodos de perforación fueron variando, pasando de RC a DDH en el mismo sondaje (Tabla 5.2.1 anexo).

En campo, se realizó la descripción y muestreo de los testigos de corona de sondajes de diamantina y se identificaron los minerales de mena y ganga, además de la disposición de los mismos. Antes de realizar el muestreo, se analizó la información de geoquímica de sondajes proporcionadas por el geólogo Rubén Davicino de Portal Resources Limited. También se tuvo acceso a la base de datos de descripción de los testigos y las secciones de perforación confeccionadas por la empresa.

Los testigos de perforación de diamantina no se encuentran orientados, por lo cual la orientación de las vetas y vetillas se estimó con respecto al eje del sondaje y la relación con los afloramientos. En la presente tesis se considera que “vetas” son aquellas estructuras de relleno con ancho mayor a 0,4 m, mientras que las “vetillas” son aquellas fracturas rellenas que presentan un ancho menor a 0,4m. Para esta tesis se seleccionaron muestras cuya localización se presenta en la figura 5.2.1.2. Los sondajes de aire reverso, fueron descritos en el sector sur del *coulée*, aunque la mayoría de ellos no fueron recuperados en su totalidad, por hallarse a la intemperie y habiéndose roto varias cajas. Por este motivo, se trabajó mayoritariamente con los testigos producto de la perforación con diamantina.

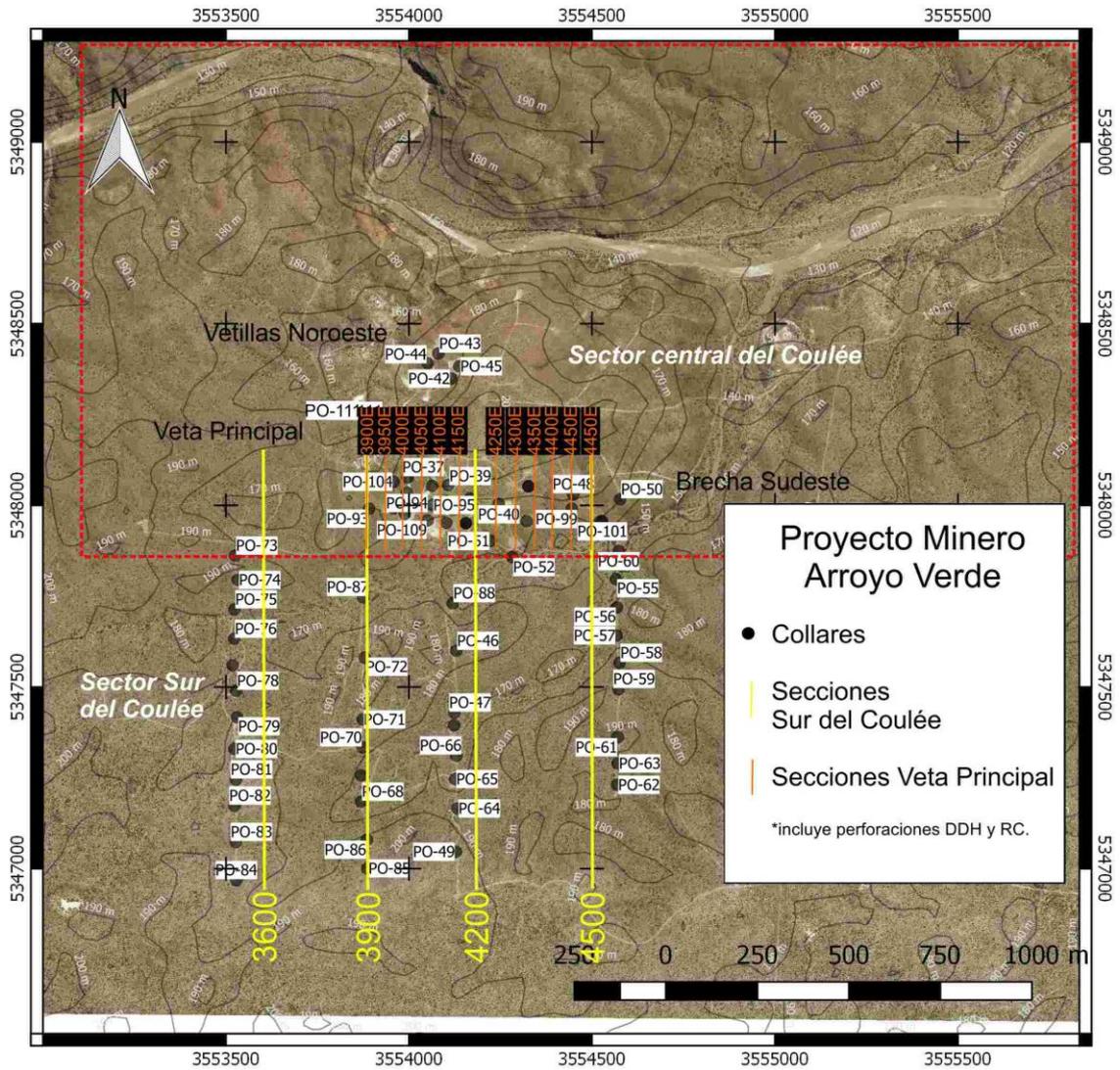


Figura 5.2.1.1: Imagen satelital con la ubicación de los collares de los sondajes y de las líneas o secciones que los contienen (Portal Resources Limited, 2008). El rectángulo rojo indica la posición del mapa de la figura 5.2.1.2.

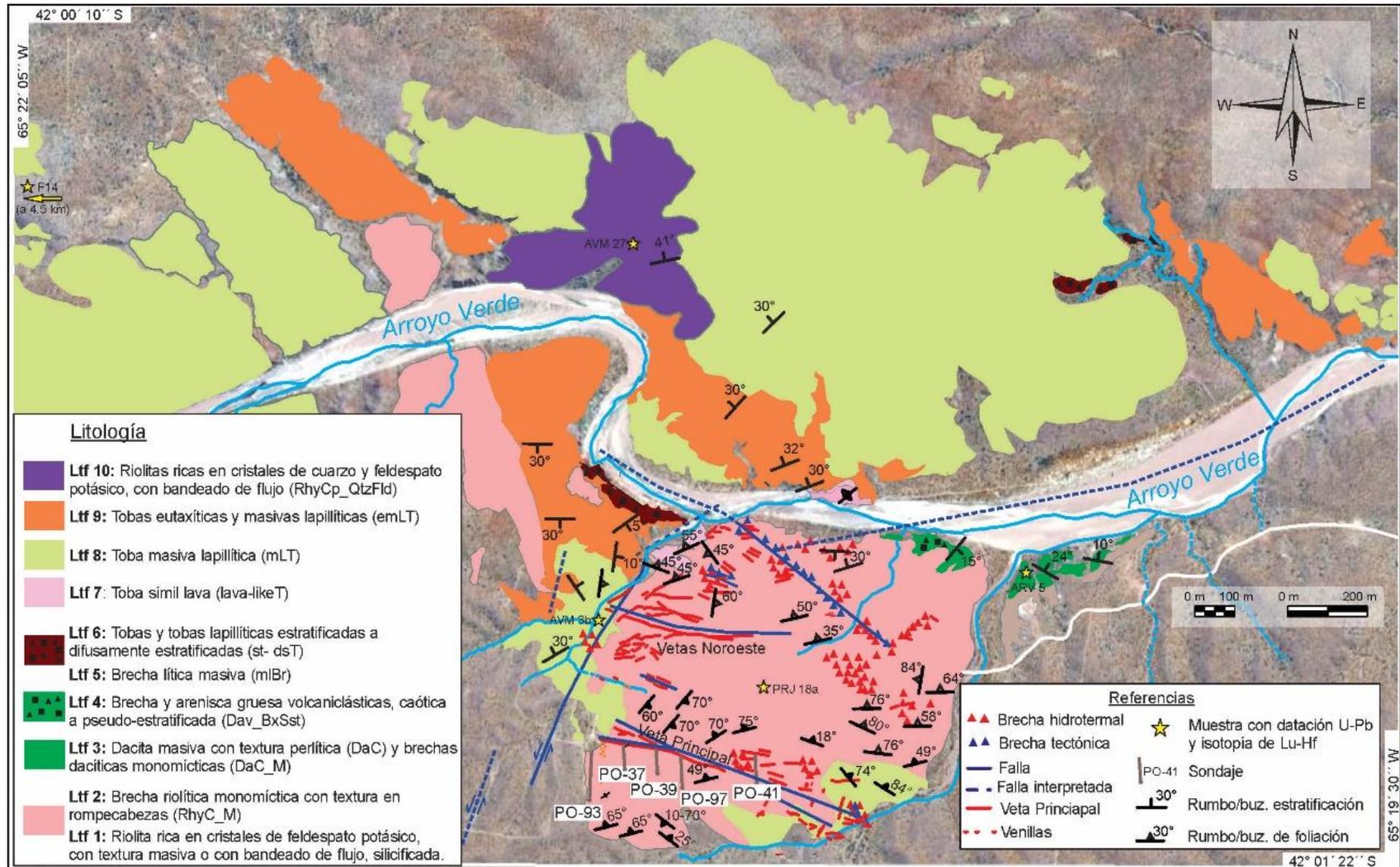


Figura 5.2.1.2: Mapa de la estratigrafía del Proyecto Arroyo Verde con la ubicación de los collares de los sondajes estudiados en color blanco (Modificado de Portal Resources Limited, 2008). La totalidad de los sondajes de la tabla 5.2.1 se presentan en la figura 5.2.1.1.

5.2.2 TRABAJOS DE LABORATORIO

5.2.2.1 Microscopía óptica

Para realizar los estudios texturales y para seleccionar las zonas donde efectuar los cortes delgados, se describieron las muestras utilizando lupa de mano y una lupa binocular Leica MZ9 5 con fuente de luz Leica CLS 100 X. Con esta misma lupa binocular, se describieron los cortes delgados petro-calcográficos, con el complemento de luz transmitida y luego se utilizaron los microscopios ópticos con luz transmitida y reflejada del Departamento de Geología de la Universidad del Sur (Leica DM 750 P y Nikon eclipse 50 i POL). En total, se estudiaron 80 muestras petro-calcográficas de las vetas.

5.2.2.2 Análisis de datos geoquímicos del Proyecto Arroyo Verde

La composición química de roca total de las muestras de superficie (*rock-chip* y grillas de suelos), testigos de diamantina y *chips* de aire reverso, fueron analizados en el laboratorio Alex Stewart Argentina SA (ASA), en la provincia de Mendoza, a pedido de la empresa Portal Resources Limited en el año 2008. Este laboratorio se halla acreditado según norma ISO 9001:2000. Las determinaciones fueron pedidas para Au por ensayo al fuego (código Au4-50) y un escaneo con espectroscopía de emisión de plasma inductivamente acoplado (ICP-ES) de 39 elementos (Ag, Al, As, Ba, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, Hg, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Ni, P, Pb, S, Sb, Sc, Se, Sn, Sr, Ta, Te, Ti, Tl, V, W, Y, Zn y Zr). Cuando las muestras presentaban contenido de Au y Ag por encima del límite superior de detección, se volvían a analizar usando el código ASA para ICP-Ore, procedimiento que utiliza 100 ml de una solución ácida fuerte que oxida el alto contenido de sulfuros dentro de una muestra de 0,2 gr y produce la digestión parcial de silicatos.

Para las muestras de superficie se realizó una caracterización geoquímica diferencial para las muestras de roca y las de suelo. Las relaciones entre distintos elementos químicos fueron analizadas a partir de una matriz de Pearson y se clasificaron los coeficientes de correlación de acuerdo a los siguientes rangos: [0 – 0,1] correlación nula o despreciable; [0,1 – 0,4] correlación baja o débil; [0,4 – 0,6] correlación media o moderada; [0,6 – 0,9] correlación alta o fuerte; [0,8 – 1] correlación perfecta o muy fuerte.

Con los datos geoquímicos de superficie proporcionados por Portal Resources Limited, se realizaron las correlaciones de los metales en planta utilizando el Software libre QGIS™. También con estos datos geoquímicos y el complemento de Excel™ XLSTAT. se efectuó el diagrama de Albinson et al., (2001) para clasificar los depósitos. El modelado en 3D y las

correlaciones en profundidad se realizó utilizando el software Leapfrog Geo™, el cual ayudó a la interpretación de conceptos geológicos que no habían sido observados previamente.

5.2.2.3 Microscopía electrónica de barrido

Muestras de zonas de vetas con anomalías de Au y Ag fueron seleccionadas para realizar análisis químico de minerales y mapeo de elementos en secciones delgadas pulidas. Este estudio se realizó en el Laboratorio Lamarx (Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis por Rayos X) de la Universidad de Córdoba, utilizando un detector marca OXFORD modelo X-MAX de 80mm² y un microscopio SEM Carl Zeiss Sigma. Este microscopio electrónico de barrido de alta resolución posee un cañón de electrones de emisión de campo tipo Schottky y detectores de electrones secundarios y retrodispersados, que permiten relevar simultáneamente información topográfica y de contraste químico. El voltaje acelerador fue entre 0,1 kV y 30 kV en pasos de 10 V. La resolución espacial operando a 15 kV y a la distancia de trabajo (WD) mínima es de 1,7 μm, mientras que a 1 kV y para la mínima WD es de 2 μm. El sector de la muestra PO-39 108,75m, fue observado con apertura de 60 μm y corriente de excitación de 145,1 μA.

La preparación de muestras fue realizada en el Laboratorio de Petrotomía del Departamento de Geología de la UNS. Para la observación de las muestras en el FE-SEM en el laboratorio Lamarx, las mismas fueron metalizadas con grafito y preparadas sobre soportes adecuados utilizando cintas conductoras de doble faz de cobre.

5.2.2.4 Análisis químicos de minerales

Las composiciones químicas de sulfuros y sulfosales se determinaron con la microsonda de electrones JEOL JXA-8230 del laboratorio Lamarx perteneciente a FAMAF (Facultad de Matemática, Astronomía, Física y Computación) de la Universidad Nacional de Córdoba, Argentina. Esta microsonda está equipada con cinco espectrómetros, los cuales operaron en modo de espectroscopia de dispersión de ondas (WDS). Los minerales de mena fueron analizados a un voltaje de aceleración de 15 kV y una corriente del haz (en bronce/latón) de 20 nA. El diámetro del haz varió entre 1 y 5 μm. Los estándares, tiempos de análisis en el pico máximo y límites de detección utilizados fueron: galena, esfalerita, calcopirita y piritita para el S K α (10 s, 200 ppm), galena (Pb M α , 10 s, 400 ppm), casiterita (Sn L α , 10 s, 170 ppm), niquelita (As K α , 10 s, 160 ppm), estibnita (Sb L α , 10 s, 200 ppm), pirolusita (Mn K α , 10 s, 140 ppm), calcopirita (Fe K α , 10 s, 130 ppm) y metales puros: Au K α (10 s, 300ppm), Cu K α (10 s, 200 ppm), Bi M α (10 s, 500 ppm), Ag L α (5 s, 300 ppm), Cd L α (10 s, 170 ppm), Co L α (10 s, 140 ppm), Zn K α (10 s, 300 ppm).

El análisis cualitativo y la identificación de minerales fue complementada por un espectrómetro de energía dispersiva (EDS) que se encuentra incluido en la microsonda de electrones JEOL JXA-8230. El mismo tiene un detector de 10 mm² de área, una resolución de 133 eV (FWHM) para la línea K α de Mn. El rango de elementos detectables se encuentra entre Na y U, se refrigera utilizando nitrógeno líquido y tiene una ventana de aislación de Be, con un ángulo de salida de 40°.

5.2.2.5 Catodoluminiscencia

Este método permite identificar diferencias de luminiscencia entre pulsos de un mismo mineral, lo cual es extremadamente útil para el estudio de texturas en depósitos epitermales. La luminiscencia en cada mineral depende de las impurezas que hayan sido incluidas dentro el mismo. Para el estudio se utilizó el equipo de catodoluminiscencia CL8200 Mk5-2 EDX acoplado a un microscopio de epifluorescencia Nikon eclipse 50iPOL, del Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur.

La preparación de la muestra se realizó en el laboratorio de Petrotomía del Departamento de Geología de la UNS, utilizando pegamentos especiales que evitan la degradación de la resina por calentamiento. Se analizó la muestra estudiada en microsonda (PO-39 108.75) con el objetivo de unir texturas de los pulsos de sílice y cuarzo con minerales opacos.

5.2.2.6 Determinación de minerales de alteración mediante espectroscopía de reflectancia de infrarrojo.

El método de determinación de minerales por espectroscopía de reflectancia infrarroja, permite una rápida y certera aproximación a los minerales presentes en las diversas profundidades y ubicaciones de la mineralización, de mucha utilidad en el campo de la minería y la química.

Para la obtención de estos datos se utilizó un espectrómetro oreXpress™, de Spectral Evolution™. Este espectrómetro utiliza una fuente lumínica que irradia la muestra y luego mediante un detector capta la vibración de la energía de un sólido por reflectancia molecular y registra valores de reflectancia desde la región del espectro electromagnético visible e infrarrojo cercano (VNIR) a la región del infrarrojo de onda corta (SWIR).

La espectroscopía de reflectancia infrarroja muestra una alta resolución espectral para la aplicación en la determinación de arcillas y otros minerales como carbonatos, sulfatos y sílice entre otros. Este método permite mapear zonas de alteración, utilizar estos datos para

identificar la mineralización, y analizar rápidamente muestras de sondajes (aire reverso y diamantina). En el caso de Arroyo Verde se trabajó sobre una base de datos con un total de 21 muestras, con 78 mediciones separadas en 47 mediciones de superficie y 31 mediciones en sondajes (Tabla 5.2.2.6, en el anexo), para identificar el comportamiento de las asociaciones de minerales de alteración en profundidad.

Los resultados fueron interpretados utilizando el software DARWin™, también provistos por el mismo fabricante. Este programa guarda datos en archivos tipo ASCII, los cuales pueden abrirse con varios softwares, incluyendo Excel, el cual es el usado en esta tesis para el manejo de los datos. Con los datos analizados, se determinó la mineralogía presente en cada muestra y se la comparó con los datos identificados en las secciones delgadas. Se ubicó los minerales en los diversos sectores de la muestra de mano y, en los casos que fue posible, se ubicó en la secuencia paragenética.

5.2.2.7 Microtermometría de inclusiones fluidas.

El estudio de las inclusiones fluidas en la Veta Principal de Arroyo Verde se realizó en cortes delgados doblemente pulidos y descubiertos. Los cortes doblemente pulidos se confeccionaron según técnicas específicas y se pegaron en frío con resina no fluorescente (cianoacrilato) a fin no afectar la composición de los fluidos entrampados y poder despegar las muestras utilizando acetona. El estudio de estas muestras se realizó en el Departamento de Geología de la UNS, utilizando una platina de calentamiento-enfriamiento Linkam MDS 600, con un rango de operación de -180° a $+600^{\circ}\text{C}$, equipada con un sistema de enfriamiento por nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento, instalada en un microscopio petrográfico Olympus BX50 con un objetivo Leitz UTK50/0.63. La platina fue calibrada con sustancias estándares puras como inclusiones naturales de CO_2 puro de Calanda-Suiza ($-56,6^{\circ}\text{C}$), agua destilada (0°C) y estándares con punto de fusión conocido del laboratorio Merck (70°C , 100°C , 135°C , 180°C , 200°C , 247°C , $306,8^{\circ}\text{C}$, 398°C).

Para las mediciones, fueron elegidas las inclusiones fluidas que no presentaran evidencias de escape de fluidos, estrangulamiento o decrepitación a fin de evitar lecturas que no representen el fluido original y valores que hayan sido modificados por fenómenos post-entrampamiento. Luego de las primeras lecturas se estableció una temperatura de -80°C para alcanzar el sobre congelamiento (descartando la presencia de CO_2), y una máxima de 360°C para conseguir la homogenización de las fases. De este modo, se obtuvieron las temperaturas de homogenización (T_h), temperaturas del eutéctico (T_e) y las temperaturas de fusión final (T_m).

La temperatura de homogenización representa la temperatura mínima de entrapamiento, es decir la temperatura del fluido al momento de precipitar. La temperatura del eutéctico solo pudo apreciarse de manera segura en escasas inclusiones, arrojando valores entre -13° y -18°C , lo que sugiere un sistema $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - (\text{KCl})$, y es por este motivo que las salinidades fueron expresadas como porcentaje en peso de NaCl eq. (Davis et al., 1990; Bodnar, 2003). Finalmente, el valor de salinidad del fluido fue obtenido a partir de la temperatura de fusión final (T_m), según la ecuación propuesta por Bodnar (1993).

5.3 RESULTADOS

5.3.1 Distribución de los metales, tipos de mineralización y caracterización geoquímica.

El Proyecto Arroyo Verde se divide en dos sectores con diversos tipos de mineralización: el **Sector central del Coulée** (incluye las Vetillas Noroeste, Veta Principal y Brecha Sudeste) y el **Sector sur del Coulée** (vetillas entrecruzadas, ciegas, por debajo de cobertura de gravas). Las anomalías de superficie (Figura 5.3.1), se relacionan con los afloramientos vetiformes del sector central, alojados en el *coulée* riolítico (RhyC- Ver capítulo 3) y en menor proporción a fragmentos de veta en las cercanías de los afloramientos de vetas. Al no contar con una grilla de muestreo sistemático de suelos que abarque toda el área del proyecto, no pudo confeccionarse un mapa de anomalías, solo pueden indicarse los valores de muestras puntuales (Figura 5.3.1).

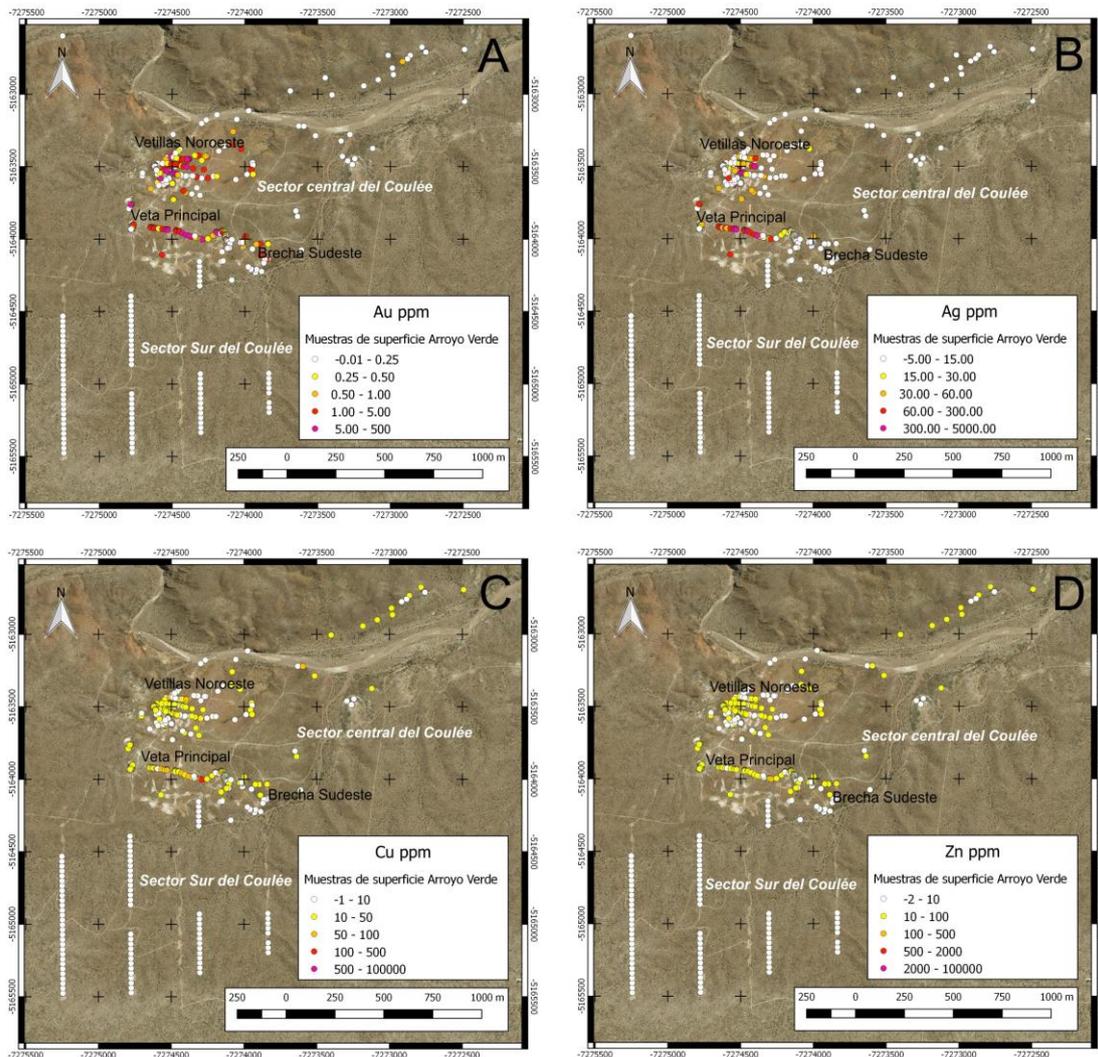


Figura 5.3.1: Imagen satelital con los valores de anomalías de muestras de superficie (Portal Resources Limited, 2008). A) muestras con anomalías de Au, B) muestras con anomalías de Ag, C) muestras con anomalías de Cu y D) muestras de superficie en el Proyecto Arroyo Verde con anomalías de Zn .

La distribución de las anomalías se asocia siempre a las estructuras vetiformes de relleno. En la estructura denominada Veta Principal, las anomalías se extienden por 600 m en dirección oeste - este y en 11 m en dirección norte- sur. Las anomalías en la zona de Vetillas Noroeste, se extienden por 300 metros en dirección este-oeste y 97 metros de norte a sur. El sector de la Brecha Sudeste presenta anomalías discontinuas, posiblemente atribuidas al carácter saltuario de los afloramientos.

En el sector central del *coulée*, la correlación de las anomalías de Au y Ag en las muestras de vetas y vetillas es moderada. La correlación de Au-Cu, Au-Mo, Au-Pb, Au-Zn, Au-As es nula o despreciable mientras que la correlación de Au-Sb es débil. La correlación de Cu-Zn y Cd-Zn en este sector es alta y se dispersa hacia la zona norte del arroyo de acuerdo a lo observado en la

Figura 5.3.1 C y D. Las correlaciones As-Sb, Cu-Cd, Cu-Pb y la de Pb-Zn son moderadas (Tabla 5.3.1 a).

	Au FA ppm	Ag ICP ppm	As ppm	Cd ppm	Cu ppm	Mo ppm	Pb ppm	S %	Sb ppm	Zn ppm
Au FA ppm	1.000									
Ag ICP ppm	0.538	1.000								
As ppm	0.085	0.174	1.000							
Cd ppm	-0.003	0.010	0.115	1.000						
Cu ppm	0.071	0.100	0.235	0.573	1.000					
Mo ppm	0.013	-0.010	0.132	0.022	0.079	1.000				
Pb ppm	0.062	0.087	0.112	0.379	0.544	0.008	1.000			
S %	0.118	0.261	0.131	0.026	0.082	0.181	0.065	1.000		
Sb ppm	0.228	0.247	0.497	0.199	0.210	0.076	0.059	0.091	1.000	
Zn ppm	-0.027	-0.021	0.158	0.656	0.786	0.085	0.480	-0.015	0.104	1.000

Tabla 5.3.1 a: Coeficientes de correlación de Pearson para las muestras de tipo *rock chip* (canaletas y esquirlas) del sector central del *coulée* (Veta Principal y brecha sudeste).

En el sector sur del *coulée* se cuenta con cuatro transectas sobre las cuales se tomaron muestras de suelo. De estas muestras se desprende que la correlación Au-Ag es perfecta y la de Cu-Zn es fuerte. Las correlaciones entre Ag-As, As-Sb y Pb-Zn son moderadas, mientras que la correlación Cu-Pb es baja o débil.

	Au FA ppm	Ag ICP ppm	As ppm	Cd ppm	Cu ppm	Mo ppm	Pb ppm	S %	Sb ppm	Zn ppm
Au FA ppm	1.000									
Ag ICP ppm	0.969	1.000								
As ppm	0.334	0.412	1.000							
Cd ppm	0.037	0.060	0.080	1.000						
Cu ppm	0.173	0.173	0.053	0.840	1.000					
Mo ppm	0.253	0.273	0.212	0.642	0.651	1.000				
Pb ppm	0.111	0.109	0.065	0.312	0.393	0.237	1.000			
S %	0.022	0.018	0.058	-0.121	-0.108	-0.095	-0.031	1.000		
Sb ppm	0.015	0.153	0.515	0.048	-0.019	0.249	-0.010	0.009	1.000	
Zn ppm	-0.032	-0.026	-0.057	0.792	0.842	0.546	0.543	-0.107	-0.037	1.000

Tabla 5.3.1 b: Coeficientes de correlación de Pearson para las muestras de suelo y sedimentos de corriente del sector sur del *coulée*.

Teniendo en cuenta el cálculo de estos coeficientes de Pearson y las correlaciones entre elementos, se evidencia que el sector sur es posiblemente una extensión cubierta del sector central. Esto se identifica dadas las correlaciones de elementos como Au y Ag, que llegan a ser mejores incluso que en el sector de la Veta Principal, mientras que los metales base son menos correlacionables entre sí.

Utilizando el diagrama de clasificación de Albinson et al., (2001), las muestras del **Sector central del Coulée** se encuentran mayoritariamente dentro del campo de los depósitos epitermales de Au-Ag y en menor medida de Ag-Au (Figura 5.3.1 c). Si se grafican los análisis químicos del **Sector Sur del Coulée** en el mismo diagrama ternario los datos se encuentran dispersos, pero principalmente dentro del campo de los epitermales de Pb-Zn-Au (Figura 5.3.1 d).

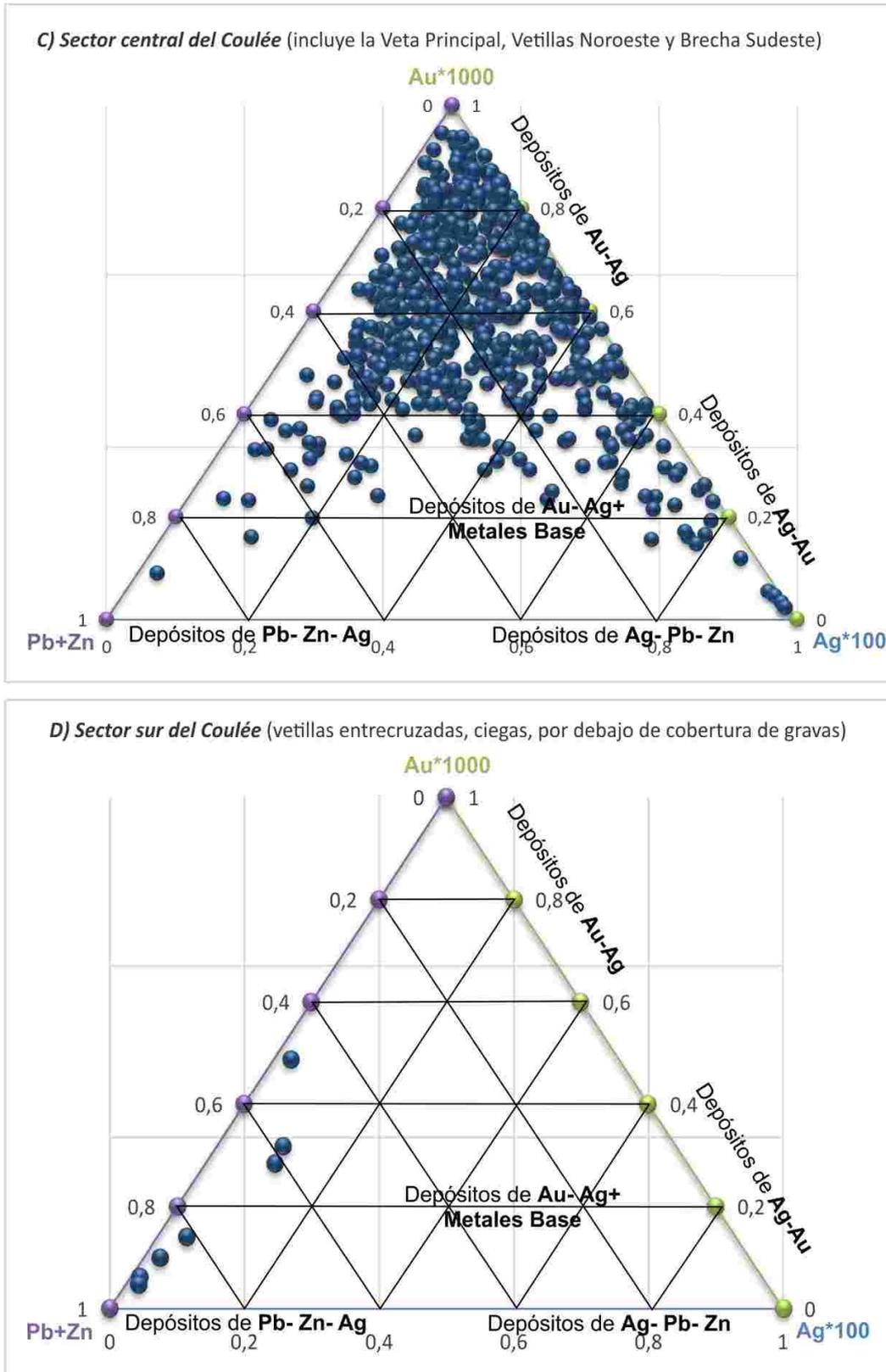


Figura 5.3.1: C) Diagrama ternario (Au*1000-Ag*100-Pb+Zn) para el sector central del *coulée*. D) Diagrama ternario (Au*1000-Ag*100-Pb+Zn) para el sector sur del *coulée* (modificado de Albinson et al., 2001).

La presente tesis doctoral se focaliza en el estudio de la zona de la Veta Principal para determinar las características del sistema epitermal, pero a continuación se realiza un breve resumen de los demás sectores.

5.3.1.1 Sector sur del coulée: vetillas en enjambre con mineralización polimetálica (Portal Resources Limited, 2008)

El sector con mineralización polimetálica fue identificado mediante anomalías de polarización inducida (IP) detectadas por debajo del relleno aluvial (Caranza y Paolini, 1996). En esta zona, la mineralización se encuentra cubierta por hasta 50 m de gravas y limos del Pleistoceno superior de la Fm. Eizaguirre (Cortés, 1981b y 1987). Para la exploración de este sector, la empresa Portal Resources Limited. realizó cuatro líneas de perforaciones de aire reverso con orientación sur-norte, las cuales incluyen 35 sondajes verticales (Figura 5.2.1.1).

En los datos geoquímicos provistos por la empresa (Portal Resources Limited, 2008) se reconocen valores anómalos de Zn y Pb, con una baja anomalía de Cu, en los sondajes PO-47, PO-68, PO-69, PO-74, PO-77, PO-80, PO-85, PO-86, PO-88. En el resto de los sondajes de aire reverso, se describen pequeñas vetillas entrecruzadas que se localizan en las facies coherentes (sondaje PO-60 entre 52 y 77 m, PO-69 entre 132 y 144m y en PO-85 entre 131 y 135 m). Aquí la mineralización se compone por esfalerita, calcopirita, galena y minerales de Ag, sin anomalías de Au significativas.

La empresa describe este sector como una mineralización de Cu-Pb-Zn-Ag asociada con vetas de cuarzo, calcedonia y brechas de los mismos minerales (Portal Resources Limited, 2008). La mineralización se emplaza en una intrusión porfírica riodacítica en el contacto con el basamento metamórfico. Este intrusivo no pudo ser determinado en los sondajes revisados en el transcurso de esta tesis doctoral, sino que se identificaron las mismas litofacies que fueron descriptas en superficie para la Veta Principal: facies coherentes (RhyC) y brechas masivas de tobas lapillíticas (mLT).

Para reconocer la disposición de los minerales de interés económico, se revisaron las cajas de las perforaciones de aire reverso de los sondajes PO-46, PO-47, PO-66, PO-64 de la sección 4200, los sondajes PO-69 y PO-87 de la sección 3900 y el sondaje PO-84 ubicado en el extremo sur de la sección 3600 (Figura 5.2.1.1). Durante el estudio de estos intervalos de perforación se reconoció la roca de caja como una facies coherente, posiblemente RhyC. A profundidad de 130 m del sondaje PO-84 se describen vetillas (menos de 1 cm) de cuarzo en mosaico junto con adularia (Figura 5.3.1.1). Los minerales metálicos identificados en estas

vetillas son calcopirita, galena y esfalerita que se disponen asociados a pirita y acantita, mostrando una disposición similar a la que luego se describirá para uno de los eventos de la Veta Principal.

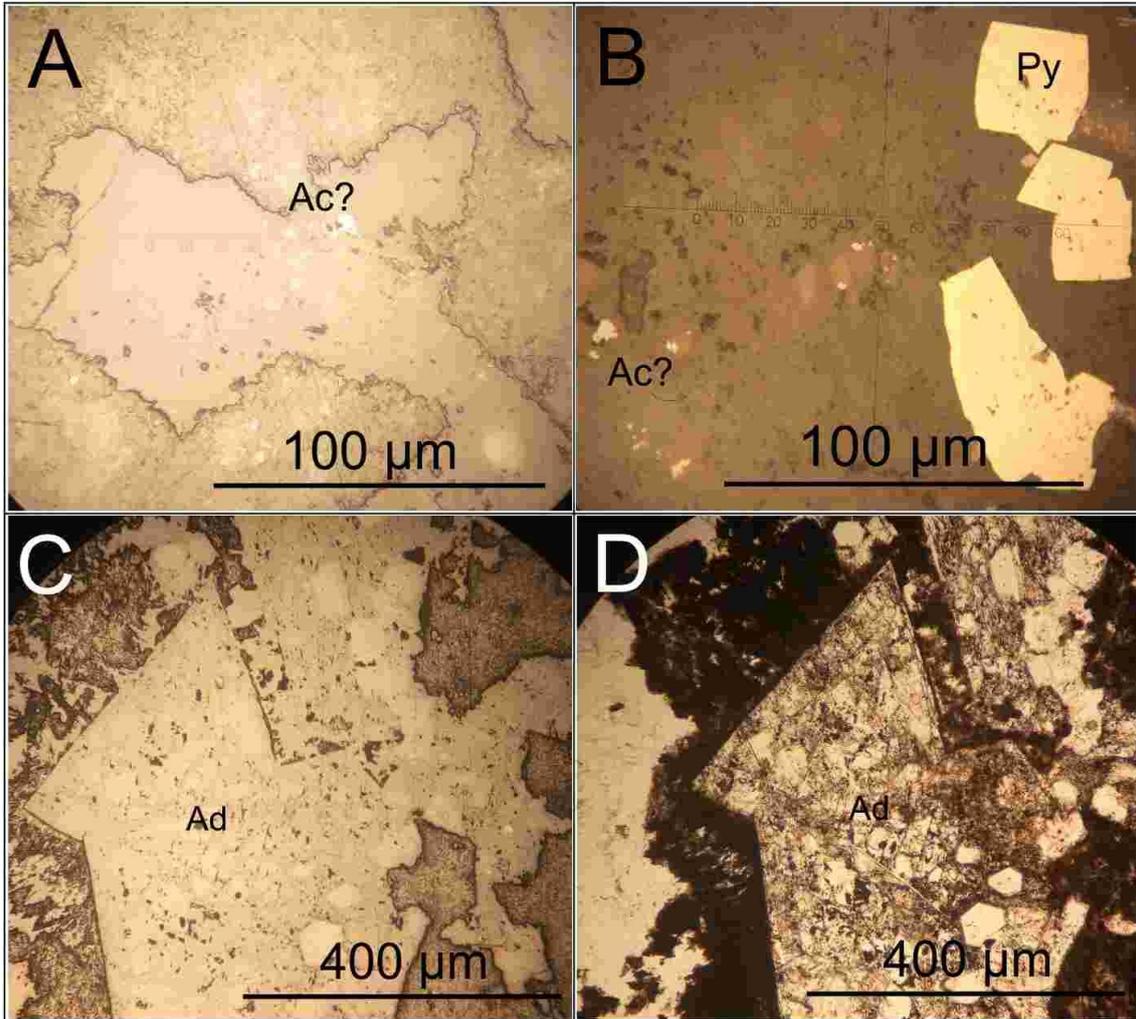


Figura 5.3.1.1: Microfotografías de corte petro-calcográfico del sondaje PO-84 (RC) a 130 m de profundidad de sondaje, ubicado al sur de la sección 3600. A) Microfotografía con luz reflejada de posible acantita (Ac?) B) Microfotografía con luz reflejada de pirita (Py) y posible acantita (Ac?) asociados a la vetilla de cuarzo y adularia C) Adularia con luz reflejada asociada con pirita D) Microfotografía con nicoles paralelos del mismo sector marcado en C.

5.3.1.2 Sector central del coulée: vetas de cuarzo (Portal Resources Limited, 2008)

En superficie, las vetas y enjambres de vetillas se localizan en los sectores noroeste y en el sur- sudoeste del *coulée*, presentan orientación general ONO-ESE con buzamientos entre 80° y 90° y una orientación subordinada norte-sur, con igual buzamiento. En este sector, Carranza y Paolini (1996), definieron tres blancos de exploración los cuales denominaron:

1) *Veta Principal*: constituye una estructura de cuarzo de aproximadamente 400 m de largo y de 3 a 5 m de potencia, con buzamiento al sur-sudoeste, a la que se le puede incluir un sistema de vetillas paralelas que en conjunto conforman una franja mineralizada de hasta 40 m de ancho.

2) *Brecha Sudeste*: se interpreta como la prolongación oriental de la Veta Principal y cubre un área de 200 m en dirección E-O y 70 m en dirección N-S. En este lugar la estructura de cuarzo de la veta principal ha sido fracturada y cementada por sílice tardía constituyendo una brecha hidrotermal silíceo, compuesta por clastos de veta con oro visible. El muestreo geoquímico de superficie indicó valores de mineralización aurífera bastante consistentes, con un promedio de 1,5 ppm. Durante las perforaciones (Portal Resources Limited, 2008) este sector no presentó valores anómalos esperados.

3) *Vetillas Noroeste*: representa un área de 300 m en dirección E-O y 250 m en dirección N-S, ubicada 150 m al norte de la Veta Principal y en donde se obtuvo el mayor valor de oro en superficie del proyecto, con 29,6 ppm Au y 66,0 ppm Ag en una vetilla de 0,15 m de potencia y oro visible. Está constituido por un sistema de vetillas paralelas (*sheeted*), sub-paralelas y entrecruzadas (*stockwork*) compuestas por cuarzo microcristalino y pirita con una densidad de hasta 25 vetillas por metro, dispuesto en dirección preferentemente NE.

Varios sondeos de poca profundidad indicaron mineralización de oro restringida a vetillas y vetas de hasta 2 m de potencia, pero al evaluar estructuras a mayor profundidad, solo se detectaron valores anómalos de Au, Ag y Cu (Portal Resources Limited, 2008), descartando la potencialidad de este sector del proyecto.

5.3.2 Sector de la Veta Principal

La Veta Principal es el sector con mejor extensión, afloramientos y desarrollo de las estructuras vetiformes, siendo la estructura con los mejores datos texturales y geoquímicos de sondajes (Figura 5.3.2).

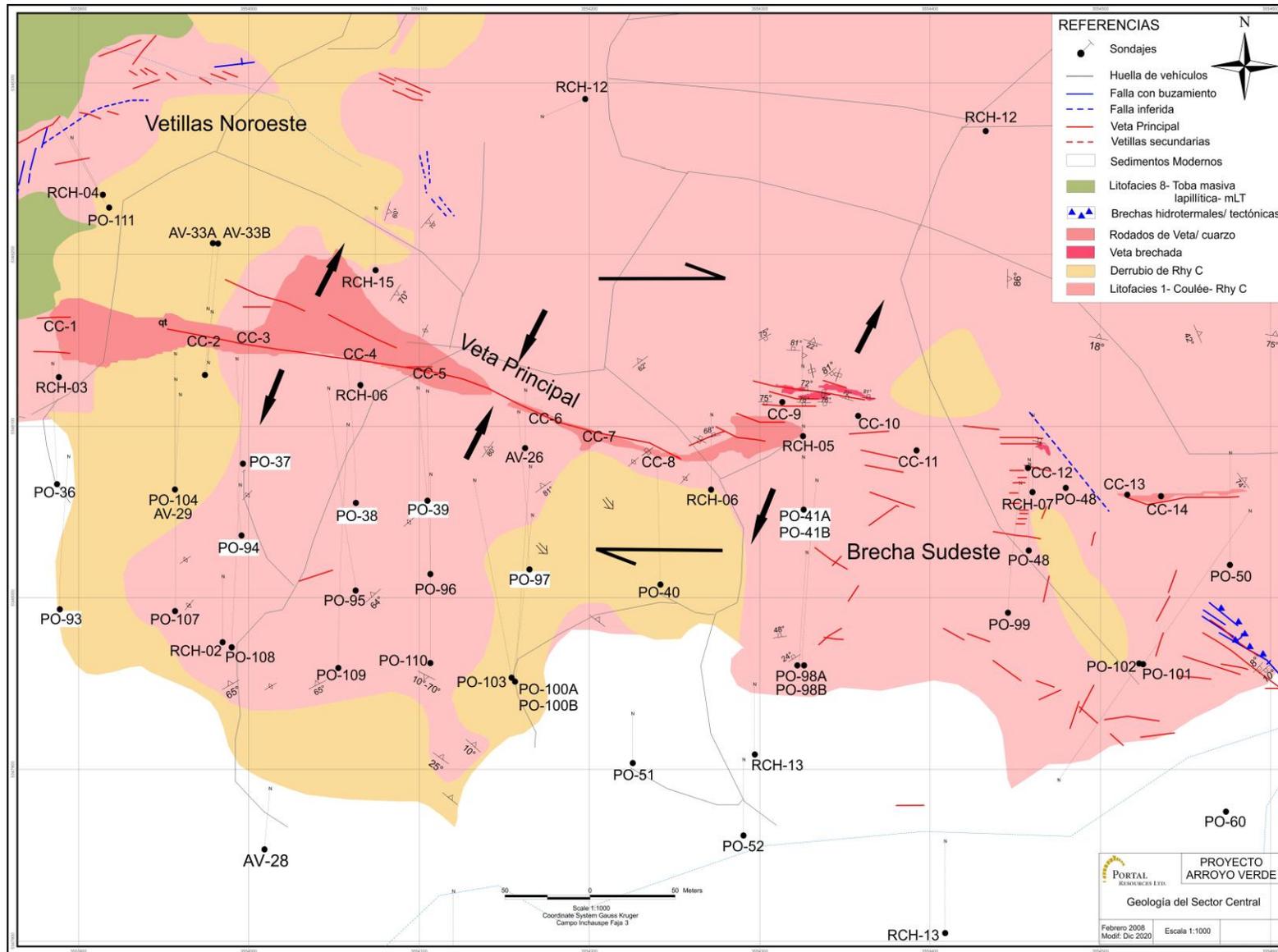


Figura 5.3.2: Mapa modificado de Portal Resources Limited (2008), del sector central del *coulée* con indicación de las litofacies, las estructuras vetiformes, collares de los sondajes, trincheras y huellas. Se marca la Veta Principal, Vetillas noroeste y Brecha Sudeste. Resaltado en blanco, los sondajes muestreados en esta tesis doctoral. Del resto de los sondajes se cuenta con datos geoquímicos de la empresa.

En cuanto a las características estructurales de la Veta Principal, se evidencia un predominio de la deformación frágil, con discontinuidades, sectores de dilatación y zonas con desplazamiento de rumbo en las fracturas. Las fracturas son las que generan permeabilidad secundaria en la roca riolítica y permiten la formación de este tipo de depósito. Puede verse en el mapa de la figura 5.3.2, diversos arreglos de falla, siendo los de mayor interés económico los hallados hacia el oeste, con inflexiones de cola de caballo y hacia el este, de tipo escalonadas (*en echelon*). Estos puntos son los que presentan mayor permeabilidad estructural (Curewitz y Karson, 1997; Davis y Reynolds, 1996).

En la Veta Principal, el rumbo es ONO-ESE. La mayor concentración de los mejores sondeos y valores asociados corresponden al sector de mayor apertura, indicado por las flechas de extensión en sentido NO - SE de la figura 5.3.2. El sector de la Brecha Sudeste en cambio, es un sector de apertura con movimientos escalonados de carácter extensional que solo presentan mineralización en el último evento de relleno y no contienen anomalías significativas de elementos de interés, pudiendo considerarse como un evento de post mineralización.

5.3.2.1 Texturas de los minerales de ganga de la Veta Principal

5.3.2.1.1 Minerales del grupo de la sílice

Para analizar las texturas se montaron las fotografías obtenidas por catodoluminiscencia en la muestra PO-39 107,75 m (Figura 5.3.2.2.1). En la misma puede observarse cómo los sulfuros se disponen dentro de las diferentes texturas de cuarzo asociadas a los diferentes pulsos que pueden evidenciarse y separarse por este método. De la gran variedad de texturas que exhibe este mineral, se identificaron:

- Texturas de crecimiento primario

La textura de cuarzo masivo se desarrolla en todos los eventos, siendo la principal textura que compone los clastos de gran tamaño (2 a 10 cm) de las brechas de vetas. Se asocia a sectores crestiformes y de cocardas.

Las texturas en peine y de crecimiento zonal de los cristales se desarrollan mejor en los sondeos, corresponden a un pulso de relleno en espacios abiertos, con gran desarrollo de los cristales. Se da especialmente en las amatistas, que desarrollan cristales de crecimiento zonado.

Las texturas con apariencia de musgo (*moss*) y las coloformes solo se presentan de manera subordinada, estando ubicadas solo en algunos sectores de las muestras de superficie y sondajes poco profundos.

Texturas de recristalización

En la Veta Principal se identificaron texturas en mosaico, plumosa y llameante. Estas texturas indican que el mineral original precipitado era sílice, en cualquiera de sus variedades y que luego recristalizó a cuarzo.

Texturas de reemplazo

Se identificaron texturas en enrejado, enrejado fantasma y sacaroides. Reemplazan a baritina, la cual fue evidenciada mediante el mapeo en microscopio de barrido (Figura 5.3.2.1.1 C y D) y también a calcita, aunque este mineral solo fue reconocido en microscopio óptico.

Todas estas texturas se presentan en bandas en las que se intercalan tramos con texturas de reemplazo con otras de texturas de recristalización (Figura 5.3.5.2) indicando una simultánea precipitación de sílice con otros minerales (ej. baritina) que luego son reemplazados por más sílice o recristalizados a cuarzo.

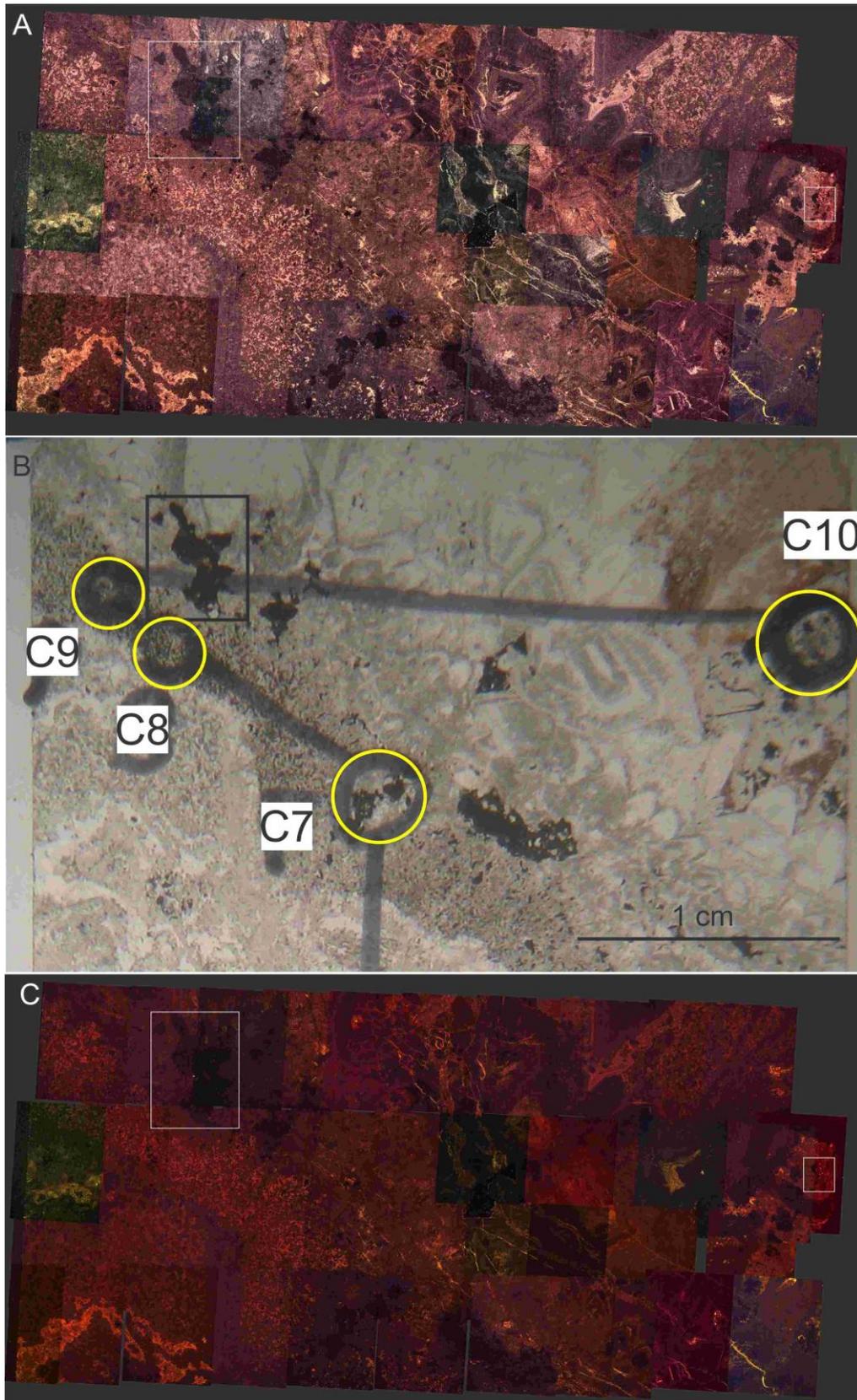


Figura 5.3.2.1.1: A) Montaje de imágenes obtenidas con microscopio de catodoluminiscencia y alto contraste, para lograr identificar pulsos de cuarzo y relleno. B) sección delgada pulida de la sección PO-39 108,75 m, los círculos amarillos son los sectores analizados con microsonda en las próximas secciones de este trabajo. C) Imagen montada de catodoluminiscencia, con menor contraste y el color característico de luminiscencia rojizo de estos minerales de ganga.

5.3.2.1.2 Baritina

Constituye el relleno de algunas de las bandas de vetas, junto con cuarzo micro y criptocristalino, en los primeros eventos de relleno de la Veta Principal. La baritina es parcialmente reemplazada por pirita-marcasita (Py I- Mrc?) del primer evento, lo cual se evidencia en la muestra PO-37H (Figura 5.3.2.2.2 C y D) y por cuarzo con muchas impurezas de Fe. Este mineral fue reconocido mediante el uso de microsonda de electrones, pues los remanentes son escasos.

5.3.2.1.3 Adularia

Este mineral se halla intercrecido con cuarzo masivo y microcristalino en el Evento 4 de la paragénesis. Se identifican cristales subrómicos y algunos rómicos, como relleno de espacios abiertos, con muy buen desarrollo en la Veta Principal y también moderadamente en el sector Sur del *Coulée*. En este último lugar, no se habían descrito vetillas con adularia, por lo que esta identificación permite estimar una continuidad de las vetas de Au y Ag hacia el sur y aumentar el potencial de este sector.

5.3.2.1.4 Óxidos de hierro + sílice (hematita ± goethita + sílice)

Esta asociación de minerales de alteración se presenta restringida como cementos de brechas. Se localizan a lo largo y ancho de toda la veta principal y en especial se evidencia en superficie hacia el sector Este de la misma, donde se han realizado perforaciones y no se encontraron valores de interés económico. En general, cementa clastos de veta de cuarzo blanquecino de texturas entre masivas a bandeadas. En la muestra PO-41 (Figura 5.3.5.2 a y c) se evidencia este cemento como último pulso y se interpreta que quizá esté asociado a un fallamiento póstumo del sistema.

En la muestra PO-97 215m se observa claramente la presencia de este cemento alrededor de los clastos de cuarzo masivo blanco. Este sector de la veta no posee valores anómalos de Au o Ag.

5.3.2.2 *Texturas y composición química de los minerales opacos de la Veta Principal.*

5.3.2.2.1 Pirita y marcasita

Pirita-marcasita se hallan presente en todas las muestras de la Veta Principal. El mineral marcasita fue identificado en microscopio calcográfico junto con pirita en la muestra PO-37 H y

en los sucesivos análisis realizados en microsonda (Tabla 5.3.2.2). Marcasita se presenta de forma botroidal mientras que pirita se evidencia de manera tanto anhedral como euhedral.

Se identificó Py I- Mrc? como un primer pulso (asignado al evento 1-E1 de la muestra PO-37 E 97,7m) que presenta texturas botroidales con bandeados coloformes de hasta 700 μm de ancho. Estos minerales presentan cristales individuales de hasta 200 μm y también se hallan como reemplazo de baritina (PO-37 H 113,4m). Este pulso de pirita-marcasita (Py I-Mrc?) anhedral se halla relacionada con el pulso de sílice negra verdosa identificado en superficie y en los sondajes. La segunda forma identificada, es pirita euhedral (Py II- Evento 3- E3), precipitando como un segundo pulso alrededor de Py I-Mrc y/o como cristales euhedrales diseminados, sin relación con la primera. Esta segunda forma de la pirita es la más extendida en todas las muestras estudiadas.

Las composiciones químicas de pirita y marcasita, tanto en agregados como en cristales discretos (total de 19 análisis) muestran buenos porcentajes totales (100-101,2%) y cantidades traza de varios metales y elementos (Tabla 5.3.2.1 anexo). Pirita en cristales euhedrales que se halla en el Evento 3, muestra altos contenidos de As (hasta 3,51%) y trazas de Cd (hasta 0,07%), Sn (hasta 0,04%) y Mn (hasta 0,03%).

Todas las piritas analizadas en la muestra PO-39_108,1m tienen trazas de Pb que varían entre 0,28 y 0,85% y trazas de Ag que llegan hasta 0,12%. También se identificaron dentro de pirita y marcasita, trazas de Co (hasta 0,16%), de Cu (hasta 0,14%) y Zn (hasta 0,17%). El Sb se dispersa en las piritas estudiadas, presentando valores traza (0,1 a 1,15%) en las piritas sin Ag y siendo nulo en la zona con minerales de Ag y Au. El Au fue analizado en las piritas y evidenció valores de hasta 0,22% en peso (Tabla 5.3.2.2 anexo).

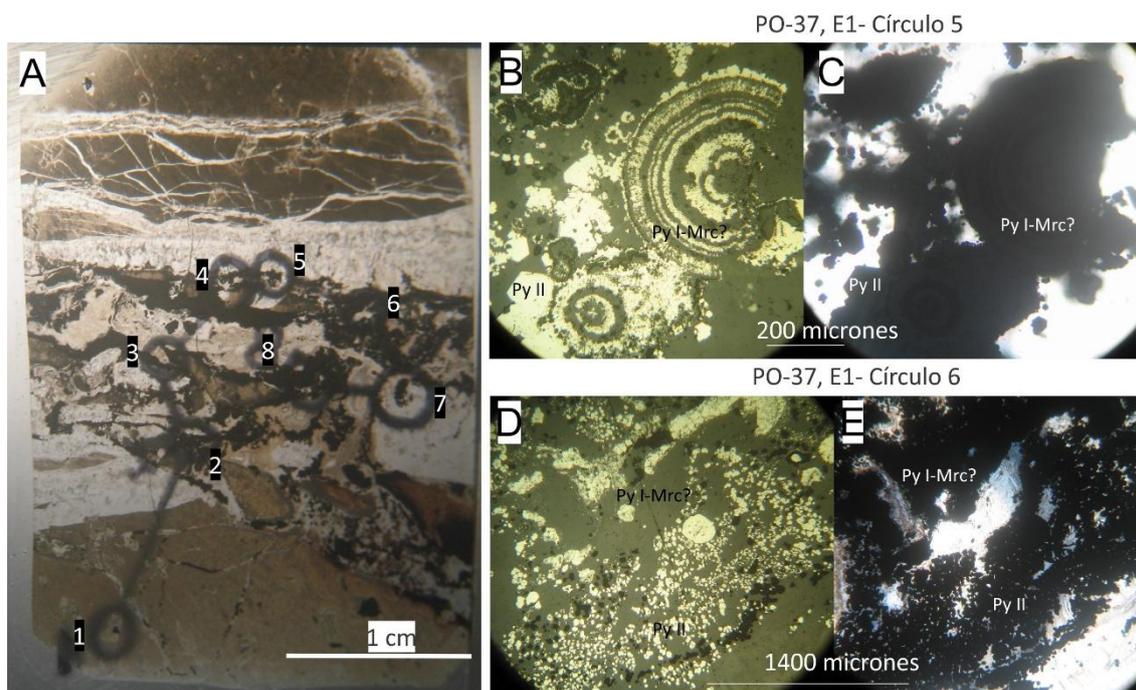


Figura 5.3.2.2.1: Micro fotografías con luz reflejada y transmitida de la muestra PO-37 E 97,7m. A) Imagen de lupa de la muestra completa, con nicols paralelos, indicando la posición de cada zona estudiada. B) Circulo 5, esferulita de pirita I-Marcasita (Py I-Mrc?) siendo rodeada por pirita II (Py II). C) Ídem B, con luz transmitida. D) sector del circulo 6 de la misma muestra con piritas anhedrales (Py I-Mrc?) y piritas euhedrales (Py II). E) Ídem D, con luz transmitida.

En la muestra PO-37 H 113,4m en sectores que se corresponden al Evento 2 (E2) se evidencia en microscopio de barrido, un núcleo redondeado de pirita, rodeada por bandas con hasta 3,5% en peso de As, otra banda con marcasita que es producto de reemplazo de baritina (Figura 5.3.2.2.2 L y C) dentro de textura en enrejado, donde se halla intercrecida con cuarzo y es rodeada por nuevas bandas de pirita. En el mapeo realizado en el FE-SEM Sigma (Figura 5.3.2.2.3 C- O, muestra PO-37 H), se identifica claramente que las piritas crecen primero, con forma euhedral y luego los huecos se rellenan por los minerales de plata y cobre. El mapeo de elementos permitió determinar una zonación química en algunos granos, donde la pirita pura (FeS_2) alterna con pirita portadora de As. No se evidencia diferencia de color cuando se usa el microscopio de luz reflejada, pero el microscopio de electrones retro dispersados revela una buena zonación entre pirita y marcasita.

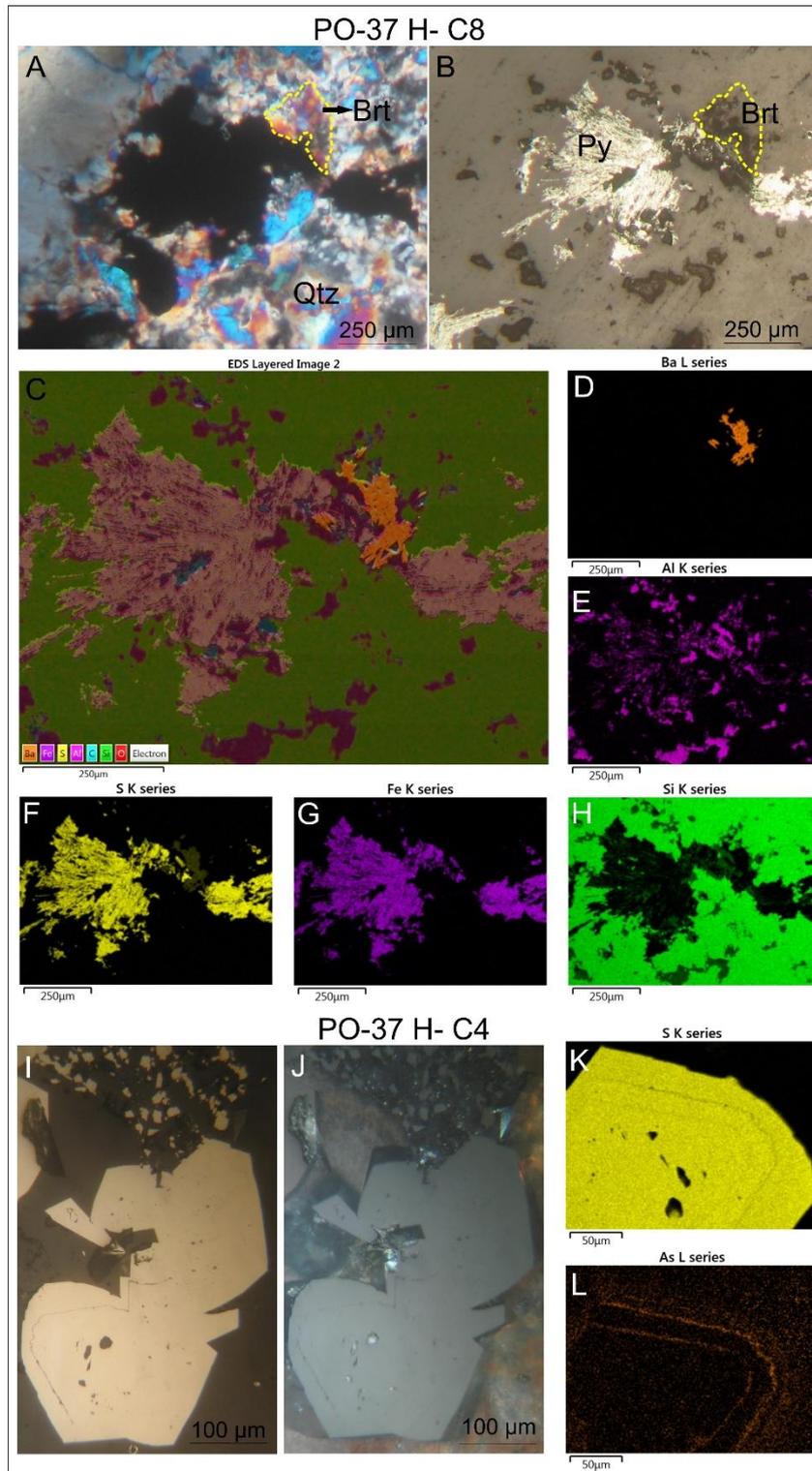


Figura 5.3.2.2: Muestra PO-37 H, C8 (circulo 8). A) microfotografía con nicols paralelos de baritina reemplazada por pirita en una banda de la Veta Principal. B) ídem A, con nicols cruzados. C) Imagen de EDS (microanálisis de rayos X de energía dispersiva) donde se ve la superposición de los elementos mapeados en la muestra y la localización de los mismos. D) ubicación de Ba en el mismo sector mapeado E) Distribución del Al F) Distribución del S, G) Distribución del Fe en al mismo sector H) ubicación del Si en alrededores de los opacos y de la baritina. Muestra PO-37 H, C4 (circulo 4). I) microfotografía con nicols paralelos de pirita con bandas de crecimiento en la Veta Principal. J) igual a I, pero con nicols cruzados. K) Mapa donde se evidencia el S. L) Mapa del grano de pirita con la ubicación de los sectores ricos en As. Abreviaturas: Py (pirita), Brt (baritina), Qtz (cuarzo).

En la muestra PO-39 108,75m, donde se analiza el Evento 2 (E2) es común hallar pirita subhedral intercrecida con cuarzo, rodeada y reemplazada por los demás sulfuros y sulfosales de plata (Figura 5.3.2.2.3 A- O). La evidencia del reemplazo de pirita es común en la zona de la veta con acantita y calcosina, incluso algunos granos de acantita tienen inclusiones de pirita y calcopirita. Anillos o bordes de calcosina se observaron alrededor de granos de pirita.

5.3.2.2.2 Galena

Galena se evidencia en todas las bandas muestreadas en el Evento E4, intercrecida con esfalerita y calcopirita y reemplazada por sulfuros y sulfosales de plata (acantita, tennantita-tetraedrita, jalpaíta, stromeyerita y polibasita). Es un mineral blando, con los típicos huecos triangulares en la imagen de microscopio de barrido. En sectores muestra trazas de Ag, As, Cd, Sb, Cu, Mn, Fe, Co y Zn (Tabla 5.3.2.2 anexo). La presencia de As, Bi, Ag y Au en este mineral es muy clara en las imágenes del microscopio FE-SEM Sigma (Figura 5.3.2.2.3 O), pudiéndose observar la relación entre estos elementos.

5.3.2.2.3 Esfalerita

Este sulfuro se describe dentro de las bandas de cuarzo cristalino, junto con pirita y galena. Los cristales de esfalerita analizados se ajustan a la fórmula teórica (67,10 % Zn; 32,90 % S; Anthony et al., 1990), con contenidos variables de Fe (0,2 a 6,03 % en peso) y Cu (0,10 a 5,19 % en peso), probablemente asignados a inclusiones de otros minerales. Además, las esfaleritas analizadas presentan tenores variables de Au (1.131 a 800 ppm), Pb (3.009 a 5.535 ppm), Cd (381 a 1.227 ppm), Mn (400 a 1.629 ppm), Bi (147 ppm) y As (261 a 44 ppm).

En las imágenes del mapeo realizados con el microscopio de barrido FE-SEM Sigma, la esfalerita se halla incluida en el agregado polimetálico (Figura 5.3.2.2.3 K). También en estas imágenes se evidencia que las esfaleritas se hallan reemplazadas por polibasita, mckinstriyita y la serie de tetraedrita-tennantita.

5.3.2.2.4 Calcopirita

Calcopirita se halla intercrecida con esfalerita (a mayor profundidad presenta textura de “enfermedad de calcopirita”), pirita y galena en el evento E4. En las profundidades analizadas, la calcopirita es rodeada por acantita, mckinstriyita, polibasita y la serie de tennantita-tetraedrita. Las texturas entre calcopirita y los minerales de plata son de reemplazo en caries directa y reemplazo centrípeto, desde afuera hacia adentro del agregado (Figura 5.3.2.2.3 L). La plata está presente en la composición de algunas calcopiritas, llegando en casos al 2% en peso.

Trazas de As, Au, Pb, Cd, Sb, Sn, Mn, Co y Zn son evidentes en casi todos los puntos analizados en las calcopiritas.

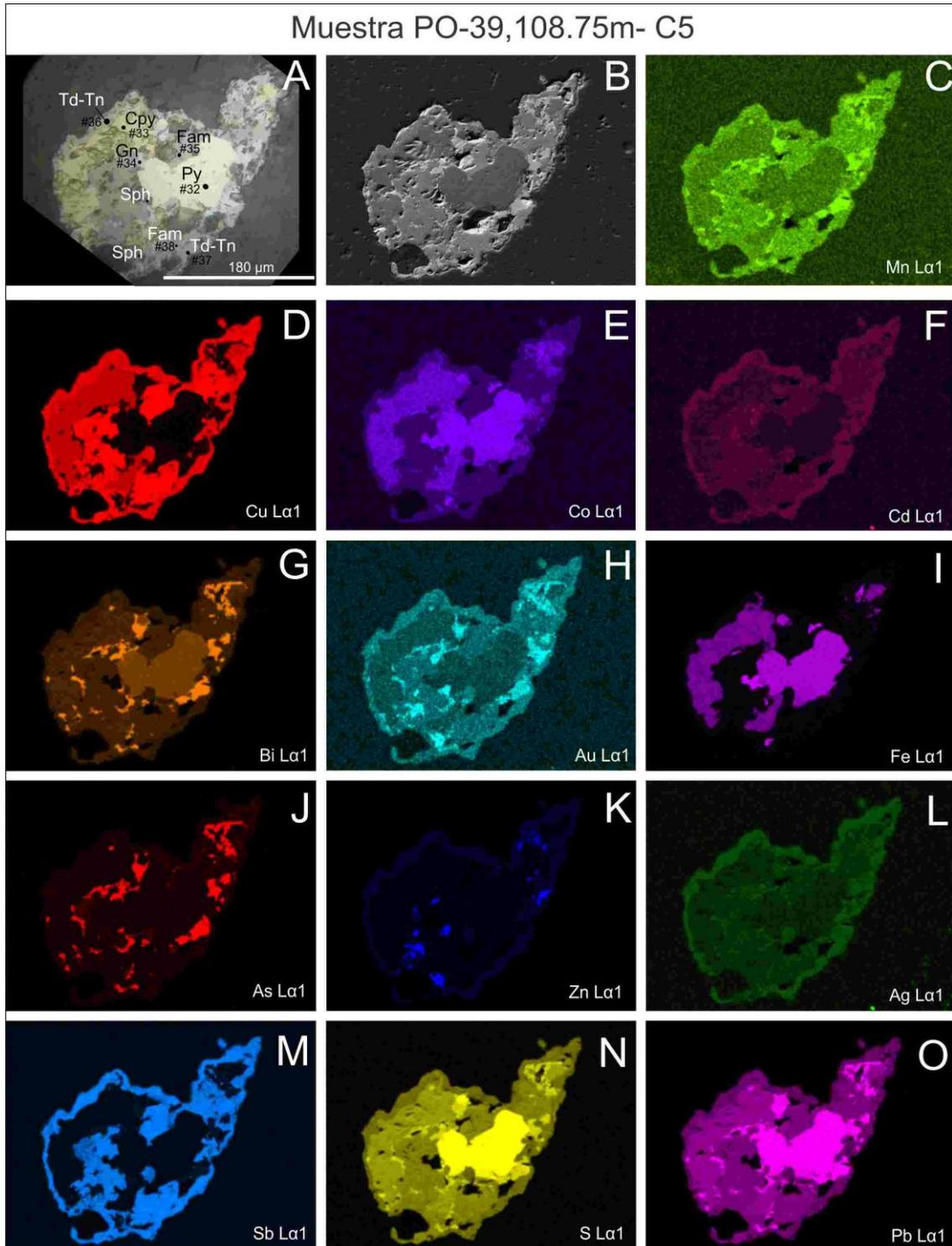


Figura 5.3.2.2.3: Microfotografías del sector C5 de la muestra PO-39 108,75m donde se identifican los diferentes elementos mapeados. A) visto con microscopio óptico con nicóles paralelos indicando los sectores analizados y los minerales identificados. B) Fotografía de microscopio de barrido del sector C5. C a O) Fotografías del mapeo de elementos en el sector C5 cuanto más brillante el color, mayor es la concentración del mismo. Abreviaturas: Py (pirita), Tn (tennantita), Td (tetraedrita), Sph (esfalerita), Cpy (calcopirita), Gn (galena), Fam (famatinita).

5.3.2.2.5 Bornita

Se encuentra en los sondajes de mayor profundidad (PO-97), en bandas de cuarzo microcristalino intercalados con bandas de adularia. Bornita se halla relacionada con calcopirita, esfalerita y galena. Se presenta como reemplazo centrípeto de calcopirita, junto con covelina, calcosina y jalpaíta. Este mineral no fue analizado con microsonda.

5.3.2.2.6 Tetraedrita-tennantita

Esta serie isomorfa se encuentra en la Veta Principal, asociada a calcopirita, acantita, mackinstriyita, polibasita-pearceita y famatinita. Los cristales son muy pequeños y fueron reconocidos luego del análisis químico en microsonda. Los análisis se presentan en la Tabla 5.3.2.2 anexo. En el diagrama triangular Bi-As-Sb (Figura 5.3.2.2.4 A), todos los datos caen en el campo de la Tetraedrita. Los contenidos de Fe y Pb son muy bajos (0,8467% y 0,5021% respectivamente). Otro elemento en cantidades menores a 1% es el Au, que varía entre 0 y 0,28% en peso. La relación de As y Cu no es lineal, pero muestra una incipiente tendencia de aumento a medida que aumenta también el Cu (Figura 5.3.2.2.4 B). El contenido de Zn es homogéneo en todos los cristales analizados, con un mínimo de 7,05 y un máximo de 7,81%, y no se halla relacionado con el contenido de Cu (Figura 5.3.2.2.4 C). El contenido de Ag en esta serie de minerales es muy elevado, entre 1,42 y 5,22 % en peso, mientras que el Cu varía entre 34,97 y 38,44 % en peso. La relación entre Ag y Cu es inversa, es decir, a medida que aumenta el contenido de Cu, disminuye el de Ag (Figura 5.3.2.2.4).

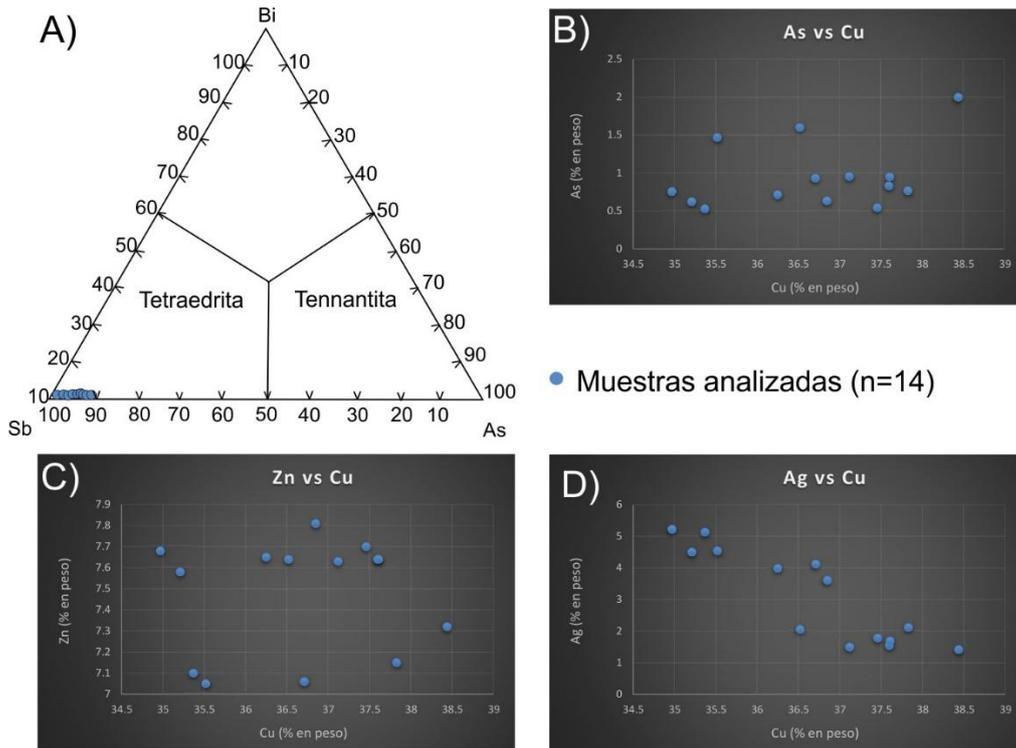


Figura 5.3.2.2.6: A) Gráfico ternario Bi-As-Sb que indica los campos para las composiciones de tetraedrita y tennantita. B), C) y D) Gráficos bi-variantes que muestran las correlaciones entre algunos elementos químicos en tennantita-tetraedrita.

5.3.2.2.7 Electrum y oro

La aleación electrum fue identificada bajo luz reflejada en microscopio calcográfico dentro de una banda de sílice con textura microcristalina que coincide con los sectores identificados en muestra de mano como “sílice masiva negra” (evento 3). La composición del electrum se ubica entre 28,5 y 62% de Ag y 68 y 35% de Au. Trazas de Bi, As, Cu, Mn, Fe, Co y Zn varían entre 0,03 y 0,14%.

Muestra PO-39 108,75m- Círculo 9 Electrum

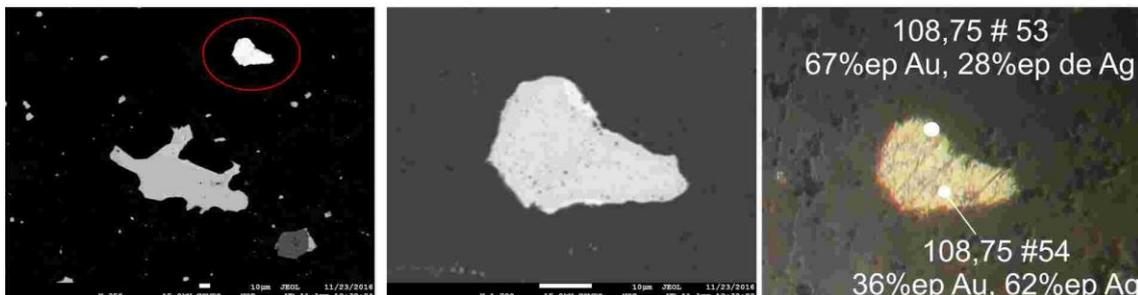


Figura 5.3.2.2.7: A) Microfotografía de microscopio de electrones retrodispersados donde dentro del círculo rojo se evidencia el electrum. B) Sector donde se identificó electrum mediante EDS y microsonda de electrones. C) Microfotografía de microscopio calcográfico sin analizador, donde se indican los puntos analizados con la microsonda de electrones.

5.3.2.2.8 Sulfuros y sulfosales de Ag y Ag - Cu

Tal como puede deducirse de un grupo de 50 muestras, los sulfuros de Ag forman un grupo mineral heterogéneo (Tabla 5.3.2.2 anexo) y son los más abundantes dentro de los minerales de mena en la Veta Principal.

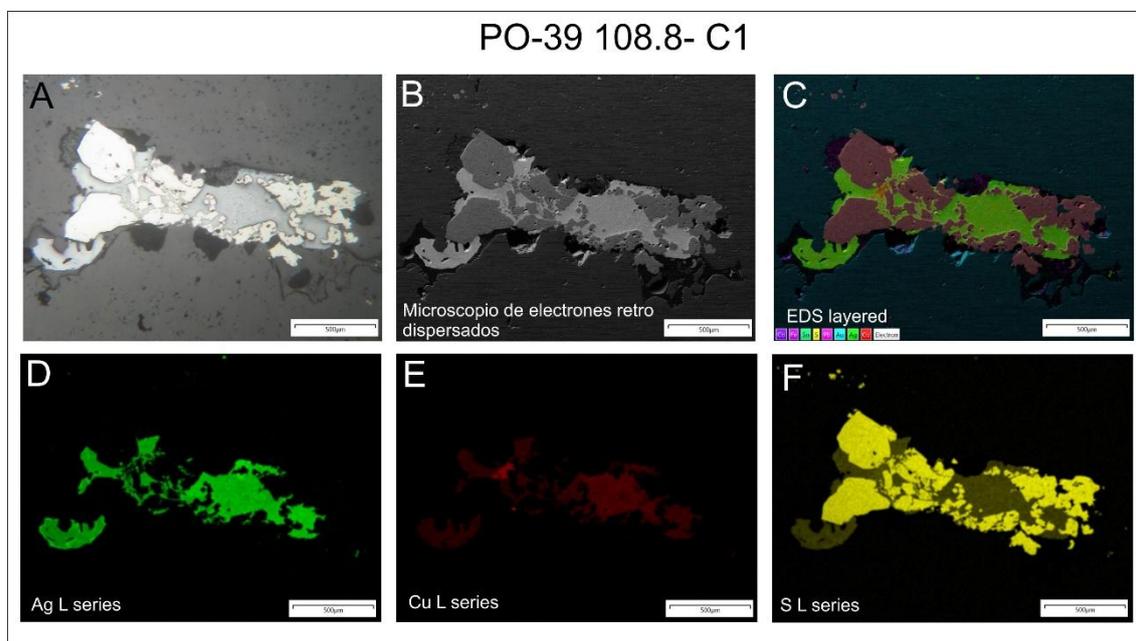


Figura 5.3.2.2.8: Muestra PO-39, círculo 1. A) microfotografía con luz reflejada del sector analizado. B) microfotografía de microscopio de electrones retrodispersados del mismo sector. C) Mapeo mostrando todas las capas superpuestas de elementos analizados D) Sectores con enriquecimiento en Ag E) Sectores ricos en Cu. F) Sectores ricos en S.

5.3.2.2.8.1 Sistema quasi-binario de Ag-Cu-S $\text{Cu}_2\text{S}-\text{Ag}_2\text{S}$ (acantita-jalpaíta-mckinstriyita-stromeyerita-calcosina).

Acantita (Ag_2S)

Este es el mineral más común entre los sulfuros de plata en la Veta Principal. El contenido de Ag en % en peso varía entre 80,56 y 83,3%. El Cu, en la acantita, se halla entre 1,12 y 1,44 %. Se evidencian trazas de As, Pb, Au, Fe, Mn, Fe, Co y Zn dentro de la composición de este mineral.

Jalpaíta (Ag_3CuS_2)

Los contenidos de Ag en jalpaíta varían entre 68,16 y 69,63% en peso, mientras que el cobre varía entre 15,06 y 15,79%. Trazas de As, Cd, Pb, Mn, Fe, Au, y Zn están por debajo de 0.1 % en peso.

Mckinstriyita ((Ag, Cu)₂S)

Este mineral tiene un porcentaje de Ag que varía entre 61,42 y 64,68% en peso y un porcentaje de cobre entre 17,25 y 23,74. Las trazas de As en este mineral varían cerca de un 0,05 % en peso, el Pb varía entre 0,06 y 0,27 %. El Cd, Sb y Sn se identificaron solo en una muestra, el Au es anómalo en 4 de 7 muestras de este mineral. El Mn varía entre 0,01 y 0,03 % en peso, el Fe entre 0,005 y 0,06 %, el Co entre 0,02 y 0,06 % y el Zn entre 0,01 y 0,13 % en peso.

Stromeyerita (AgCuS)

Stromeyerita es un mineral tardío en esta paragénesis, por lo cual puede observarse como relleno de fracturas y a lo largo de planos de clivaje de otros minerales de mena (Mckinstriyite), aunque también presenta textura mirmequítica compleja de intercrecimiento con varios minerales. Presenta variaciones de Ag entre 49,89 y 56,89 % en peso y de Cu entre 27,27 y 30,22%. Tiene trazas de Pb, As, Cd, Sn, Au, Mn, Fe, Co y Zn.

Calcosina-covelina (Cu₂S-CuS)

La calcosina se identificó en muestras de microscopio óptico, siempre relacionado a covelina. La covelina analizada en microsonda tiene un 2,16% en peso de Ag, por lo que se asume que presenta inclusiones de jalpaíta ya que todos estos minerales se hallan rellenando un hueco dentro de la textura de cuarzo bandeado.

5.3.2.2.8.2 Polibasita-pearceita

Los minerales de la serie polibasita (Ag, Cu)₁₆Sb₂S₁₁- pearceita (Ag, Cu)₁₆As₂S₁₁ fueron reconocidos en 14 zonas de la muestra PO-39 108,75 m y en 7 puntos en PO-39 108,8 m (Figura 5.3.2.2.5). En varios de los análisis efectuados con microsonda, la composición de ambos se aleja de las fórmulas teóricas, mostrando que ambos minerales se hallan intercrecidos. Hay polibasita con altos valores de Cu (hasta 10% en peso de Cu), escaso As y más Sb, junto con pearceita con elevados contenidos de As lo cual indica que estos minerales presentan inclusiones de la serie acantita-calcosina.

5.3.2.3 Eventos hidrotermales en la Veta Principal

Luego del estudio de las texturas de minerales de ganga y la determinación de los diferentes minerales de mena, se lograron diferenciar cinco eventos hidrotermales, los cuales se definen a continuación.

Evento 1:

Consiste en vetillas muy finas de cuarzo masivo y microcristalino, con una baja proporción de pirita I y marcasita (Py I-Mrc?) que presentan textura anhedral a botroidal. También se evidencia la precipitación de escasa baritina en enrejado junto con pirita I-marcasita en una banda de cuarzo en mosaico. Las vetillas de este evento cortan la roca de caja riolítica (RhyC) de manera paralela a la fluidalidad de la roca y también se disponen de modo perpendicular, dando una textura de vetillas en enrejado.

Evento 2:

Durante el evento 2 se produce el brechamiento de la roca de caja y las vetillas del 1er evento, ocasionando clastos angulares, rotados a caóticos. Estos clastos son cementados por cuarzo con textura masiva, bandas con textura de reemplazo de enrejado y seguidos por la precipitación de texturas bandeadas paralelas y en cocarda, de diversos pulsos de cuarzo, calcedonia y amatista. En este evento se identifica que las texturas de enrejado primarias son escasas y corresponden a calcita reemplazada por sílice. Intercalados entre los pulsos de sílice se aprecian pequeñas cantidades de sulfuros, entre ellos: pirita, galena, calcopirita, acantita, jalpaíta, polibasita, pearceita, mckinstriyita y stromeyerita.

Evento 3:

El inicio del 3er evento se produce con otro brechamiento, el cual rompe los rellenos anteriores y los cementa. El cemento, en este caso no presenta bandas claras, sino que se compone de sílice negra (compuesta por calcedonia recristalizada, cuarzo masivo, microcristalino y con reemplazo en enrejado) que incorpora pirita II (euedral), galena, acantita, jalpaíta, stromeyerita, mckinstriyita, polibasita, electrum y calcopirita. Hacia el final de este evento se produce la precipitación de cuarzo masivo cristalino y en peine con textura zonada y escasa calcedonia que rellena estos espacios. En el evento 3, algunos de los minerales de Ag y la calcopirita presentan un reemplazo por calcosina y covelina, además de sílice con óxidos de hierro pertenecientes al evento 5.

Evento 4:

El cuarto evento se presenta como relleno de vetillas con cuarzo microcristalino y minerales de buen desarrollo cristalino como adularia subróbica, cuarzo en peine y amatista con cristales zonados con abundantes sulfuros como pirita, galena, esfalerita, calcopirita y bornita. Los espacios disponibles luego de la precipitación de estos sulfuros se hallan rellenos

por acantita y jalpaíta. En el evento 4 acantita y jalpaíta presentan un reemplazo de Ag por Cu evidenciado por la presencia de calcosina y covelina.

Evento 5:

El evento 5 se describe cortando y rellenando todos los eventos previos. Representa el relleno de las oquedades preexistentes y el relleno de fracturas que cortan el evento 4. El relleno es de pirita euhedral y sílice de color roja. El color rojo de la sílice está dado por numerosas inclusiones y rellenos de goethita y hematita.

Los procesos de enriquecimiento supergénico en estas vetas no fueron relevantes en ninguno de los eventos estudiados, solo evidenciándose en algunos sectores de los eventos 3 y 4 por el reemplazo acantita, jalpaíta y calcopirita por covelina y calcosina.

Capítulo 5 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Mineralogía	Pre-mineralización	Sin-Mineralización					Post-mineralización
	1er Evento	2do Evento			3er Evento	4to Evento	5to evento
	Vetillas finas en roca de caja	Texturas de relleno			Cemento con sulfuros finos	Relleno cristalino de vetas y vetillas	relleno de huecos/ cemento de brecha
		Masiva	Bandas	Reempl	Masivas	Cristalina	
Cuarzo							
masivo	-----	-----			-----		
microcristalino ¿masivo?	-----		-----		-----	-----	
reemplazo enrejado fantasma			-----			-----	
micro plumoso			-----				
mosaico	-----		-----		-----		
enrejado							
en peine						-----	
cristales zonados						-----	
Amatista			-----			-----	
Calcedonia			-----		-----		
Baritina	-----						
Calcita			-----			-----	
Adularia (sub-rómbica y rómbica)						-----	
Pirita I- marcasita	-----						
Pirita II (euهدرال)					-----		-----
Acantita			-----		-----	-----	
Jalpaíta			-----			-----	
Polybasita			-----				
Pearceita			-----				
Mckinstriyita			-----				
Stromeyerita			-----				
Galena			-----		-----	-----	
Esfalerita			-----			-----	
Calcopirita			-----		-----	-----	
Electrum					-----		
Bornita						-----	
Calcosina- covelina						-----	-----
Hematita							-----
Goethita							-----
Sílice roja micro cristalina							-----
Calcosina- covelina						-----	-----

Tabla 5.3.2: eventos y minerales presentes en la Veta Principal, elaborada a partir de los datos colectados durante la tesis.

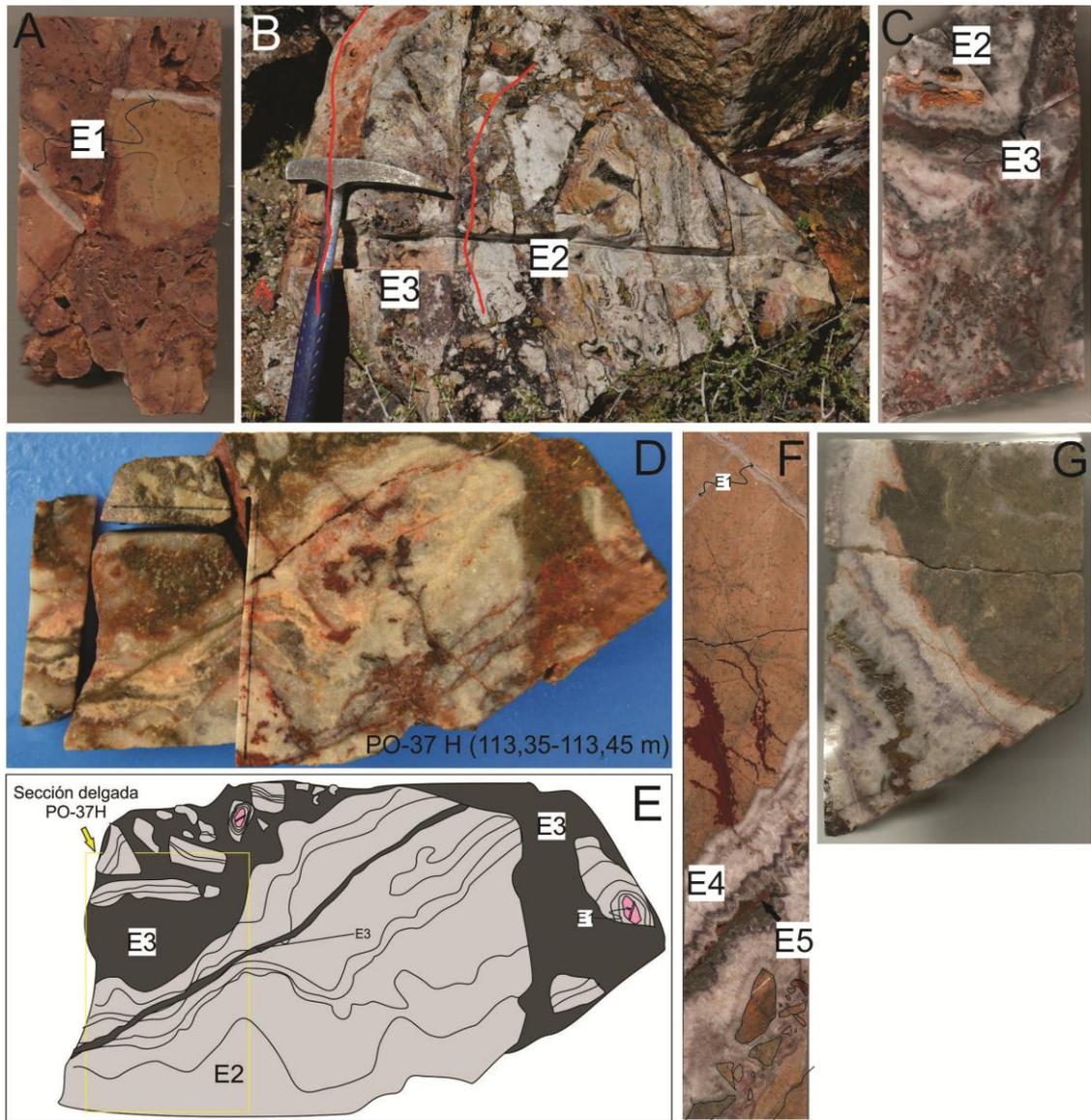


Figura 5.3.2.1: A) Testigo de perforación con roca de caja (RhyC) y vetillas del evento 1 (E1). B) Texturas de la veta Principal en afloramiento donde se marcan los eventos 2 y 3 (E2 y E3). C) Texturas y relaciones en testigo de sondaje PO-39 a 108,75 m de profundidad donde se evidencia los fragmentos bandeados del evento 2 (E2), rodeados por las bandas de sílice negra del evento 3 y 3 (E3). D) muestra del sondaje PO-37 E) Esquema de la muestra de D, donde se evidencian las relaciones de los eventos E1, E2 y E3. F) Muestra de testigo de sondaje de PO-37 M con los eventos 4 y 5 (E4 y E5), G) Detalle de testigo de perforación de PO-97 a 196,7 m de profundidad del sondaje donde se evidencia el relleno del evento E4, con adularia, cuarzo, amatista y sulfuros.

Para visualizar de manera gráfica la relación entre las texturas descriptas, las alteraciones identificadas con lupa de mano y los valores de metales de los sondajes, se realizaron los perfiles de los sondajes PO-37 (Figura 5.3.2.2), PO-94 (Figura 5.3.2.4) y PO-39 (Figura 5.3.2.4). Se agregaron lateralmente los valores de los análisis químicos a escala, considerando anómalos a los valores mayores a 1 ppm en el caso del Au y mayores a 60 ppm en el caso de Ag.

En el Sondaje PO-37, puede observarse que los valores anómalos de Au y Ag están fuertemente relacionados a la presencia de texturas bandeadas del evento 2 y al cemento de sílice negra del evento 3. Lo mismo sucede con los valores de metales base, que fueron descriptos en el evento 4. De esto se desprende que todos los eventos han sido muestreados en un intervalo de un metro, con lo cual la geoquímica provista por la empresa es buena a nivel de la exploración, pero carece de detalle para interpretar eventos de mineralización.

El sondaje PO-94 se halla en la misma sección que PO-37 y corta la estructura a mayor profundidad. A diferencia del PO-37, en el gráfico de elementos, texturas y alteraciones se puede identificar que las anomalías de metales se relacionan a una sola estructura y que la misma se asocia a la Veta Principal. Podría deberse esta diferencia al método de perforación empleado (en RC las vetas se hallan subestimadas) o a la disposición de la veta, que es una estructura que se bifurca hacia las zonas más superficiales. Las texturas descriptas también indican diferencias de profundidades, siendo en este sondaje las formas cristalinas como cuarzo en peine y amatista, las mejor desarrolladas.

En el sondaje PO-39, a diferencia de los anteriores, los valores anómalos de Au, Ag, As, Zn, Cu y Pb se relacionan a la muestra tomada del evento 2 de la Veta Principal y no se evidencian anomalías significativas en los sectores de cemento de brecha con sulfuros, ni en las vetillas enrejadas reconocidas bajo esta zona. Este sondaje se halla emplazado al este del PO-37 (Figura 5.2.1.1), desplazado hacia el sector de la Brecha Sudeste.

PO-37; Azimut: S-N, Buzamiento: 65°.

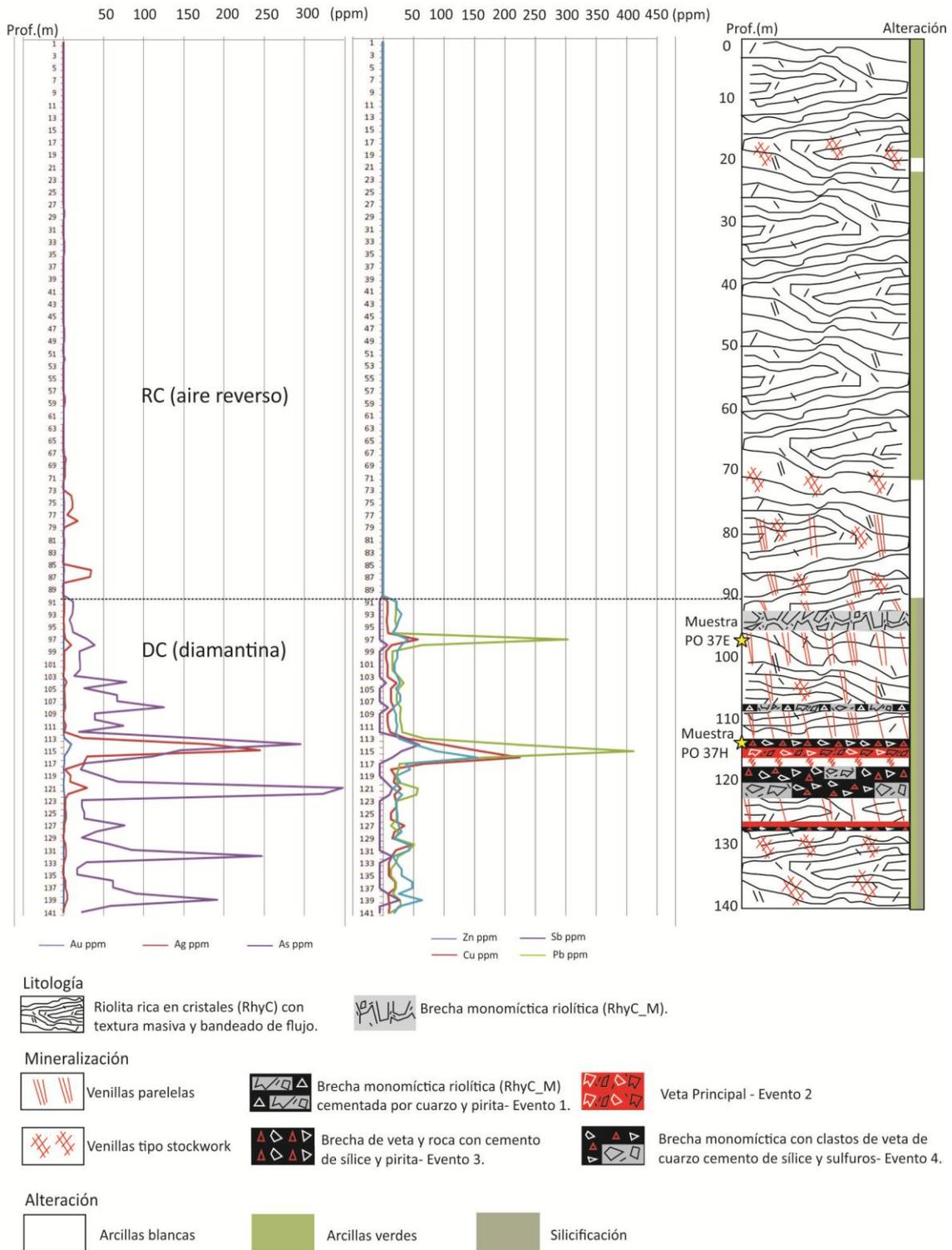


Figura 5.3.2.2: perfiles de distribución de elementos, litología y alteración en el sondaje PO-37.

PO-94; Azimut: S-N, Buzamiento: 70°.

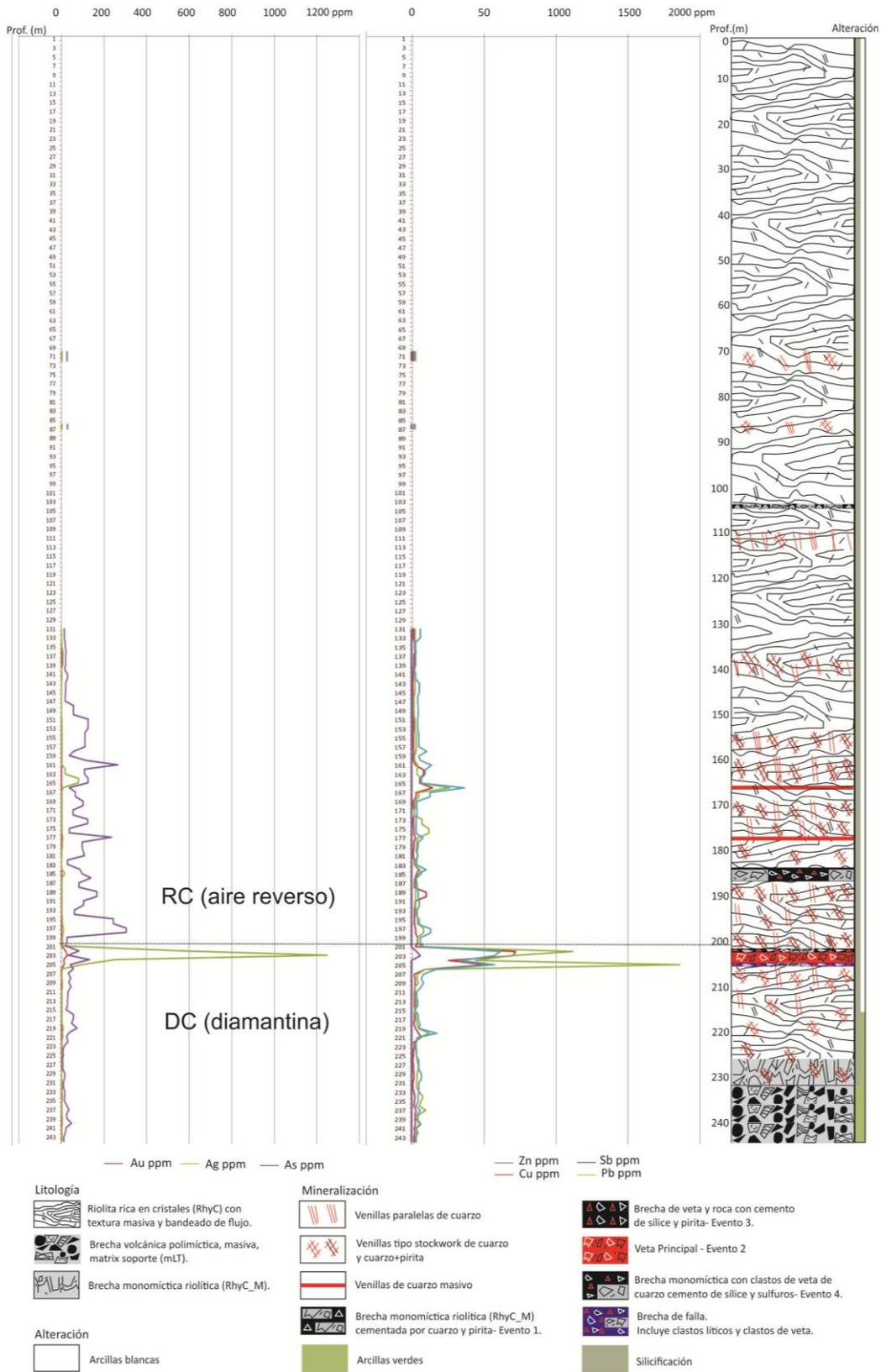


Figura 5.3.2.4: perfiles de distribución de elementos, litología y alteración en el sondaje PO-94.

PO-39; Azi: 359°, Buz: 64°.

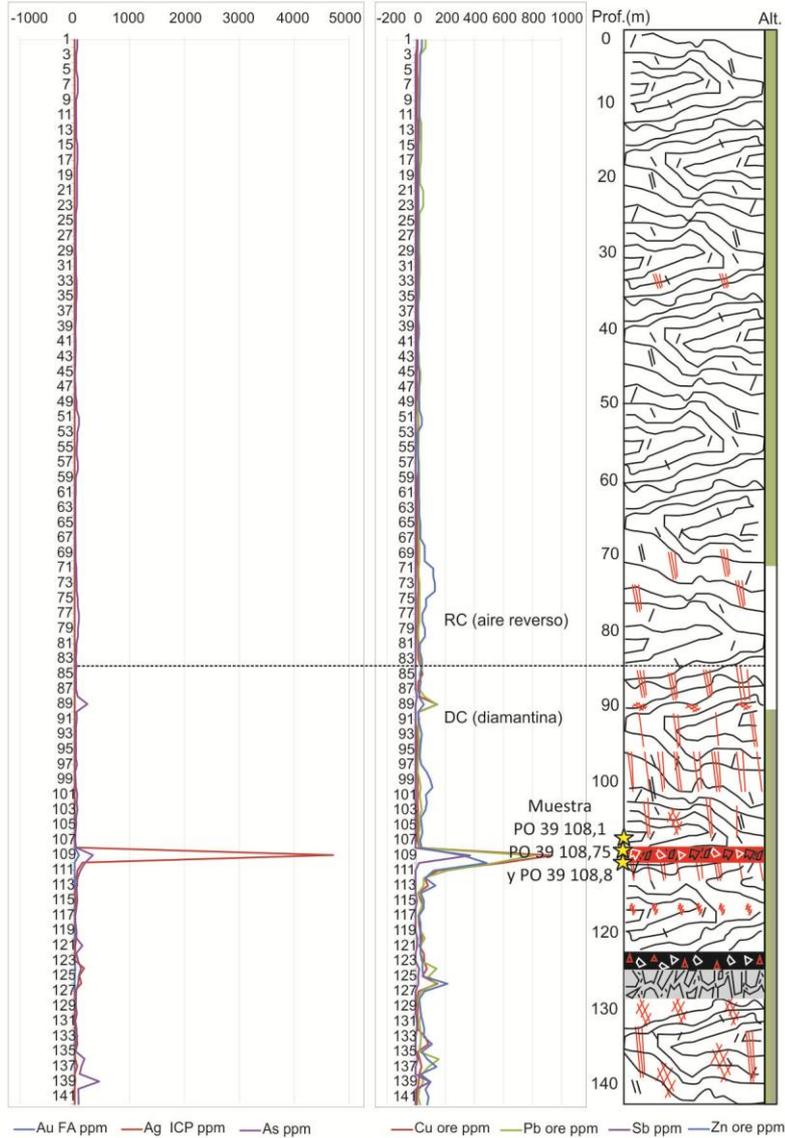


Figura 5.3.2.4: perfiles de distribución de elementos, litología y alteración en el sondaje PO-39.

5.3.3 Minerales de alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal fue analizada en la zona de la Veta Principal, considerando sectores de la veta y sectores de la roca de caja. Los minerales de alteración hidrotermal, generados por la circulación de fluidos a través de las estructuras vetiformes, se presentan a continuación como asociaciones de alteración.

5.3.3.1 Asociación de adularia + sílice

Se reconoce la alteración de adularia en sectores proximales de la veta (PO-37H figura 5.3.3.1a A y B) y dentro de la misma. La adularia es identificada como una salbanda de desarrollo milimétrico en los sondajes PO-37 y PO-39, que cortan la Veta Principal a 105 y 95 metros de profundidad. En la figura 5.3.3.1a C se evidencia la presencia de caolinita dentro de oquedades, posterior a la adularia.

PO-37 H

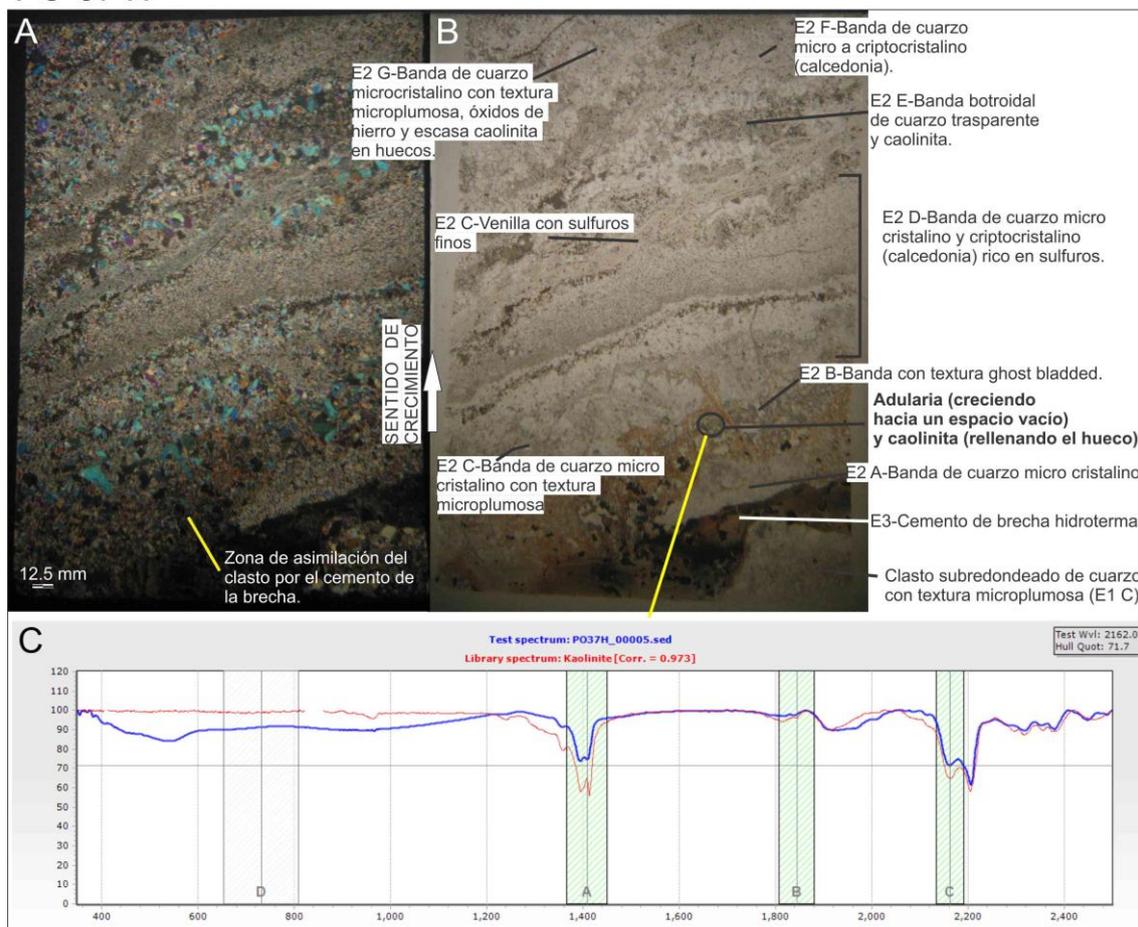


Figura 5.3.3.1a: A) Microfotografía con luz polarizada de la sección petro-calcográfica de la muestra PO-37H. B) Ídem A, con luz transmitida y con los pulsos evidenciados en el evento 2 (E2) que se dividen desde E2 A hasta E2 G y del evento 3 (E3). C) Espectro del sector marcado con caolinita, como relleno de oquedades.

También se halla adularia como cemento de brecha de clastos de roca de caja y como una banda de la textura de relleno crostiforme de la veta, en el sondaje PO-97 C y L (Figura 5.3.3.1 b). El espectro característico de esta asociación no permite diferenciar la adularia, pero sí se identifica claramente la caolinita de baja cristalinidad que altera a este feldespato.

La presencia de adularia + sílice no se reconoce en los demás sondajes estudiados de la veta principal, pero se ha definido adularia en una muestra del sondaje PO-84. Esto indicaría que el sistema de vetas de baja sulfuración, posiblemente siga hacia el sur. Dado el tipo de perforación, no fue evaluado de manera consistente (los sondajes son verticales y si al igual que en el sector central del *coulée*, son vetas de buzamiento casi vertical, posiblemente no las hayan intersectado).

PO-97C Asociación adularia + sílice.

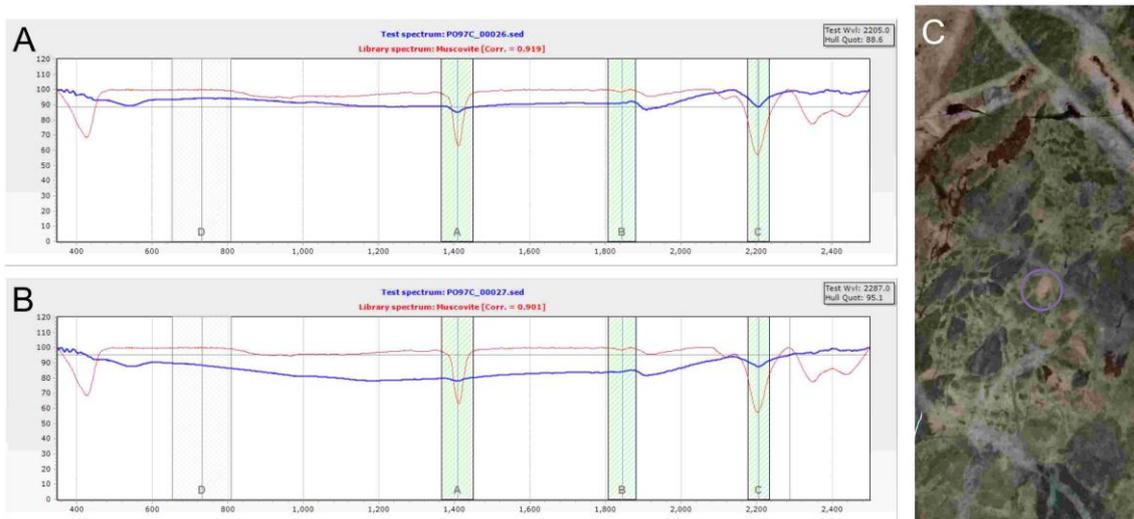


Figura 5.3.3.1 b: A y B) Espectro del sector analizado en C. C) Medio testigo de perforación diamantina escaneado con textura de brecha cementada por adularia y cuarzo.

5.3.3.2 Clorita - esmectita - illita (fengítica)

La cloritización, asociado a la alteración sub-propilítica (Corbett y Leach, 1998), se halla restringida a los sectores de la brecha sudeste, asociada a escasas anomalías de Au y Ag y al oeste de la Veta Principal.

La determinación de illita fengítica y trazas de clorita dentro de la matriz de una brecha de clastos de veta, a una profundidad de 60 m de la vertical (Figura 5.3.3.2 B) en el sondaje PO-41, permiten interpretar que el sistema de la Veta Principal se halla espacialmente controlado

hacia el centro-este de la veta. La matriz verde es previa al evento de sílice con hematita y goethita que tiñe de rojo toda la muestra hacia el sector C (Figura 5.3.3.2 A y C) y que se considera como el último evento. La presencia de clorita en el sondaje PO-96 entre 231 y 238 m indican que también hacia el oeste y en profundidad de la veta se evidencia esta asociación de minerales a medida que se acerca al basamento metamórfico.

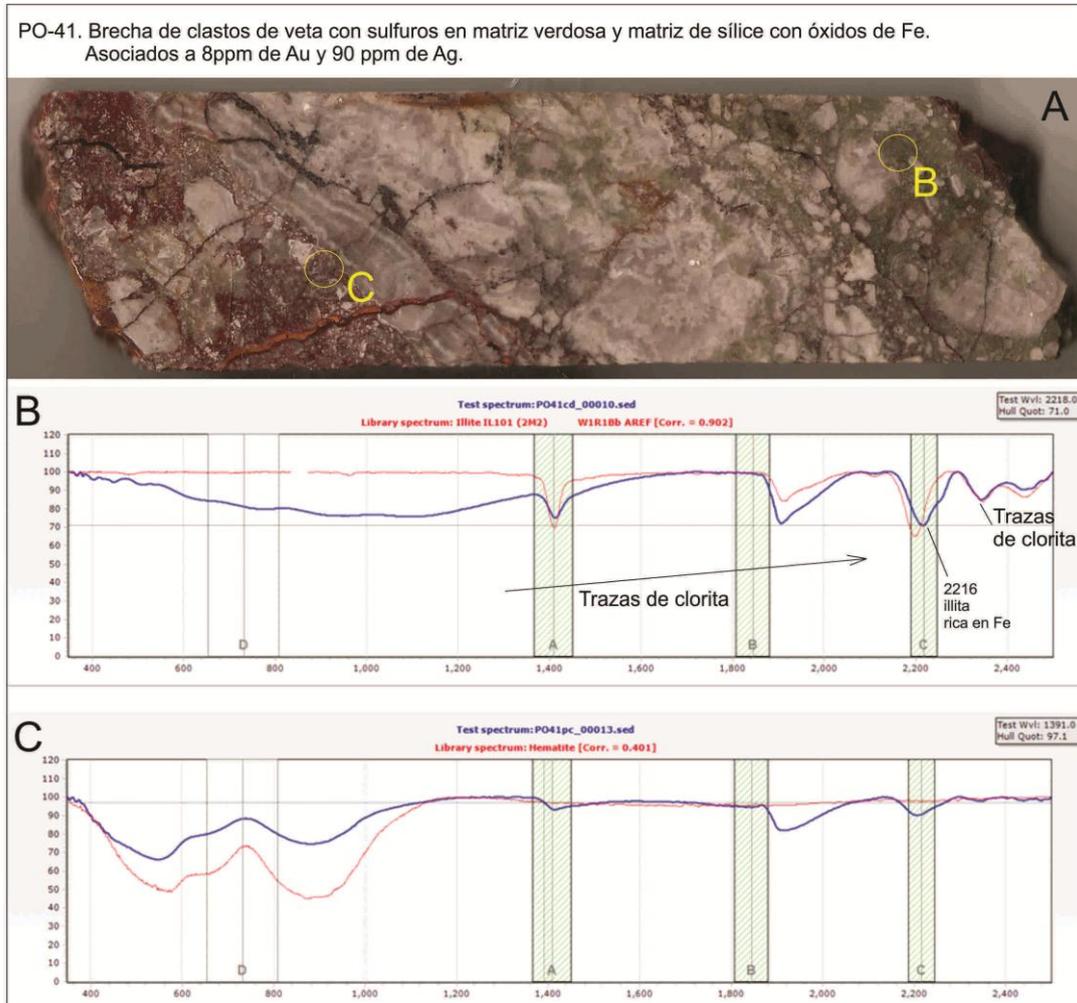


Figura 5.3.3.2: muestra del sondaje PO-41 donde se evidencia en el espectro del sector B) la presencia de trazas de clorita en el cemento de los clastos de cuarzo y en el sector C) la hematita identificada también como el último cemento de la brecha.

5.3.3.3 Illita, Illita-esmectita y esmectita

La sericitización es evidente en todas las muestras tomadas, pero se presenta como único mineral de alteración en los sectores de las rocas alejadas a las vetas, incluso en rocas post-mineralización. Los minerales identificados por rayos-X en las muestras de roca sin mineralización son Illita y montmorillonita, en la muestra AVM-2 correspondiente a la toba

masiva lapillítica (mLT) que se ubica al oeste de la Veta principal y es post mineralización. También esta asociación de minerales de alteración se localiza en las muestras de superficie ARV 5 y ARV 5b, correspondientes a las facies dacíticas coetáneas con las riolitas portadoras de la mineralización. En estas muestras la esmectita es dominante y le sigue illita fengítica. Por otro lado, en la muestra ARV 14 (*st-dsT*, Capítulo 3) presenta predominantemente esmectitas e indica menor temperatura, y por último la muestra ARV 15 (mLT – Capítulo 3), con abundante esmectita e illita normal potásica (Figura 5.3.3.3).

En la Veta Principal, en el sondaje PO-38 se evidencian illita- esmectita dentro de la veta, a 124 m de profundidad en ese sondaje.

Illita, illita-esmectita, esmectita

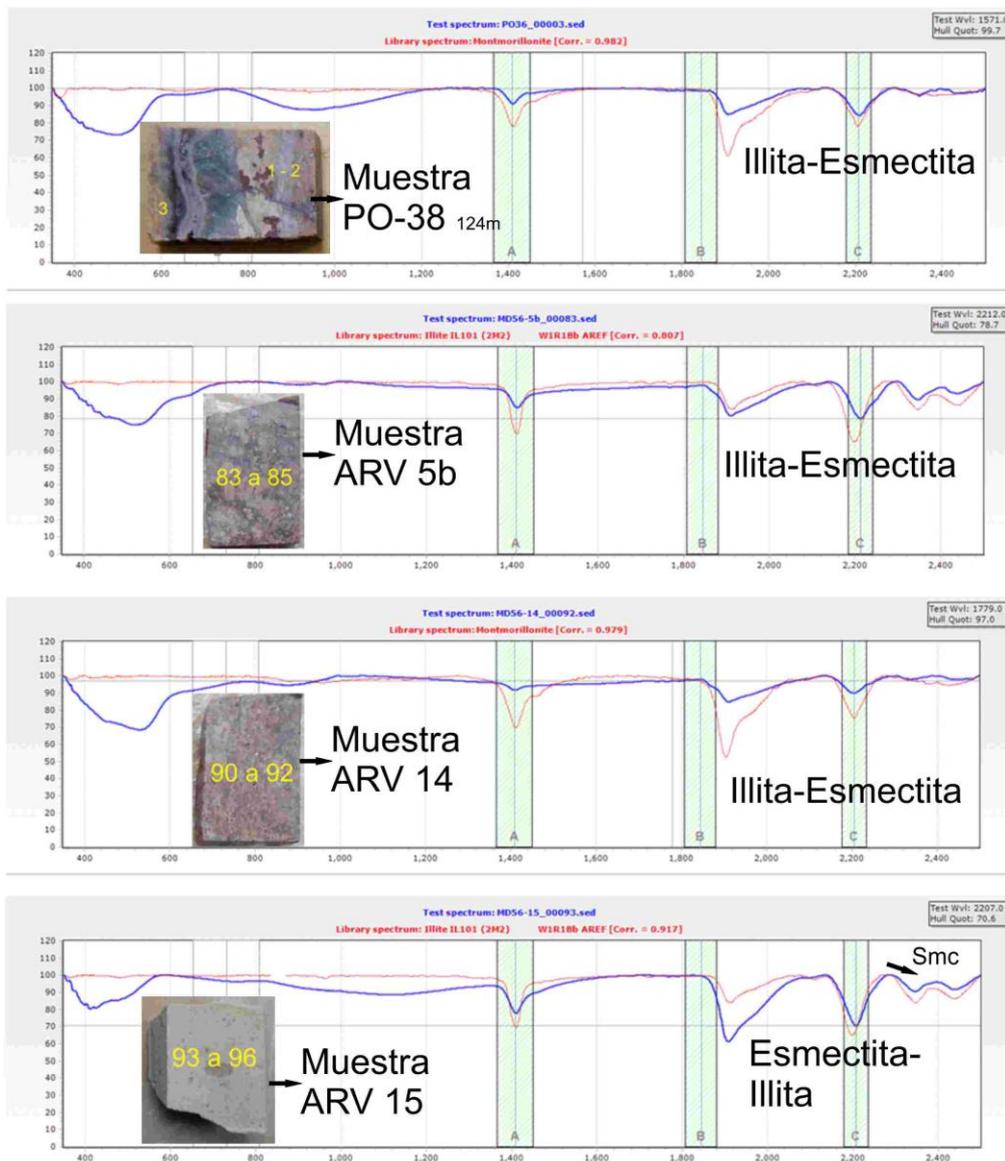


Figura 5.3.3.3: espectros y fotografías de las muestras analizadas con illita esmectita.

5.3.3.4 Caolinita

Caolinita se encuentra en los espectros de muestras de veta con dos cristalinidades, alta y baja. El espectro obtenido de caolinita de alta cristalinidad de la muestra PO-37 H (Figura 5.3.3.1a C) se halla sobreimpuesto a la alteración de adularia + sílice que también fue evidenciado en este sondaje.

Caolinita de baja cristalinidad se asocia a muestras de las rocas de caja y de la veta que en microscopio se hallan como reemplazo parcial de adularia de la primera asociación de alteraciones (en el caso de PO-97 C, 187 metros de profundidad). En el sondaje PO-41, se identifica caolinita de baja cristalinidad a 64 metros de profundidad y también se identificó en muestras de superficie (Tabla 5.3.3 de anexo 5, muestras Veta sup 3_50), donde se asocia a una intensa silicificación.

5.3.5.5 Calcedonia y cuarzo

La presencia de estos minerales, identificada mediante espectroscopía en las muestras de superficie y a lo largo de varias muestras de sondajes (muestra VetaSup3_00051, Figura 5.3.5.5 y tabla 5.3.5 de anexo 5), indican una silicificación intensa en la riolita en cercanía de la veta y en la misma veta. En la muestra de roca de caja (Figura 5.3.5.5 C) se evidencia el relleno de calcedonia en algunas oquedades de la muestra y la presencia de cuarzo primario, perteneciente a los glomérulos de la roca volcánica. La silicificación es una alteración no destructiva y por este motivo, se evidencia claramente el bandeado y las texturas originales tanto en afloramiento como en microscopio.

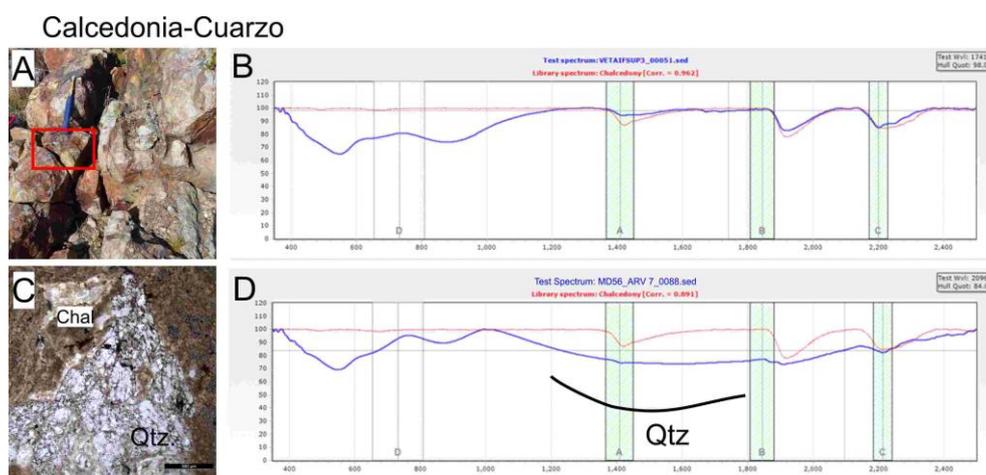


Figura 5.3.5.5: A) fotografía de afloramiento y marcado en rojo, del sector analizado con espectroscopía. B) Espectroscopía donde se evidencia la presencia de calcedonia en la Veta Principal. C) Corte delgado petrográfico de la muestra ARV 7, con calcedonia hidrotermal y cuarzo en glomérulos que se preserva de la roca original. D) Espectro de la muestra ARV 7, donde se evidencia la lectura de calcedonia y cuarzo.

5.3.3.6 Sílice + jarosita

La asociación de estos minerales se localizó en las muestras de superficie tomada de la Veta Principal (Tabla 5.3.5 anexo 5, muestra VetaSup2c_00038 a 42). La asociación de estos minerales de alteración no había sido reconocida en estudios previos e indica una disminución del pH del sistema, asociado a una acidificación sobreimpuesta (Corbett y Leach, 1998) que podría atribuirse, al igual que en el caso de caolinita hipogénica de alta cristalinidad, a un evento posterior.

Jarosita-Cuarzo

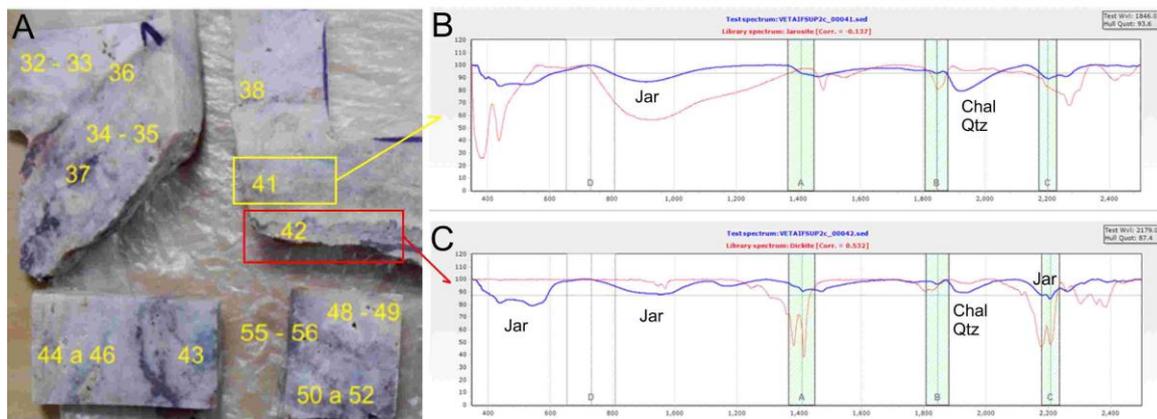


Figura 5.3.3.6: A) fotografía de las muestras de superficie de la Veta Principal, cortadas y analizadas por espectroscopía. B) Espectroscopía realizada en el recuadro amarillo, donde se evidencia la presencia de jarosita. C) Espectro medido en el rectángulo de la muestra ARV 7, donde se evidencia la lectura de calcedonia y cuarzo.

5.3.5.7 Sulfuros

El sulfuro dominante en las zonas alteradas es la pirita. La misma se halla diseminada en las rocas de caja de todos los sectores de Arroyo Verde y en sectores enmascara los espectros medidos con oreXpress. Se identifican cubos de menos de 1mm de pirita en los clastos de rocas alteradas y silicificadas en la mayoría de las muestras estudiadas y también en clastos de brechas cementados por adularia y cuarzo.

5.3.4 Microtermometría de inclusiones fluidas

La utilización de los fluidos y las inclusiones fluidas (IF) para caracterizar sistemas mineralizados antiguos se basan en el estudio de sistemas geotermales actuales y de grandes depósitos epitermales de metales preciosos (Albinson et al., 2001; Bodnar et al., 1985; Camprubí

y Albinson, 2007; Hedenquist et al., 2000; Kamilli y Ohmoto, 1977; Roedder, 1984; Simmons et al., 2005; Vikre, 1985). Estos autores relacionan las características de los fluidos en los sistemas con la ebullición y la precipitación de los minerales.

Moncada et al., (2012), relaciona las texturas de los minerales y las inclusiones fluidas, haciendo énfasis en la intensidad de la ebullición definida a partir del tipo de inclusiones fluidas. Bozkaya y Banks (2015), también remarcan la importancia de la sílice supersaturada en la depositación de Au-Ag y metales base en mineralizaciones al oeste de Turquía.

Con el objetivo de conocer temperaturas y salinidades de los fluidos causantes de la mineralización, se realizó el análisis de las inclusiones fluidas hospedadas dentro de los minerales hidrotermales que rellenan la Veta Principal. Para esto se estudiaron muestras de sondajes de los eventos 3 y 4, analizando distintas texturas de cuarzo y amatista (Tabla 5.3.4 anexo). Se evitaron los cristales que tuvieran evidencia de intensa recristalización o con una elevada cantidad de impurezas que imposibilitaran la correcta observación de las inclusiones fluidas.

Los tamaños de las inclusiones fluidas son variados, en promedio 25 μm . Las inclusiones fluidas son todas de naturaleza bifásica, con proporciones líquido-vapor entre 90-65% líquido y 10-35% vapor y en menor medida vapor- líquido (85% vapor, 15% líquido).

Microtermometría del Evento 3:

En este evento, el cuarzo presenta textura en enrejado, sílice y calcedonia recristalizada, en parte con abundantes impurezas de óxidos de hierro. Fue posible medir con certeza un total de 12 inclusiones fluidas primarias. Las inclusiones son de naturaleza bifásica, líquido dominante y escasas vapor dominante (Figura 5.3.4 E-H). Se observa en las figuras nombradas que coexisten ambos tipos de inclusiones, formado una FIA.

En la banda compuesta por cuarzo microcristalino con óxidos de Fe se midieron inclusiones líquido dominante con temperaturas de homogeneización de 281°C y salinidades elevadas de 5,9 % de NaCl eq las cuales coexisten con inclusiones vapor dominante con temperatura de homogeneización de 288°C y salinidad de 4,9% NaCl eq.

Para la banda de cristales de cuarzo en mosaico, de la muestra PO-39 108,75 m, la temperatura de homogeneización promedio de las inclusiones líquido dominante es de 263°C y salinidades de 4,96 % de NaCl eq.

Microtermometría del Evento 4:

Se analizaron 32 inclusiones fluidas del evento 4 en el sondaje PO-94. Este evento contiene texturas de cuarzo cristalino, con textura en peine, cuarzo microcristalino con sulfuros de Ag y Cu y amatistas. En todas ellas, los tipos de inclusiones fluidas son bifásicas (Figuras 5.3.4 A- D).

En la banda compuesta por cuarzo microcristalino con sulfuros de Ag y Cu, las inclusiones fluidas con fase de vapor dominante (65% vapor, 35% líquido) presentan temperaturas de homogeneización de 279°C y 5,35 % de NaCl eq, mientras que las inclusiones fluidas líquido dominantes presentan valores de 4,1% NaCl eq. y Th de 272°C.

En la banda formada por cuarzo cristalino con textura en peine, todas las inclusiones son líquido dominante y la temperatura de homogeneización es de 297°C y la salinidad de 5,83% NaCl eq.

En el sector conformado por amatistas de gran tamaño de este evento, las inclusiones fluidas analizadas son bifásicas y líquido dominante, con temperaturas de homogeneización promedio de 264°C y salinidades de 4,98 % de NaCl eq. (Figura 5.3.4 B).

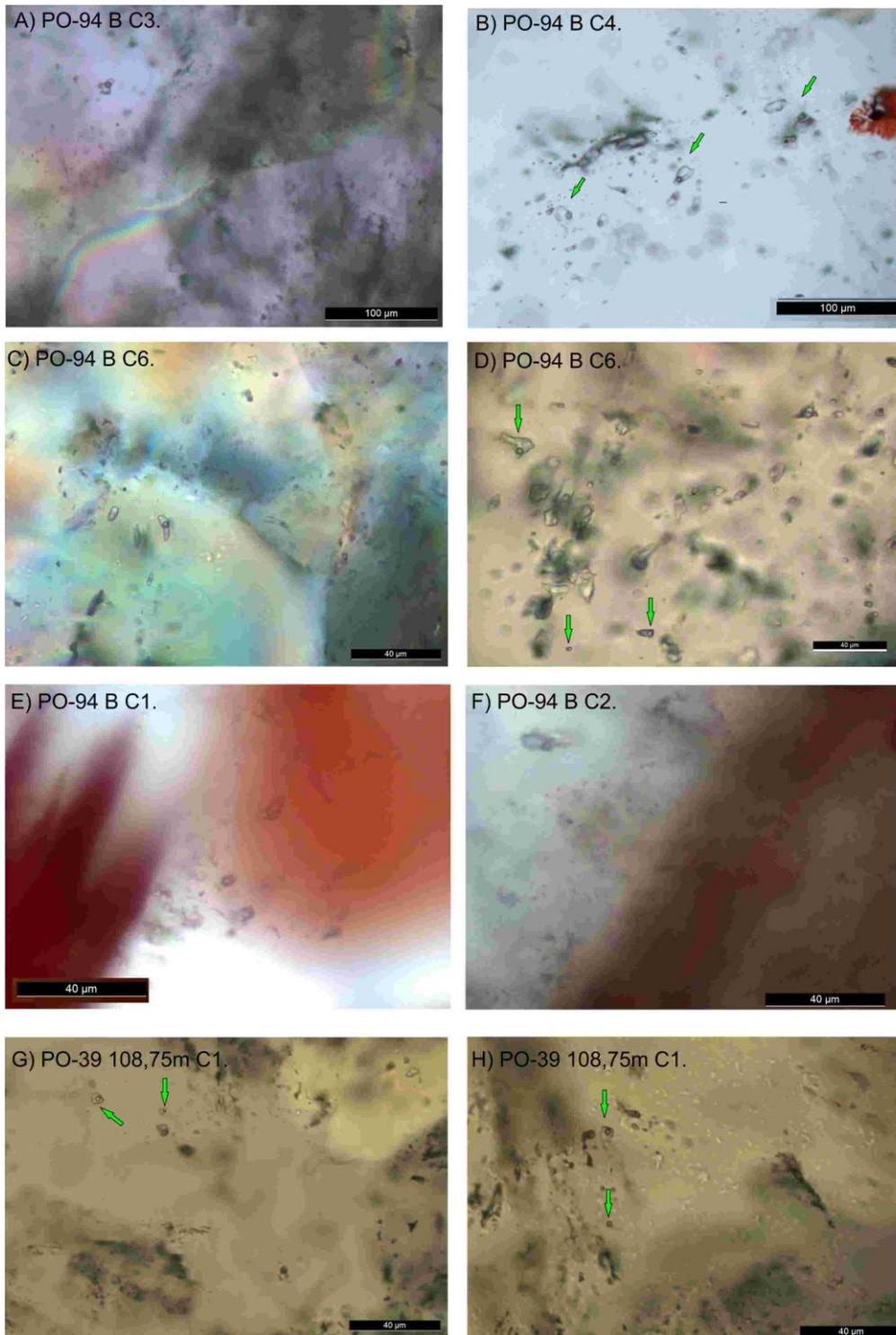


Figura 5.3.4: Microfotografías de inclusiones fluidas. Evento 4: A) Inclusión fluida irregular del Evento 4 incluida en una banda de cuarzo en mosaico. B) Inclusión fluida líquido dominante en amatista, del evento 4. C) inclusiones subredondeadas en una banda de cuarzo micro cristalino con sulfuros de plata y cobre. D) Ídem C, pero mostrando inclusiones irregulares de diversos tamaños, con diferentes relaciones líquido/vapor. Evento 3: E) Inclusiones fluidas subredondeados con diferentes proporciones de líquido y vapor entrampadas en cuarzo con textura en enrejado y abundantes óxidos de Fe. F) inclusiones fluidas del círculo 2, en calcedonia recrystalizada con impurezas. G) Inclusiones fluidas de pequeño tamaño en el evento 3, donde se identifican inclusiones fluidas vapor dominante de menor tamaño y líquido dominante coexistiendo H) Ídem G, con variaciones en las formas de las IF.

5.4 DISCUSIÓN Y CONSIDERACIONES

5.4.1 Secuencia paragenética de la Veta Principal

Mediante el estudio de texturas de minerales de mena y ganga, se logró interpretar la posible secuencia paragenética de la Veta Principal. El estadio pre-mineralización se conforma solo por el evento 1 (E1) y como se explicó en 5.3.2 incluye solo finas vetillas de cuarzo con textura masiva y sulfuros que son pirita I y escasa marcasita, con texturas anhedrales a botroidales. Estos minerales podrían haberse formado a partir de melnikovita, un gel que recristaliza a pirita-marcasita con hábito botroidal. Este evento y sus texturas implican una depositación rápida del cuarzo y de la melnikovita que luego recristaliza a pirita I-marcasita. No presenta anomalías considerables de elementos de interés y su desarrollo está distribuido en todos los sectores estudiados, incluso en el sector de la “brecha sudeste” y en el sector “sur del *Coulée*”. La presencia de baritina con pirita I-marcasita también indica una depositación rápida, dada por la textura en enrejado de la misma.

En la etapa sin-mineralización se ubican el 2^{do}, 3^{er} y 4^{to} eventos. Todas las vetas y vetillas de valor económico de Arroyo Verde se hallan incluidos en los mencionados eventos. En el evento 2 se identificaron anomalías de Au y Ag, asociadas a las texturas bandeadas que presentan sulfuros de plata (acantita, jalpaíta, polibasita, pearceita, mckinstriyita, stromeyerita). La mayor concentración de Au se produce en el evento 3 (E3) como electrum, junto con las mayores anomalías de Ag asociadas a los minerales de Ag y Cu previamente nombrados y escasa galena y calcopirita. Los metales base, en especial Zn y Pb y en menor medida Cu, se hallan enriquecidos en el evento 4, que también presenta valores anómalos de Ag dados por la presencia de acantita y jalpaíta asociados.

Teniendo en cuenta las texturas de cuarzo descritas en la Veta Principal se pueden interpretar ciertas características de la mineralización. Las texturas con apariencia de musgo (*moss*) y las coloformes solo se presentan de manera subordinada. Este dato permite interpretar que la precipitación de sustancias coloidales no fue el mecanismo dominante de precipitación o que estas texturas, de haber existido, se han presentado en niveles superiores ya erosionados. Las texturas de recristalización descritas también permiten otras interpretaciones, por ejemplo, la textura en mosaico parece ser producto de la recristalización de calcedonia masiva o sílice amorfa (Lovering, 1972). La textura plumosa revela en detalle que algunos dominios son pequeños cuarzos euhedrales donde la textura plumosa final estará controlada por las relaciones entre los nuevos cristales y el cristal hospedante (Dong et al., 1995). La textura llameante, en cambio, se forma a partir de agregados de calcedonia fibrosa, con superficies

exteriores redondeadas que se origina a partir de un gel silíceo. Cuando estos materiales recristalizan, forman cristales de cuarzo cristalino o microcristalino con extinción radial inducido por las fibras de calcedonia preexistente (Dong et al., 1995). Las intercalaciones de estas texturas de reemplazo muestran una variabilidad en la composición del fluido que las origina, en especial al identificar un precursor como carbonato, que indica una pérdida de CO₂ durante ebullición.

Si se hace una interpretación de la textura de adularia, el desarrollo de cristales subrómicos y rómicos permiten identificar que las condiciones de formación. La estructura de adularia ha sido interpretada de dos maneras, como cristalización metaestable de feldespatos desordenado controlado posteriormente por el régimen hidrotermal (Bambauer y Laves, 1960; Gubser y Laves, 1967) o como cristalización directa en diferente estado estructural y controlado por el crecimiento cristalino (Steiner 1970; Akizuki y Sunagawa 1978). Esta segunda manera es la predominante en el ambiente epitermal (Dong y Morrison, 1995) y a la vez, las adularias más ordenadas -subrómicas- se presentan alrededor de bordes de granos y fracturas por donde ha sido mayor la circulación de agua (Raase y Morteani, 1976). Dong y Morrison, (1995) concluyen que los diferentes tipos texturales de adularia se forman en respuesta a distintas condiciones de depositación. Las subrómicas son relativamente ordenadas, reflejando condiciones lentas de cristalización. En cambio, las adularias rómicas junto con las tabulares implican que hubo condiciones rápidas de cristalización. Las conclusiones elaboradas por estos autores indican que las adularias rómicas y las pseudooculares (que no se han descrito en Arroyo Verde) son muy buenos indicadores de la mineralización de oro.

Con respecto a la esfalerita, puede indicarse que si bien Au y Cd suelen ser elementos encontrados comúnmente en altas concentraciones (Cook et al., 2009), no lo es el Pb. Altos valores de este elemento podrían ser el resultado de la presencia de inclusiones submicroscópicas de un mineral de Pb. Los valores elevados de Co e In (218 ppm de Co, el In no fue analizado en la Veta Principal) suelen concentrarse en las vetas epitermales profundas, asociadas al horizonte de metales base (Buchanan, 1981). En las muestras de depósitos epitermales, el elemento In muestra una fuerte correlación con el Cu (Cook et al., 2009), mientras que Ga, Ge, Hg y Sn corresponden a menas de menor temperatura, asociadas a un epitermal somero. En estas muestras, solo se analizó Sn, que arrojó un valor máximo de 198 ppm. Los valores de As en las esfaleritas analizadas se hallan en el rango establecido para depósitos alojados en pelitas negras (Orberger et al., 2003), pero este dato no es significativo, solo permite suponer la presencia de materia orgánica asociada en Arroyo Verde. El Sb puede contenerse hasta en un 0,55% en peso (Cook et al., 2009) y se asocia a esfaleritas amarillentas a rojizas. El Bi no es un elemento que se halle en las esfaleritas, con lo cual puede pensarse en la

presencia de algún mineral con Bi presente como inclusiones sub-microscópicas dentro de la esfalerita.

El porcentaje de moles de FeS en esfalerita coexistente con pirita (o pirrotina) varía en función del estado de sulfuración (Einaudi et al., 2003 y trabajos allí citados. Tabla 5.3.2.2). A partir de la composición química de dos cristales de esfalerita en la Veta Principal (Tabla 5.3.2.2 anexo), pudieron determinarse valores de 0,39 Mol%, 2,52 Mol% y 13,0696 Mol% de FeS, los cuales indican un estado de sulfuración intermedia para las esfaleritas analizadas en este pulso, a excepción de la muestra PO-39 108,75 #26 que cae en el estado de alta sulfuración y no fue considerada.

Mol% de FeS en esfalerita	Estado de sulfuración
40-20	Baja Sulfuración
20-1	Sulfuración intermedia
1-0.05	Alta Sulfuración
0.05	Muy Alta Sulfuración

Tabla 5.4.1: clasificación de estado de sulfuración de acuerdo a los Mol% de FeS en esfalerita. Datos elaborados a partir de Einaudi, 2003 y trabajos ahí citados.

Teniendo en cuenta el estudio de los diferentes eventos mineralizantes y los valores de las esfaleritas presentados, se puede interpretar que la veta principal tiene un Evento 3 que es rico en Au-Ag y otro rico en Ag y metales base (Evento 4). Este último se halla asociado a las esfaleritas de sulfuración intermedia. A su vez, las esfaleritas analizadas en las muestras de Arroyo Verde presentan altos valores de Cu (100 a 5190 ppm) y siendo que este elemento muestra una fuerte correlación con el In (Cook et al., 2009) podría indicar que el pulso rico en esfalerita puede presentar un valor agregado al depósito, como posible mena de In.

La post-mineralización está representada por el evento 5, que es el relleno de oquedades preexistentes, por una sílice de color roja, rica en goethita y hematita. Este cemento, corta en forma de vetillas y en sectores rodea clastos que incluyen todos los eventos preexistentes. No hay evidencia de valores anómalos de Au y Ag asociados a este evento, aunque no debería descartarse una posible removilización y una depositación de tipo supergénica de Au en sectores con más óxidos de Fe y menos sílice (estos sectores no fueron identificados ni estudiados en la presente tesis, pero no se descartan).

La textura en caries parece indicar que la plata estaría reemplazando al cobre en los sectores estudiados de la calcopirita. La stromeyerita suele descomponerse en la zona de alteración en covelina y plata nativa (Van der Veen, 1925). Paragenéticamente se asigna como un mineral diagnóstico de enriquecimiento supergénico, aunque puede también asignarse como un mineral de origen primario. La stromeyerita se forma a partir de tennantita-tetraedritas ricas en plata, aunque puede formarse también de minerales menor contenido en Ag. Se considera que tanto covelina como calcosina son de origen primario hidrotermal ya que se hallan en equilibrio con toda la serie de sulfuros de plata y cobre.

En cuanto a las alteraciones existentes en esta veta, se puede determinar la silicificación penetrativa de la roca de caja (RhyC), evidenciado por minerales del grupo de la sílice, texturas de recristalización y reemplazo de cuarzo en la pasta de la RhyC. Como la roca hospedante (RhyC) es una riolita, el desequilibrio entre fluidos y la misma no es muy amplio, por lo cual, en la mayoría de los casos, es una alteración no destructiva de la textura original. Esta alteración parecería ser la primera y la más extendida lateralmente, de acuerdo a los estudios realizados y a los modelos de alteraciones hidrotermales.

La asociación de adularia + sílice se relaciona exclusivamente a los sectores internos de la veta principal, indicando pH neutros en los fluidos y la simultánea precipitación de estos minerales como relleno de veta junto con los metales de importancia económica, en especial en el evento 4.

La asociación clorita – esmectita- illita (fengítica) está relacionada a dos factores: la cercanía del basamento (esquistos) hacia el oeste y la presencia de fluidos hidrotermales de mayor temperatura hacia el este (sector de la brecha sudeste).

La asociación de illita-esmectita y esmectita-illita presentados en los diversos espectros, permiten evidenciar una evolución de menor a mayor temperatura. Teniendo en cuenta esto, se puede inferir que las esmectitas de la muestra ARV 5b, podrían tener relación con sectores de más temperatura del sistema epitermal de baja sulfuración o con el depósito post-eoceno de manganeso que se relaciona también a estas rocas dacíticas en el sector analizado. A su vez, en esta serie de análisis espectrales, se evidencia que a medida que aumenta la distancia desde las vetas, la temperatura de las arcillas aumenta.

La alteración de caolinita que presenta alta cristalinidad permite interpretar que sería hipogénica y posiblemente puede atribuirse a un sector por donde circularon fluidos de mayor acidez, sobreimpuestos a la alteración de adularia + sílice que también fue evidenciado en este

sondaje. Caolinita de baja cristalinidad altera adularia, feldespatos de la roca de caja y se halla mucho más expandida que la de alta cristalinidad.

La alteración de sílice-jarosita se reconoce como la última asociación de alteración y se asociaría a una lixiviación superficial, ya que la asociación no fue identificada en sondajes. Podría asociarse a la circulación superficial de aguas meteóricas en un clima semiárido y la reacción de estas con algunos sulfuros en la superficie, dando origen a minerales de ambiente de mayor acidez. El espectro de dickita no es del todo claro en estas asociaciones, pero podría estar relacionado de todos modos.

Capítulo 5 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Mineralogía	Pre-mineralización	Sin-Mineralización					Post-mineralización
	1er Evento	2do Evento			3er Evento	4to Evento	5to evento
	Vetillas finas en roca de caja	Texturas de relleno			Cemento con sulfuros finos	Relleno cristalino de vetas y vetillas	relleno de huecos/ cemento de brecha
		Masiva	Bandas	Reempl	Masivas	Cristalina	
Cuarzo							
masivo	-----	-----			-----		
microcristalino ¿masivo?	-----		-----		-----	-----	
reemplazo enrejado fantasma			-----			-----	
micro plumoso			-----			-----	
mosaico	-----		-----		-----		
enrejado			-----			-----	
en peine			-----			-----	
cristales zonados			-----			-----	
Amatista			-----			-----	
Calcedonia			-----		-----		
Baritina	-----						
Calcita			-----			-----	
Adularia (sub-rómbica y rómbica)			-----			-----	
Pirita I- marcasita	-----		-----				
Pirita II (euhedral)			-----		-----	-----	-----
Acantita			-----		-----	-----	
Jalpaíta			-----			-----	
Polybasita			-----				
Pearceita			-----				
Mckinstriyita			-----				
Stromeyerita			-----				
Galena			-----		-----	-----	
Esfalerita			-----			-----	
Calcopirita			-----		-----	-----	
Electrum			-----		-----		
Bornita			-----			-----	
Calcosina- covelina						-----	-----
Hematita							-----
Goethita							-----
Sílice roja micro cristalina							-----
Calcosina- covelina						-----	

Tabla 5.4.1: posible secuencia paragenética de la Veta Principal en Arroyo Verde.

5.4.2 Ambiente epidermal de formación

La manifestación hidrotermal descrita en este capítulo puede clasificarse, en base a lo expuesto en el sector de resultados, como parte de un depósito de baja sulfuración, que se asocia temporalmente a la primera etapa del volcanismo Jurásico del Complejo Marifil. El depósito estudiado se caracteriza por presentar una Veta Principal ONO-ESE de cuarzo y una proporción menor de adularia, asociado a vetillas de menor desarrollo que se extienden al Norte y Sur de las mismas, comprendiendo un área total de 1 km en sentido este-oeste y 1,8 km en sentido norte sur.

La Veta Principal del Proyecto Minero Arroyo Verde presenta un fuerte control litológico y estructural. La misma se halla emplazada en una fractura de rumbo predominante ONO-ESE de carácter extensional que tiene una componente principal de rumbo, con escaso desplazamiento vertical y el movimiento de la misma es de tipo dextral. Como se ha explicado, la fractura donde se emplaza esta veta y las demás vetillas asociadas se hallan únicamente en la facies de *coulée* riolítico.

El relleno de la Veta Principal y de las vetillas laterales es similar, comprendiendo una compleja sucesión de eventos (al menos 5) que indican diferentes velocidades de relleno y ascenso de fluidos y una amplia variación en la apertura de las fracturas. Una característica que sobresale es la depositación alternante de diferentes texturas de cuarzo (pulsos de variedades criptocristalinas a amorfas que intercalan con pulsos de cuarzo cristalino) que se relacionan directamente con la distribución y depositación de los metales.

En base a los resultados, la Veta Principal presenta una variación textural y mineralógica en sentido vertical marcada, principalmente por la presencia de brechas con abundante cemento de sílice negra masiva (evento 3) en la zona superior. Esta sílice masiva, decrece en profundidad a medida que aparece mayor cantidad de vetas con amatista cristalina, texturas en peine y cuarzo masivo transparente, junto con sulfuros de metales base como esfalerita, calcopirita y galena (evento 4).

Puede establecerse que el cemento masivo de sílice y sulfuros presente en el evento 3, sería el portador de las anomalías de Au y Ag en el caso del sondaje PO-37. En cambio, para el sondaje PO-94, las anomalías de Au y Ag son mayores y se hallarían asociadas tanto al cemento de la brecha del evento 3 como a las texturas de relleno del evento 2 de la veta. Esto permite inferir que hay dos pulsos portadores de mineralización de Au-Ag para esta veta, asociados a distintos tipos de cemento de brechas.

Las texturas de brechas son muy útiles para indicar diferentes tipos de relaciones entre la velocidad de fluidos y la velocidad de propagación de la fractura en la cual ese fluido se emplaza. En las brechas de la veta principal se han evidenciado el evento 2 y 4 como texturas de relleno bandeadas y en cocarda, que rodean clastos de roca cortadas por el primer evento de vetillas. La diferencia entre estos dos eventos es que el evento 2 desarrolla un bandeado fino, delicado, con texturas de recristalización predominantes, mientras que el evento 4 es de cuarzo cristalino y amatista intercalado con bandas ricas en metales base. Este tipo de brechas indican que la apertura de la fractura presentó mayor velocidad que las del fluido durante el ascenso, generando un desbalance de presiones y una implosión hidráulica (Frenzel y Woodcock, 2014) lo cual permitió la precipitación en bandas concéntricas.

Intercalados con estos, en los otros dos eventos hay un predominio de las brechas de texturas groseras o masivas (eventos 3 y 5) con una variación desde sílice recristalizada de color negro verdoso en el evento 3, con la mayor precipitación de Ag y Au y el último evento 5, compuesto por óxidos de hierro, con texturas masivas y escaso desarrollo de cemento. Según Frenzel y Woodcock (2014) estas brechas se forman cuando la velocidad del fluido supera la velocidad de propagación de la fractura y no hay tiempo para el crecimiento ordenado alrededor de un punto, generando brechas con cemento de textura masiva.

En cuanto a las inclusiones fluidas, las mismas aportan también, junto con las texturas de cuarzo, datos sobre los cambios de presión, temperatura y composición de fluido. Las temperaturas de homogeneización del evento 3 tienen un valor promedio en inclusiones fluidas primarias bifásicas líquido dominante entre 263 y 277°C, con salinidades entre de 4,96 y 5,66% NaCl eq. Estas coexisten con inclusiones fluidas vapor dominante que homogeneizan a temperaturas similares (288°C), pero a diferentes fases y con salinidades similares (4,9% NaCl eq.). Estas inclusiones, al ser ploteadas en el gráfico de la figura 5.4.2 basado en Camprubí (2010) dan una tendencia de precipitación donde domina la ebullición.

Para el evento 4, las inclusiones fluidas primarias y pseudosecundarias bifásicas líquido dominante que se analizaron, homogeneizan entre 272 a 297°C y salinidades entre 4,1 y 5,83% NaCl eq. En este evento dominado por cuarzo cristalino y amatista con texturas de crecimiento en peine y cristales zonados, se reconoce que los mecanismos dominantes durante la precipitación de los fluidos son el enfriamiento y dilución (Figura 5.4.2.1). Escasas IF bifásicas vapor dominante homogeneizan a 279°C y salinidades de 5.35% NaCl eq., indicando un incipiente proceso de ebullición en este evento 4.

El registro de los procesos de ebullición, permite conocer la posible localización de sectores mineralizados (clavos), que debido a la variabilidad de sistemas epitermales puede registrar en un mismo sector inclusiones de ebullición con otras de no ebullición. La intensidad en la ebullición varía en un mismo sistema, pasando de estadios de no-ebullición, a ebullición sutil y uno de ebullición intensa. Esto permite la observación de variaciones en el límite inferior del horizonte de ebullición y por ello, en la ubicación de la zona mineralizada (Moncada et al., 2012)

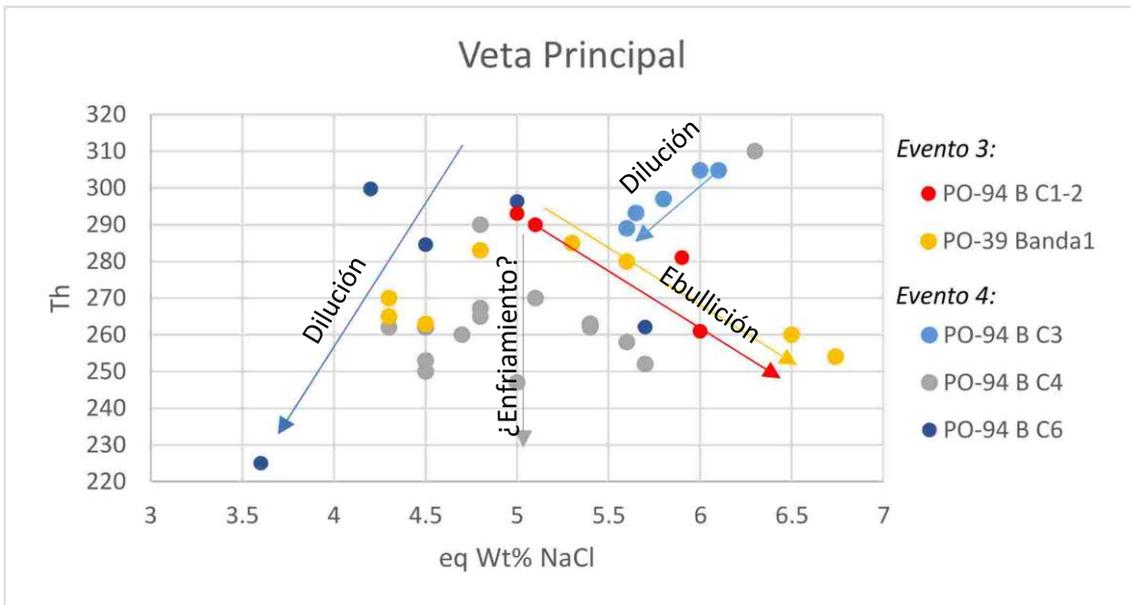


Figura 5.4.2.1: Temperaturas de Homogenización vs. Salinidad. Las tendencias de procesos de enfriamiento y ebullición se indican con flechas de colores correspondientes a los colores que identifican las muestras de cada evento. Datos volcados en el diagrama de Camprubí (2010).

Estos fenómenos de ebullición estarían presentes en la Veta Principal del Proyecto Minero Arroyo Verde, donde las temperaturas y salinidades evidencian la variación entre fenómenos de ebullición, de enfriamiento normal del sistema y de dilución del sistema (Figura 5.4.2).

Al analizar las inclusiones de los dos eventos estudiados en la Veta Principal, se puede indicar que en el Evento 3 se produce una ebullición sutil, donde hay simultáneamente inclusiones fluidas líquido dominante y vapor dominante, que homogenizan a temperaturas similares.

En el evento 4 en cambio, presenta solo inclusiones líquido-dominantes en la banda de cuarzo cristalino, seguido en la banda de amatistas por escasas inclusiones fluidas vapor

dominante. En el diagrama de la figura 5.4.2.1 se evidencia de manera difusa el comportamiento de las inclusiones fluidas de la banda de amatistas, interpretándose como un posible enfriamiento, pero con mezclas de dilución y escasos indicios de ebullición sutil. La banda rica en sulfuros (C6), en cambio muestra una clara tendencia de precipitación producida por dilución. La dilución, se debe a la mezcla con agua meteóricas, donde los fluidos iniciales se enfrían a la par que disminuye la salinidad (Camprubí, 2010).

En base a las temperaturas y salinidades, también se han podido calcular un rango de profundidades de emplazamiento para cada evento estudiado. En el diagrama de Hass (1971) que utiliza las curvas de punto de ebullición para H₂O pura (0% en peso NaCl) y para salmueras de composición constante en % en peso de NaCl, se puede calcular que la profundidad estimada. Para el evento 3, esta profundidad de emplazamiento es entre 550 y 700 m de profundidad. Para el Evento 4, en cambio, la variación es mayor y las profundidades podrían variar entre 620 y 930 metros.

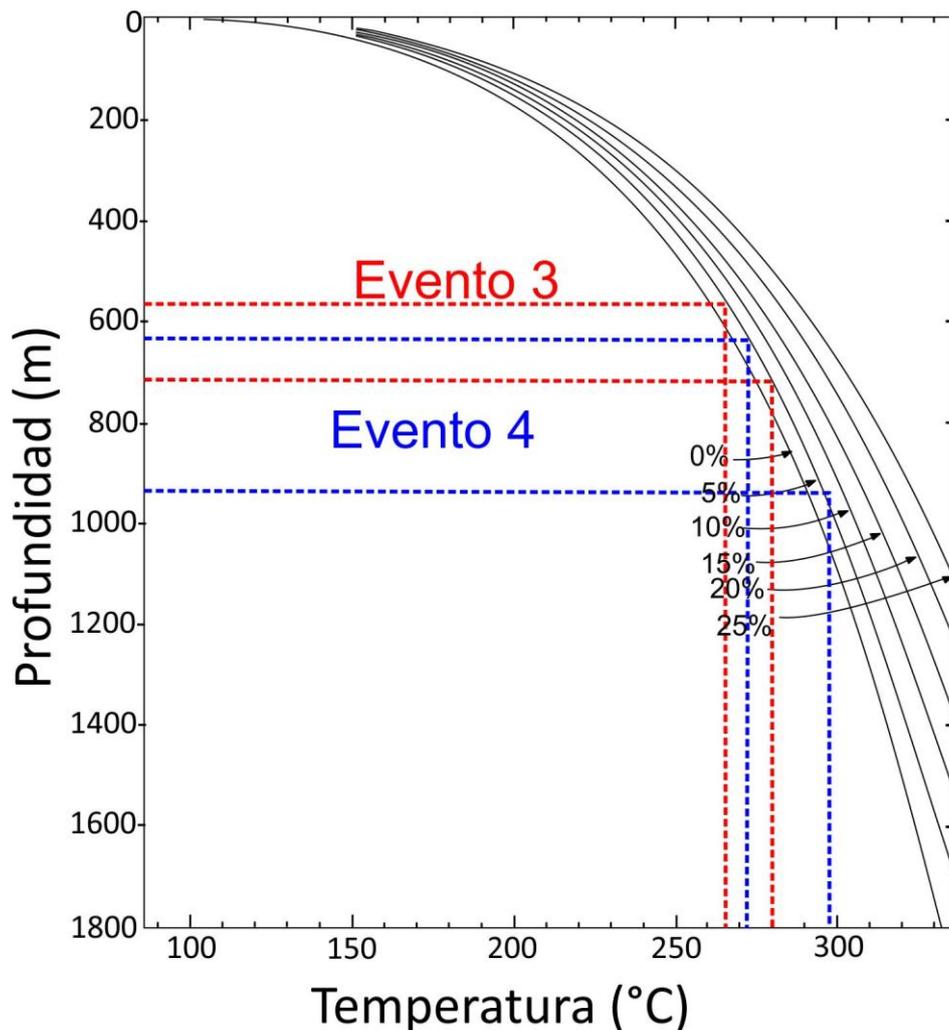


Figura 5.4.2.2: Diagrama de Hass (1971) para estimar la profundidad del sistema en ebullición.

En base a este diagrama, se podría indicar que en la zona de Arroyo Verde se erosionaron entre 800 y 900 metros de rocas volcánicas jurásicas y que esta erosión se produjo posteriormente al emplazamiento de las vetas en el **Evento Volcánico 1 (V0)** y previo a la depositación de las rocas del **Evento Volcánico 2 (V1)**. Esta observación acota entonces la edad de las vetas de Arroyo Verde al lapso comprendido entre $192,6 \pm 2,5$ Ma (edad U-Pb del *coulée*) y $186,9 \pm 1,9$ Ma (edad U-Pb de la brecha masiva lapillítica).

5.4.3 Distribución de metales y fuentes de Ag y Au

En las muestras de superficie, las correlaciones de elementos de Pearson, dejan en evidencia que los dos sectores estudiados tienen una correlación importante entre Au-Ag. Esta correlación no se había identificado en el sector sur del *coulée*, con lo cual podría indicarse que, en base a los minerales y texturas identificadas en las muestras estudiadas, esta zona presenta un mejor potencial que el evaluado hasta el momento. Dada la escasa disponibilidad de las cajas de los sondajes de este sector, es que no se ha estudiado en mayor detalle, pero se destaca la potencialidad del área.

En cuanto al sector central, en particular en la Veta Principal, los datos de geoquímica de superficie, el estudio de las texturas en muestra de mano, microscopio óptico y en microsonda de electrones, se pudo inferir que la mineralización en la Veta Principal se halla relacionada al cemento de sílice oscura masiva del evento 3 y con el relleno definido como Evento 4, aunque también el Evento 2 también presenta escasas proporciones de Au.

La relación entre los valores anómalos de Au y Ag con los eventos indicados en las columnas elaboradas para tres de los sondajes (Figuras 5.3.2.2, 5.3.2.3 y 5.3.2.4) muestran una diferencia importante entre las texturas y concentraciones de elementos de interés económico. En el sondaje PO-37 los valores elevados de Au (9,83 y 6,05 ppm) se correlacionan con las anomalías de arsénico y antimonio. Las texturas asociadas a estas anomalías se reconocen en los clastos de veta con textura de relleno colofome recristalizado (evento 2), cementados principalmente por sílice negra masiva y con abundantes sulfuros finos (evento 3). Los valores de Ag se relacionan estrechamente con el Pb, mientras que el Cu y Zn se relacionan linealmente entre sí. Los minerales estudiados en microsonda de electrones permitieron asociar los mismos con cada pulso, ya que los datos geoquímicos de sondajes no respetaban los límites texturales de cada muestra.

En el caso del sondaje PO-94, el Au es anómalo en las dos zonas de veta reconocidas macroscópicamente, con valores entre 29,47 y 12,04 ppm. En este sondaje el Au correlaciona

con la Ag y el Sb, pero no correlaciona linealmente con el As. Las texturas asociadas son bandeadas, en escarpela o cocarda y coloforme. Una diferencia notable es que en el sondaje PO-94, la Ag aumenta considerablemente entre 202 y 203 m, mientras que Pb, Zn y Cu muestran una caída en ese metro muestreado. El valor de Pb se incrementa notablemente en la zona de brecha de falla, con un leve aumento de Zn y Cu.

5.4.4 Comparación con otros depósitos epitermales del Macizo Nordpatagónico

Luego del estudio detallado de este depósito, podemos compararlo con los depósitos epitermales del Macizo Nordpatagónico y también con algunos depósitos ubicados en el Macizo del Deseado y de la región andina de la Patagonia. El proyecto minero de Arroyo Verde, como hemos dicho, se emplaza en rocas jurásicas del evento aquí denominado como V0, en facies coherentes de composición riolítica y mineralización de tipo epitermal de baja sulfuración.

Si se compara este depósito con el de San Roque, ubicado en el noreste de la provincia de Río Negro, se hallan algunas similitudes, principalmente en la litología de rocas riolíticas, pertenecientes al Complejo Marifil. En San Roque se evidencian una mayor variedad de litofacies volcánicas, en especial volcanoclásticas de grano fino y brechas, relacionadas a una posible diatrema y a cuerpos subvolcánicos de composición riolítica (Marifil S.A., 2007). En base a lo expuesto en el informe de la empresa, en San Roque se evidenciaron dos pulsos mineralizantes, el primero conteniendo anomalías de metales preciosos y el segundo pulso donde se ubican los contenidos anómalos de metales base, In, Cd y Ag. Teniendo esto en cuenta, podría indicarse que estos eventos serían similares a los eventos 3 y 4 de Arroyo Verde. San Roque podría de este modo, estar alojado en el evento V0 aquí propuesto, aunque no se cuentan con dataciones radiométricas de roca de caja que lo confirmen.

Al comparar Arroyo Verde con el Proyecto Calcatreu, la primera diferencia surge en la composición de la roca de caja. En este proyecto, las rocas hospedantes son las lavas e ignimbritas andesíticas, de edades jurásicas (Dogger y Malm) de la Fm. Traquetrén (equivalente a Lonco Trapial), asignadas a V1 por Pankhurst et al., (2000). Las andesitas, a diferencia de las riolitas del Complejo Marifil, presentan halos de alteración más extendidos y las alteraciones obliteran la textura original de la roca. Este proyecto se define como un epitermal de baja sulfuración, de alta ley, que aflora en superficie (Patagonia Gold, 2019). No se cuenta con antecedentes científicos disponibles de Calcatreu para hacer mejores comparaciones, pero en base a lo disponible se sabe que son vetas epitermales de baja sulfuración con ganga de cuarzo-adularia y abundante calcita. El sistema principal denominado Veta 49/Nelson, con 2 km de largo y ancho de 20 m, tiene mejor desarrollo que el sector de Arroyo Verde. Este depósito lo

comparan (Pan American Silver, 2012) con Cerro Vanguardia (mina) y con El Desquite (proyecto minero), ambos con menor grado de erosión que Arroyo Verde y mayor desarrollo de texturas de cuarzo indicativas de menor profundidad, con abundante Au y menor proporción de metales base. Es de este modo que Calcatreu estaría emplazado en un sector somero del sistema epitermal, si se lo compara con Arroyo Verde, tal como lo indican las inclusiones fluidas en cuarzo (MICON, 2004) que presentan salinidades de 0,8 a 3,7% de NaCl eq. y temperaturas entre 216° y 250°C.

Si se compara con el depósito de clase mundial Navidad en el sector noroeste del macizo Nordpatagónico y ubicado a 90 km en línea recta de Calcatreu, las rocas también son diferentes (andesitas de la Fm. Taquetrén/ Lonco Trapial y sedimentitas de la Fm. Cañadón Asfalto). En este depocentro, la actividad volcánica fue contemporánea con sedimentación lacustre en un rift continental activo y en continua expansión (Bouhier, 2017), con alternancia de períodos húmedos y cálidos favorables para la depositación de sedimentos y materia orgánica. Las piritas esferulíticas de Arroyo Verde son similares a las de este depósito, pero en Navidad están asociadas a los mayores valores de Ag y minerales de plata, mientras que en Arroyo Verde solo se evidenciaron en el primer evento, pre-mineral. Las inclusiones fluidas obtenidas en calcita por Bouhier (2017) son completamente diferentes a Arroyo Verde y no logran compararse. En calcita pre-mineralización las temperaturas son entre 166° y 208° C con salinidades de 16,43 % NaCl y en calcita post mineralización de 0 a 4,18% de NaCl eq. y temperaturas entre 58° y 95° C.

Para Mina Ángela, ubicada en el distrito Los Manantiales (Fernández et al., 2008) y alojada en rocas de la Fm. Lonco Trapial y equivalentes (Fm. Taquetrén), las temperaturas de homogeneización de inclusiones fluidas varían entre 260° y 298°C y las salinidades entre 1,6 y 8% de NaCl eq. (Dejonghe et al., 2012). Estos autores indican que este depósito es distintivo y se halla formado a mayor temperatura y menor salinidad que los restantes depósitos polimetálicos de la Patagonia Central, presentados en su trabajo. Los minerales de ganga y alteración en Mina Ángela son cuarzo, calcita, baritina, adularia, rodocrosita, rodonita, mientras que los de mena son pirita, galena, esfalerita, bornita, enargita, calcopirita, Au y Ag. Podemos decir que Mina Ángela tiene una similitud con Arroyo Verde en cuanto a temperaturas y salinidades de inclusiones fluidas en cuarzo, así como también la tiene con la mayoría de los minerales de ganga, alteración y mena (a excepción de la enargita que no se ha descrito en Arroyo Verde). Los isótopos radiogénicos realizados en galena por Dejonghe et al., (2012) indican que en Mina Ángela la composición de plomo radiogénico es significativamente menor que en los depósitos del Sector Andino, las inclusiones tienen mayor temperatura de

homogenización y menores salinidades, separando este depósito de los del sector andino (alojados en V3).

5.5 REFERENCIAS

- Akizuki, M. y Sunagawa, I. 1978. Study of the sector structure in adularia by means of optical microscopy, infra-red absorption and electron microscopy. *Mineral Magazine*, 42: 453-462.
- Albinson, T., Norma, D.I., Cole, D. y Chomiak B. 2001. Controls on Formation of Low-Sulfidation Epithermal Deposits in Mexico: Constraints from Fluid Inclusion and Stable Isotope Data. *Society of Economic Geologist Special Publication 8*: 1-32.
- Anthony, J. W., Bideaux, R. A., Bladh, K. W. y Nichols, M. C. 1990. Handbook of mineralogy (Volume 1: Elements, Sulfides, Sulfosalts). Mineral Data Publishing, Tucson, Arizona.
- Bambauer, H.U. y Leaves, F, 1960. Zum Adularproblem. *Schweiz. Mineral Petrology Mitt.* 40: 177-205.
- Bodnar, R. J., Burnham, C. W. y Sterner, S. M., 1985. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. III. Determination of phase equilibrium properties in the system H₂O-NaCl to 1000 C and 1500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(9): 1861-1873.
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 683-684.
- Bodnar, R.J. 2003. Introduction to Aqueous-electrolyte Fluid Inclusions. En: Samson, I., Anderson, A. y Marshall, D. (ed.) *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Capítulo 4: 81-99. Ontario.
- Bouhier, V. E., 2017. Metalogénesis del depósito polimetálico Loma Galena, Proyecto Navidad, (42°2'S-68°8'O), Chubut. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur.
- Bozkaya, G. y Banks, D. A. (2015). Physico-chemical controls on ore deposition in the Arapucandere Pb-Zn-Cu-precious metal deposit, Biga Peninsula, NW Turkey. *Ore Geology Reviews*, 66: 65-81.
- Buchanan, L., 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest.
- Camprubí, A., y Albinson, T., 2007. Epithermal deposits in México—Update of current knowledge, and an empirical reclassification. *Geology of Mexico: Celebrating the centenary of the Geological Society of Mexico*: 422, 377.

Capítulo 5 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- Camprubí, A. 2010. Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas. *Boletín de la Sociedad geológica mexicana*, 62(1):25-42.
- Caranza, H. y Paolini, M., 1996. Informe Final Proyecto Arroyo Verde, Chubut. Informe inédito. Pegasus Gold Intern. Suc. Argentina, Mendoza.
- Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Pring, A., Skinner, W., Shimizu, M., Danyushevsky, L., Bernhardt Saini-Eidukat G. y Melcher, F., 2009. Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(16): 4761-4791.
- Corbett, G. y Leach, T. 1998. Southwest Pacific Rim Gold-Copper Systems: Structure, Alteration and Mineralization. Society of Economic Geologists. Special Publication Number 6: 237 p. Chelsea, Michigan.
- Cortés, J. M., 1981a. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 217-235. Buenos Aires.
- Cortés, J. M., 1981b. Estratigrafía cenozoica y estructura al oeste de la península de Valdés, Chubut. Consideraciones tectónicas y paleogeográficas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (4): 424- 445. Buenos Aires.
- Cortés, J. M., 1987. Descripción geológica de la Hoja 42h, Puerto Lobos, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Minería y Geología, Buenos Aires. *Boletín* 97: 68.
- Curewitz, D. y Karson, J.A. 1997. Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 79: 149-168.
- Davicino, R. y Caranza, H. 2001. Manifestaciones epitermales con oro en Arroyo Verde, Chubut. 7° Congreso Argentino de Geología Económica, Actas 1: 195-198, Salta.
- Davis, D.W., Lowenstein, T.K. y Spencer, R.J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O, and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 591-601.
- Davis, G.H. y Reynolds, S.J. 1996. Structural geology of rocks and regions. 2nd edition. Wiley.
- Dejonghe, L., Darras, B., Hughes, G., Muchez, P., Scoates, J. S., y Weis, D. 2002. Isotopic and fluid inclusion constraints on the formation of polymetallic vein deposits in the central Argentinian Patagonia. *Mineralium Deposita*. 37(2): 158-172.

- 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 Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. *Economic Geology*, 90(6): 1841-1856.
- Einaudi, M. T., Hedenquist, J. W. y Inan, E. E., 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: Transitions from porphyry to epithermal environments. *Special Publication-Society of Economic Geologists*, 10: 285-314.
- Fernández, R. R., Blesa, A., Moreira, P., Echeveste, H., Mykietiuik, K., Andrada de Palomera, P. y Tessone, M., 2008. Los depósitos de oro y plata vinculados al magmatismo jurásico de la Patagonia: revisión y perspectivas para la exploración. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4): 665-681.
- Frenzel, M., y Woodcock, N. H. 2014. Cockade breccia: product of mineralisation along dilational faults. *Journal of Structural Geology*, 68: 194-206.
- Gubser, R. y Leaves, F. 1967. On X-ray properties of "adularia" [Na, K] $AlSi_3O_8$. *Schweiz. Mineral Petrology Mitt.* 4: 177-188.
- Hass, J.L.J. 1971. The Effect of Salinity on the Maximum Thermal Gradient of a Hydrothermal System at Hydrostatic Pressure. *Economic Geology* 66: 940-946.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A.R. y González-Urien, E. 2000. Exploration for Epithermal Gold Deposits. *Economic Geology Reviews* 13: 245-277.
- Kamilli, R. J. y Ohmoto, H., 1977. Paragenesis, zoning, fluid inclusion, and isotopic studies of the Finlandia vein, Colqui district, central Peru. *Economic Geology*, 72(6): 950-982.
- Lovering T.G., 1972. Jasperoid in the United States –its characteristics, origin and economic significance. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 710: 164.
- Malvicini, L. y Llambías, E. 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut, República Argentina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 185-202, Villa Carlos Paz.
- Massaferro, G.I. y Haller, M. J. 2000. Textura de las vetas epitermales del Macizo Nordpatagónico. V Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 312-319, La Plata.
- Marifil S.A., 2007. Proyecto San Roque. Informe sondajes a diamantina. Informe inédito.

Capítulo 5 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

- Márquez, M., Massaferro, G. y Fernández, M. 2010. El volcanismo del Complejo Marifil en Arroyo Verde, vertiente suroriental del Macizo de Somún Cura, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (3): 314-324.
- MICON 2004. A preliminary and economic evaluation for the Calcatreu gold-silver project. Río Negro province. Argentina. <http://www.aquiline.com>.
- Moncada, D., Mutchler, S., Nieto, A., Reynolds, T.J., Rimstidt, J.D. y Bodnar, R.J. 2012. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration* 114: 20-35.
- Orberger, B., Pasava, J., Gallien, J. P., Daudin, L. y Trocellier, P., 2003. Se, As, Mo, Ag, Cd, In, Sb, Pt, Au, Tl, Retraces in biogenic and abiogenic sulfides from Black Shales (Selwyn Basin, Yukon territories, Canada): a nuclear microprobe study. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 210, 441-448.
- Pan American Silver, 2012. <http://www.panamericansilver.com/operations/argentina/calcatreu/>
- Pankhurst, R. J., Riley, T. R., Fanning, C. M. y Kelley, S. P., 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5): 605-625.
- Patagonia Gold, 2018. <https://patagoniagold.com/operations/calcatreu/>
- Portal Resources Limited, 2008. Technical Report, a review of the Arroyo Verde Project, Argentina. Chubut and Río Negro Provinces, Argentina, Latitude 42°5.6'S, Longitude 65°21.9'W. Informe Inédito: 63.
- Raase, P., y Morteani, G., 1976. The potassic feldspar in metamorphic rocks from the western Hohe Tauern area, eastern Alps. *Geologische Rundschau*, 65(1): 422-436.
- Ramos, V., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, provincia de Río Negro. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 30 (3): 274- 285.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Reviews in Mineralogy*, Vol. 12, Mineralogical Society of America: 644.

Capítulo 5 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Simmons, S.F., White, N. y John, D., 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: 485-522.

Steiner, A. 1970. Genesis of hydrothermal K-feldspar (adularia) in an active geothermal environment at Wairakei, New Zealand, *Mineral Magazine*. 37: 916-922.

Verbovšek, T. 2011. A comparison of parameters below the limit of detection in geochemical analyses by substitution methods. *RMZ – Materials and Geoenvironment* 58: 393–404.

Vikre, P. G., 1985. Precious metal vein systems in the National District, Humboldt County, Nevada. *Economic Geology*, 80 (2): 360-393.

Anexo

Capítulo 5

Tabla 5.2.2.6: Tabla de muestras de testigos de diamantina de todos los sondajes muestreados en el Proyecto Minero Arroyo Verde.

Muestras CampañaS AV Marzo 2016- Feb 2019								
Sondaje	Muestra	Desde	Hasta	Descripción	Sección petrográfica	Sección petro-calcográfica	Geoquímica	
PO-37	A	91.4	91.56	Roca fluidal. Porfírica a glomero porfírica, cristales euhedrales a subhedrales de tamaño. Riolita masiva a bandeada con fenocristales de feldespatos	SI		SI	
	B	95	95.1	Brecha de roca de caja y cuarzo con óxidos en los huecos.			SI	
	C	95.45	95.6	Riolita brechada+vetilla sulfuros+ amatista	SI		SI	
	D	97.35	97.5	Vetillas de cuarzo+amatista, sílice gris, qtz bandeado.	SI		SI	
	E 1	97.65	97.8	Vetilla de cuarzo cristalino rellena con sílice y pirita, cemento de clastos de roca.		SI	SI	
	E2	97.65	97.8	Vetilla de cuarzo cristalino rellena con sílice y pirita, textura fluidal.		SI	SI	
	F	103	103.13	Roca de caja silicificada con fluidalidad			SI	
	G	107.15	107.2	Brecha de sílice y pirita.			SI	
	H	113.35	113.45	Posible presencia de adularia en un clasto de veta dentro de un cemento de brecha hidrotermal, de sílice más sulfuros finos.		SI	SI	
	I	115	115.33	Veta con cuarzo remplazando calcita espática. Veta brechada. Clastos de riolita silicificada con vetillas finas entrecruzadas con cemento hidrotermal dentro de calcedonia y un último pulso de sulfuros negros en calcedonia y amatista.			SI	
	J	116.8	117	Vetillas de cuarzo masivo. Riolita silicificada con vetillas entrecruzadas y otras paralelas, de cuarzo crustiforme más fino relleno de sulfuros.				
	K	121	121.1	Brecha		SI		
	L	124.65	124.8	Roca de caja riolítica	SI		SI- acme	
	M	126	126.45	Veta. Riolita silicificada con vetillas de cuarzo transparente y un cemento rojo. Sigue cuarzo transparente y luego texturas de sílice de relleno de espacio abierto con texturas coloforme, crustiforme, cocarda y un último evento de relleno asimétrico de sulfuros finos y una sílice roja finamente bandeada.				
N	126.85	127	Brecha. Clastos de riolita silicificada subredondeados, con vetillas de cuarzo transparente entrecruzadas. La matriz es de igual composición y es cementada por sulfuros negros. un tercer pulso de cuarzo blanco cristalino completa la muestra.					
PO-38		124,15	124,28	Vetillas paralelas (sheeted) emplazadas en la litofacies del domo o <i>coulée</i> . Textura de relleno de qtz cristalino blanco, con escasa alteración de roca de caja. Un segundo evento corta la vetilla preexistente, rellenándola con sílice gris con sulfuros finos, seguida por un relleno de ópalo bandeado coloforme blanco y gris y un último pulso de relleno de hematita. Estas texturas tienen valores de Au (0.21), Ag (10.65), pero no de metales base. Es alrededor de esta vetilla que se evidencia una alteración de la roca de caja a un color más claro, anaranjado				
		126,7	127	Brecha. Fragmentos angulosos de RhyC con pasta y fenocristales alterados, con finas vetillas de cuarzo blanco de un primer episodio. No se observa matrix. El cemento es cuarzo cristalino masivo, en parte con textura de reemplazo fantasma (posiblemente la calcita fue reemplazada por hematita con pirita y rellena por cuarzo) y en parte escasamente bandeado. Este cuarzo contiene sulfuros finos grises y en parte hematita. Un último pulso de vetilla de qtz y hematita corta la textura en enrejado.				
		128	128,25	Veta brechada. Clastos de cuarzo masivo subredondeados, rotados y en rompecabezas, cementados por ópalo± jasperoide y un pulso de sulfuros con posible presencia de calcita. Escasa matriz, de igual composición y forma q los clastos. Los sulfuros que se ven en muestra de mano son pirita, ¿marcasita? Y galena. Hay huecos (3%) que hacia el centro desarrollan texturas de drusa de cuarzo transparente.				
		128,4	128,7	Veta brechada. También tiene amatista, que parece ser un ultimo pulso, aunque no se nota exactamente su posición paragenética. La amatista viene después de los sulfuros, creciendo sobre ellos y el jasperoide, hacia un cuarzo lechoso.				
		129,75	130	Veta brechada, con mas sulfuros grises, calcopirita y esfalerita. La RhyC está alterada a arcillas blancas (Caolinita) hacia el borde inferior de la muestra.				
	131	131,15	Clastos de RhyC alterada con cemento de cuarzo masivo y en enrejado, sulfuros finos y amatista?					
PO-39	A	86	86.15	Vetillas con sulfuros que se cortan.				

	B	88.1	88.45	Brecha con un primer pulso de cemento de pirita y un segundo pulso de una vetilla de cuarzo.			
	C	92	92.1	Vetillas pseudo paralelas de tres pulsos diferentes			
	D	98.25	98.3	RhyC C con sulfuros (Py) diseminada. Fluidalidad, halo fino de alteración en los bordes de las vetillas de Py.			
	E	108.1	108.13	Contacto superior de la vetilla con la riolita.			SI
	F	108.75	108.9	Zona de veta			SI
	G	109.4	109.5	Veta con amatista cristalina.			
	H	110	110.3	Veta bandeada.			
	I	110.9	111	Veta bandeada.			
	J	111.85	112	Veta bandeada.			
	K	120.25	120.55	Veta, después de la zona de falla.			
	L	122.85	123	Inicio de veta con alto contenido en Au.			
	sacada en 2019	128	128.25	Brecha con clastos angulosos a subredondeados de cuarzo en cemento de jasperoide y de sulfuros finos.			
	sacada en 2019	128.4	128.7	Brecha con clastos angulosos a subredondeados de cuarzo en cemento de jasperoide y de sulfuros finos.			
	sacada en 2019	129.87	130	Brecha con clastos angulosos a subredondeados de cuarzo en cemento de jasperoide y de sulfuros finos.			
	sacada en 2019	131	131.15	Brecha con clastos angulosos a subredondeados de cuarzo en cemento de jasperoide y de sulfuros finos.			
	M	133.6	133.8	Veta con textura crustiforme. Riolita silicificada alterada selectivamente a arcillas. Veta crustiforme coliforme con cuarzo blanco y bandas de amatistas. Pulso de sílice roja seguido por un pulso rico en sulfuros. Se evidencia esfalerita, pirita, sulfuros negros y calcedonia como relleno.			
	N	136.35	136.45	Brecha de roca de caja con cemento de pirita fina y cuarzo blanco. Riolita silicificada con varios pulsos de vetillas. Un primer pulso de cuarzo transparente con textura en enrejado. El segundo pulso de finas bandas de pirita y otros sulfuros finos. Se evidencia una brecha hidrotermal con clastos de riolita silicificada en el bloque colgante, con cemento de cuarzo y sulfuros. Un ultimo pulso de sulfuros negros posiblemente ricos en Ag .			
PO-41		51.4	51.6	Vetilla en zona oxidada			
		57.5	57.6	Inicio de Brecha con sulfuros.			
		60.2	60.6	Brecha con sulfuros			
		64.1	64.3	Brecha verde.		Si a 64,25 m	Si a 64,25 m
		72.9	73	Amatista en vetillas			
		77	77.2	Vetillas			
		78.25	78.45	Vetilla con indicio de desplazamiento. Riolita silicificada, con alteración a arcillas verdes selectiva, parece haber pátinas de cobre color y textura brechada. Durante la formación de la brecha se evidencian vetillas con textura de drusa que se desplazan durante el brechamiento. El cemento de la brecha está compuesto por sulfuros finos dentro del cuarzo y un segundo pulso de sílice roja como relleno y vetillas entrecruzadas.			
PO-84		43	44	Ignimbrita? en la cubierta sedimentaria, inconsolidado.	SI		
		74	75	Basamento	SI		
		130	131	Mineralización con calcopirita, malaquita	SI		
		155	157	Brecha polimíctica	SI		
		158	159	Brecha polimíctica con clastos de basamento. Es una roca porfírica o una volcanoclásticas con matrix y cemento?	SI		
		160	170	Facies coherentes, pórfido riolítico descrito por Portal Resources Limited.	SI		
		177	178				SI- Acme
PO-93		196	196.1	Riolita, facies cohesivas con textura fluidal.			

		196.1	196.2	Contacto con brecha.			
		209	209.1	Brecha con clasto redondeado de cuarzo?	SI		SI 28/8/17
		209.4	209.55	Brecha con riolita en un cemento negro (Sílice con Py?)			
		229.2	229.4	Clastos de basamento			
		233.1	233.2	Facies fina dentro de la brecha polimíctica.	SI		SI 28/8/17
PO-94	A	200.3	200.5				
	B	201.6	201.75	Vetilla con amatista (INCLUSIONES)		SI	
	C	202.5	202.55	Vetilla con amatista (INCLUSIONES)		SI	
	D	203.6	203.65	Veta de cuarzo, escasa amatista y sulfuros, textura			
	E	203.7	203.85	Veta de cuarzo, amatista, relleno de sulfuros como último pulso.		Si	
PO-97	A	180.35	180.55	Riolita fluidal silicificada con piritas finas diseminadas, escasas vetillas paralelas que presentan bordes de reacción y feldespatos alterados selectivamente a arcillas.			
	B	183.5	183.6	Riolita silicificada con vetillas entrecruzadas de cuarzo transparente y pirita.			
	C	187	187.23	Textura en rompecabezas de riolita silicificada de color verdoso. El cemento de la brecha es adularia rosada, sílice lechosa, cuarzo blanco y amatista. Los clastos presentan pirita diseminada muy fina. Las vetillas entrecruzadas con texturas de masiva a colofome también tienen relleno de amatista.			
	D	188,1	188,16	Sector con pirita framboidal-redondeada.			
	E	188.75	188.9	Roca muy silicificada, relleno de ópalo, jaseroide, qtz transparente con sulfuros, hematita, posible oro y relleno posterior de amatista.			
	F	189.2	189.3	Vetillas de cuarzo masivo, relictos de textura silicificada, cuarzo transparente en bandas con finos sulfuros negros. Un último pulso de relleno de sílice roja que rellena el hueco de una drusa. Alteración selectiva de arcillas blancas en los feldespatos de la riolita.			
	G	194	194,1	enjambre de vetillas paralelas al eje del testigo, abundante roca de caja. Primer pulso con escasa adularia y luego sulfuros grises finos dentro de qtz blanco.			
	H	194,1	194,35	Enjambre de vetillas paralelas al eje del testigo.			
	I	195	195.1	Contacto entre riolita silicificada y veta de cuarzo. El cuarzo es blanco, con abundante cantidad de óxidos en bandas y como relleno. El cuarzo reemplaza un mineral en enrejado (calcita?).			
	J	195.9	196	Textura en enrejado dentro de una veta brechada. Clastos de riolita silicificados y abundante cantidad de óxidos de hierro.			
	K	196,4	196,7	Clastos de riolita. Dos eventos de vetas, uno con adularia crustiforme, cuarzo, sulfuros y amatista y un segundo evento con cuarzo, escasos sulfuros y relleno de amatista. Vetillas de cuarzo y sílice roja cortan los eventos previos, se evidencia alteración selectiva de arcillas verdes en los fenocristales de la riolita.			
	L	196.7	196,85	Riolita verdosa con pirita diseminada. Los fenocristales se hallan alterados selectivamente a arcillas. Vetillas con adularia en una primera banda, seguida por pirita y otros sulfuros. luego una banda de calcedonia gris claro, una banda de cuarzo blanco cristalino y un ultimo relleno de sílice con sulfuros negros. Vetillas de cuarzo cristalino cortan estos eventos.		Si	
	LL	196.85	197	Textura crustiforme colofome de cuarzo con sulfuros finos, sílice roja, escasa calcedonia, cuarzo masivo y cristalino en drusa. La oquedad no está completamente rellena y queda un espacio abierto.			
	M	197.75	198.1				
	N	198.65	198.9	Primer pulso de vetillas paralelas y cemento alrededor de los clastos con adularia, pirita y esfalerita. Luego de este pulso, le sigue otra generación de vetillas paralelas de cuarzo y amatista que cortan las vetillas con adularia.			
	O	199.5	199.9	Vetillas con adularia, sulfuros, cuarzo y amatista distribuidos de manera aleatoria (entrecruzados y paralelos).			
	P	211.8	212	Vetas de cuarzo con textura crustiforme.			
	Q	212.4	212.55				

R	213.6	213.7	Veta brechada. Riolita silicificada con cuarzo blanco lechoso, cuarzo transparente, pirita y sulfuros negros. El ultimo pulso esta formado por vetillas paralelas de cuarzo blanco y arcillas verdes en fracturas.			
S	213.8	214	Brecha de clastos de cuarzo blanco, posiblemente es la riolita muy silicificada. Hay un pulso de relleno de amatista, cementado por sílice con óxidos de Fe y sulfuros negros. Arcillas verdes alteran el núcleo de los clastos. Pirita diseminada en cemento rojo de sílice.			
T	215	215.1				
U	216.17	216.32	Vetillas de cuarzo y un pulso posterior de sílice roja.			
V	219.25	219.4				
W	219.5	219.7	Veta brechada. Clastos de riolita silicificada con cuarzo y amatista, textura masiva hasta reemplazo en enrejado. Matriz de igual composición, cemento de jaseroide.			
X	222.8	222.95	Facies dómica. Roca de caja con menor cantidad de cristales.			SI 28/8/17

Tabla 5.3.1 c: Tabla de coeficientes de Pearson para las muestras de canaletas y esquirlas del Sector Central del *Coulée*

	Au FA ppm	Ag ICP ppm	Al %	As ppm	Ba ppm	Bi ppm	Ca %	Cd ppm	Co ppm	Cr ppm	Cu ppm	Fe %	Ga ppm	Hg ppm	K %	La ppm	Li ppm	Mg %	Mn ppm	Mo ppm	Na %	Nb ppm	Ni ppm	P ppm	Pb ppm	S %	Sb ppm	Se ppm	Sn ppm	Sr ppm	Ta ppm	Te ppm	Ti %	Tl ppm	V ppm	W ppm	Y ppm	Zn ppm	Zr ppm		
Au FA ppm	1.000	0.538	-0.050	0.085	-0.059	-0.013	-0.037	-0.003	-0.024	-0.027	0.071	0.041	-0.041	0.003	-0.071	-0.100	-0.019	-0.044	-0.037	0.013	0.054	-0.029	-0.004	0.025	0.062	0.118	0.228	-0.018	-0.006	-0.007	0.009	-0.007	0.016	-0.044	-0.016	-0.023	-0.022	-0.098	-0.027	-0.038	
Ag ICP ppm	0.538	1.000	-0.122	0.174	-0.065	-0.012	-0.022	0.010	-0.025	0.008	0.100	0.053	-0.069	0.010	-0.130	-0.175	-0.021	-0.058	-0.036	-0.010	0.113	-0.034	0.009	0.021	0.087	0.261	0.247	-0.020	-0.008	0.024	-0.008	0.006	-0.048	-0.015	-0.041	-0.026	-0.114	-0.021	-0.060		
Al %	-0.050	-0.122	1.000	-0.084	0.285	-0.041	0.542	0.088	0.210	0.202	0.134	0.278	0.474	-0.075	0.677	0.219	0.456	0.624	0.340	0.082	-0.029	0.011	0.338	0.318	0.041	-0.048	-0.197	0.443	-0.010	-0.022	0.333	-0.022	-0.099	0.565	0.310	0.488	0.120	0.436	0.176	0.104	
As ppm	0.085	0.174	-0.084	1.000	0.110	0.045	0.092	0.115	0.163	0.315	0.235	0.331	0.311	0.059	-0.155	-0.227	0.019	-0.077	0.101	0.132	0.044	-0.090	0.240	0.261	0.111	0.111	0.497	0.123	0.064	0.065	0.092	0.065	0.064	-0.036	0.033	0.314	0.188	-0.084	0.158	-0.081	
Ba ppm	-0.059	-0.065	0.285	0.110	1.000	-0.020	0.398	0.356	0.338	0.126	0.264	0.112	0.126	-0.034	0.276	-0.061	0.411	0.100	0.582	0.077	0.187	0.038	0.185	0.296	0.167	-0.003	0.135	0.119	0.121	0.275	0.629	0.275	0.014	0.203	0.410	0.461	0.270	0.275	0.409	0.117	
Bi ppm	-0.013	-0.012	-0.041	0.045	-0.020	1.000	0.010	0.017	0.000	0.016	0.027	0.027	-0.017	-0.007	-0.060	-0.061	0.014	-0.024	0.027	0.000	0.006	-0.017	0.004	0.050	0.145	-0.003	0.082	0.012	-0.006	-0.003	0.007	-0.003	-0.009	-0.007	0.010	0.058	0.002	-0.001	0.029	-0.009	
Ca %	-0.037	-0.022	0.542	0.092	0.398	0.010	1.000	0.060	0.083	0.211	0.067	0.118	0.175	-0.020	0.332	0.034	0.773	0.388	0.443	0.026	0.068	0.012	0.182	0.036	0.143	-0.032	0.038	0.492	-0.002	0.031	0.609	0.031	-0.033	0.439	0.583	0.530	0.161	0.249	0.109	0.069	
Cd ppm	-0.003	0.010	0.088	0.115	0.356	0.017	0.060	1.000	0.591	0.073	0.573	0.251	0.044	-0.065	0.347	-0.085	0.030	0.038	0.449	0.022	0.170	-0.054	0.190	0.309	0.379	0.026	0.199	0.038	-0.002	-0.004	0.220	-0.004	-0.081	0.074	0.126	0.320	0.133	0.231	0.656	-0.009	
Co ppm	-0.024	-0.025	0.210	0.163	0.338	0.000	0.083	0.591	1.000	0.196	0.333	0.272	0.204	-0.013	0.243	0.755	0.007	0.087	0.128	0.443	0.098	0.094	-0.026	0.755	0.007	-0.030	0.059	0.076	-0.007	0.212	0.286	0.212	-0.017	0.115	0.029	0.451	0.228	0.221	0.529	0.022	
Cr ppm	-0.027	0.008	0.202	0.315	0.126	0.016	0.211	0.073	0.196	1.000	0.195	0.367	0.428	0.022	-0.019	-0.156	0.089	0.280	0.110	0.112	0.029	-0.089	0.385	0.326	0.034	0.078	0.079	0.293	0.327	0.055	0.127	0.055	0.072	0.244	0.061	0.381	0.220	0.065	0.210	-0.067	
Cu ppm	0.071	0.100	0.134	0.235	0.264	0.027	0.067	0.573	0.333	0.195	1.000	0.326	0.125	-0.027	0.119	-0.183	-0.020	0.072	0.275	0.079	0.022	-0.086	0.281	0.469	0.544	0.082	0.210	0.097	0.010	0.023	0.098	0.023	-0.010	0.052	0.065	0.392	0.166	0.213	0.786	-0.025	
Fe %	0.041	0.053	0.278	0.331	0.112	0.027	0.118	0.251	0.272	0.367	0.328	1.000	0.303	0.022	0.146	-0.005	-0.045	0.215	0.120	0.234	0.055	-0.109	0.354	0.517	0.183	0.216	0.141	0.360	0.147	0.051	0.032	-0.031	0.176	0.001	0.592	0.246	0.119	0.256	0.001		
Ga ppm	-0.041	-0.069	0.474	0.131	0.126	-0.017	0.175	0.044	0.204	0.428	0.125	0.303	1.000	-0.039	0.250	0.158	-0.024	0.408	0.160	0.169	-0.006	0.050	0.408	0.320	-0.002	0.056	-0.056	0.249	0.072	0.157	0.077	0.157	-0.049	0.354	-0.038	0.344	0.518	0.285	0.246	0.075	
Hg ppm	0.003	-0.004	-0.075	0.058	-0.034	-0.007	-0.020	-0.065	-0.013	0.022	-0.027	-0.022	-0.039	1.000	-0.065	-0.008	-0.011	-0.030	-0.021	-0.032	-0.100	0.120	-0.027	-0.027	-0.016	0.056	0.022	-0.010	-0.007	-0.004	0.393	-0.024	-0.009	-0.014	-0.016	-0.059	-0.020	-0.037	-0.037		
K %	-0.071	-0.130	0.677	-0.155	0.276	-0.060	0.332	0.347	0.243	-0.019	0.119	0.146	0.250	-0.065	1.000	0.355	0.418	0.212	0.362	0.095	0.258	0.001	0.130	0.155	0.016	0.284	-0.169	0.031	-0.037	-0.018	0.376	-0.018	-0.107	0.264	0.331	0.298	0.049	0.343	0.218	0.093	
La ppm	-0.100	-0.175	0.219	-0.227	-0.061	-0.061	0.034	-0.085	-0.007	-0.156	-0.183	-0.005	0.158	-0.008	0.355	1.000	-0.009	0.060	-0.076	0.177	-0.015	0.057	0.005	0.004	-0.135	-0.006	-0.243	-0.045	-0.069	-0.024	0.017	-0.024	-0.105	0.040	-0.011	0.002	-0.046	0.210	-0.105	0.162	
Li ppm	-0.019	-0.021	0.456	0.019	0.411	0.014	0.773	0.030	0.087	0.089	-0.020	-0.045	-0.024	-0.011	0.418	-0.009	1.000	0.078	0.556	0.019	0.153	0.007	0.139	0.104	-0.016	-0.033	0.066	0.240	-0.009	0.000	0.656	0.000	-0.014	0.206	0.756	0.412	0.095	0.135	0.033	0.032	
Mg %	-0.044	-0.058	0.624	-0.077	0.100	-0.024	0.388	0.038	0.128	0.080	0.072	0.215	0.408	-0.030	0.212	0.060	0.778	1.000	0.075	-0.026	0.004	0.068	0.221	0.120	-0.020	-0.044	-0.113	0.522	-0.019	-0.018	0.088	-0.018	-0.045	0.731	0.051	0.203	0.020	0.338	0.071	0.039	
Mn ppm	-0.037	-0.036	0.349	0.101	0.582	0.027	0.443	0.449	0.043	0.110	0.275	0.120	0.160	-0.021	0.362	-0.076	0.556	0.075	1.000	0.066	0.110	0.001	0.350	0.341	0.225	-0.070	0.221	0.143	-0.018	0.220	0.622	0.220	-0.027	0.153	0.499	0.554	0.347	0.313	0.484	0.034	
Mo ppm	0.013	-0.010	0.082	0.132	0.077	0.000	0.016	0.022	0.098	0.112	0.079	0.234	0.169	-0.032	0.095	0.177	0.019	-0.026	0.065	1.000	0.028	-0.079	0.090	0.008	0.181	0.076	0.025	0.001	0.245	0.139	0.245	-0.038	-0.060	0.022	0.162	0.136	0.085	0.013	0.013		
Na %	0.054	0.113	-0.029	-0.044	0.187	0.006	0.068	0.170	0.029	0.027	-0.055	-0.006	-0.100	-0.028	0.258	-0.015	0.153	0.004	0.110	0.028	1.000	-0.028	0.006	0.032	-0.022	0.533	0.059	0.023	0.017	0.011	0.267	0.011	-0.098	0.030	0.152	0.052	0.012	0.010	0.064	0.003	
Nb ppm	-0.029	-0.034	0.011	-0.090	0.038	-0.017	0.012	-0.054	-0.026	-0.089	-0.086	-0.109	0.050	0.120	0.001	0.057	0.007	0.068	0.001	-0.079	-0.028	1.000	-0.050	-0.059	-0.038	-0.055	-0.074	-0.023	-0.016	-0.008	-0.030	-0.008	0.150	0.252	-0.021	-0.064	-0.034	0.227	-0.038	0.052	
Ni ppm	-0.004	0.009	0.338	0.240	0.185	0.004	-0.027	0.190	0.755	0.385	0.281	0.354	0.408	-0.050	0.130	0.005	0.759	0.385	0.221	0.350	0.094	0.006	-0.050	1.000	0.573	0.051	-0.029	0.073	0.213	0.001	0.119	0.182	0.119	-0.024	0.188	0.072	0.580	0.360	0.247	0.383	0.028
P ppm	0.025	0.021	0.318	0.261	0.296	0.050	0.236	0.309	0.380	0.326	0.469	0.517	0.320	-0.027	0.155	0.004	0.104	0.120	0.341	0.090	0.032	-0.059	0.573	1.000	0.392	0.001	0.011	0.343	-0.015	0.077	0.240	0.077	-0.030	0.157	0.124	0.691	0.266	0.404	0.570	0.039	
Pb ppm	0.062	0.087	0.041	0.112	0.167	0.145	0.013	0.379	0.141	0.034	0.544	0.183	-0.002	-0.016	0.016	-0.135	-0.016	-0.020	0.225	0.008	-0.022	0.038	0.051	0.072	1.000	0.065	0.127	0.022	-0.005	0.002	0.057	0.022	-0.014	0.006	0.040	0.288	0.082	0.079	0.480	0.003	
S %	0.118	0.261	-0.048	0.131	-0.003	-0.003	-0.032	0.026	0.030	0.078	0.082	0.216	0.056	0.006	0.284	-0.006	-0.033	-0.044	-0.070	0.181	0.533	-0.055	-0.029	0.001	0.065	1.000	0.091	-0.028	0.184	0.000	0.034	0.000	0.040	-0.072	-0.027	-0.030	-0.020	-0.142	-0.015	-0.056	
Sb ppm	0.228	0.247	-0.077	0.097	0.115	0.082	0.048	0.199	0.059	0.079	0.210	0.102	-0.069	-0.048	0.096	-0.113	0.221	0.076	0.059	0.076	0.076	-0.074	0.073	0.011	0.127	0.091	0.008	0.007	0.004	0.113	0.134	0.113	0.025	0.084	0.133	0.024	0.219	0.116	0.104	-0.078	
Se ppm	-0.018	-0.020	0.443	0.123	0.119	0.012	0.492	0.028	0.076	0.293	0.097	0.360	0.249	0.001	0.031	-0.045	0.240	0.523	0.143	0.025	0.023	-0.023	0.213	0.343	0.021	-0.028	0.007	1.000	-0.008	-0.004	0.146	-0.004	-0.011	0.515	0.168	0.380	0.117	0.179	0.112	0.007	
Sn ppm	-0.006	-0.003	-0.010	0.064	0.121	-0.006	-0.002	-0.002	-0.007	0.327	0.010	0.147	0.072	-0.007	-0.037	-0.069	-0.009	-0.019	-0.018	0.001	0.017	-0.016	0.001	-0.015	-0.005	0.184	0.004	-0.008	1.000	-0.003	0.034	-0.003	-0.008	-0.020	-0.007	0.017	-0.001	-0.033	-0.007	-0.011	
Sr ppm	-0.007	-0.008	-0.022	0.065	0.275																																				

Tabla 5.3.2.2: Minerales analizados en microsonda (EPMA) en las muestras de sondajes de la Veta Principal de Arroyo Verde.

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

[Redacted Header]																	
[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]
	[Redacted]																
[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]
	[Redacted]																
	[Redacted]																
	[Redacted]																
[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]
	[Redacted]																
	[Redacted]																
	[Redacted]																
[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]
	[Redacted]																
	[Redacted]																
	[Redacted]																
[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]	[Redacted]
	[Redacted]																

Tabla 5.3.4: Inclusiones fluidas estudiadas en muestras de sondajes de los eventos 3 y 4, analizados en distintas texturas de cuarzo y amatista.

Muestra	Evento	Mineral	Banda/Circulo	Tipo	Tipo de IF	FIA	Clase	Forma	Tamaño (micrones)	% Relleno	Th (°C)	Tm (°C)	Salinidad % NaCl eq.
PO-94 B	3	Qtz mc c/ Ox. Fe.	Círculos 1 y2. Banda rica el Ox Fe. Tx. en enrejado	II	V+L	B (V+L)	Primaria	Redondeada	8	70	293	-3	5
				II	L+V	A (L+V)	Primaria	Redondeada	10	70	290	-3.1	5.1
				II	L+V	A (L+V)	Primaria	Redondeada	11	72	261	-3.7	6
				II	L+V	E3-	Primaria	Redondeada	10	75	281	-3.6	5.9
	4	Qtz cc	Círculo 3, después de la banda fina de sulfuros	II	L+V	A (L+V)	Primaria	Redondeada	11		297	-3.5	5.8
				II	L+V	A (L+V)	Primaria	Irregular	15	1 a 4	304.8	-3.8	6.1
				II	L+V	A (L+V)	Primaria	Irregular	12		293.2	-3.35	5.65
				II	L+V	E3-	Primaria	Faceteada	13	75	289	-3.3	5.6
		Qtz mc c/ Ag y Cu	circulo 6 circulo 6 Círculo 6, con sulfuros de Ag y Cu,otra esquirla circulo 6 circulo 6 circulo 6 circulo 6 circulo 6	II	V+L	E3-	Primaria	Irregular	13	65	262.1	-3.5	5.7
				II	V+L	E3-	Primaria	Irregular	5	75	296.3	-3	5
				II	L+V	E3-	PseudoSecundaria	Irregular	15		299.8	-2.5	4.2
				II	L+V	E3-	PseudoSecundaria	Faceteada	10		225	-2.1	3.6
				II	L+V	E3-	Primaria	Faceteada	20	75	284.5	-2.7	4.5
				II	L+V	E3-	Primaria		5	77	280	-2.4	4
				II	L+V	E3-	Primaria		18	78	240	-2	3.4
				II	L+V	E3-	Primaria		21	81	284	-2.7	4.5
		Am	Amatista- circulo 4 Amatista- circulo 5 Amatista- circulo 6 Amatista- circulo 7 Amatista- circulo 8 Amatista- circulo 9	II	L+V	E3-	Primaria	Redondeada	24	85	258	-3.4	5.6
				II	L+V	E3-	Primaria	Irregular	6	75	253	-2.7	4.5
				II	L+V	E3-	Primaria	Irregular	8	85	253	-2.7	4.5
				II	L+V	E3-		Faceteada	10	80	262	-2.7	4.5
				II	L+V	E3-		Irregular	22	65	267.2	-2.9	4.8
				II	L+V	E3-		Redondeada	20	80	290	-2.9	4.8
				II	L+V	E3-		Irregular	5	85	260	-2.8	4.7
				II	V+L+S	E3-	PseudoSecundaria	Irregular	9	80	265	-2.9	4.8
	II			L+V	E3-		Redondeada	10	85	270	-3.1	5.1	
	II			L+V	E3-		Irregular	15	85		-3.2	5.3	
	II			L+V	E3-		Irregular	20	75	263	-3.3	5.4	
	II			L+V	E3-		Redondeada	5	90	262	-2.7	4.5	
	II			L+V	E3-		Irregular	24	98	262	-2.6	4.3	
	II			L+V	E3-		Irregular	20	85	262	-2.7	4.5	
II	L+V			E3-		Redondeada	10	90	247	-3	5		
II	L+V			E3-		Redondeada	7	85	250	-2.7	4.5		
II	L+V	E3-		Irregular	10		252	-3.5	5.7				
II	L+V	E3-		Redondeada	20		310	-3.9	6.3				
II	L+V	E3-		Redondeada	5		262	-3	5.4				
II	L+V	E3-		Irregular	6		263	-3.3	5.4				
PO-39 108,75m	3	Qtz ms	Banda 1, IF muy chicas		L+V	E2-	Primaria	Irregular	6	85%	260	-4	6.5
					L+V	E2-	Primaria	Irregular	8	85%	280	-3.4	5.6
					L+V	E2-	Primaria	Redondeada	5	82%	285	-3.2	5.3
					L+V	E2-	Primaria	Redondeada	4	80%	270	-2.6	4.3
					L+V	E2-	Primaria	Irregular	7	85%	265	-2.6	4.3
					L+V	E2-	Primaria	Irregular	8	75%	263	-2.7	4.50
					V+L	E2-	Primaria	Irregular	9	70%	254	-4.2	6.74
				V+L	E2-	Primaria	Irregular	4	85%	283	-2.9	4.80	

Qtz mc y Ox. Fe. Cuarzo microcristalino con oxidos de Fe.
 Qtz cc Cuarzo cristalino o con textura en peine
 Qtz mc c/ Ag y Cu Cuarzo microcristalino con sulfuros de Ag y Cu.
 Am Amatista
 Qtz ms Cuarzo en mosaico
 Abreviaturas según Whitney y Evans (2010).

Tabla 5.3.5: Minerales y asociaciones de minerales de alteración medidos con oreXpress en las diversas muestras de rocas de caja, veta y veta en sondajes de Arroyo Verde.

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6

CARACTERÍSTICAS DE LA MINERALIZACIÓN EPITERMAL Y LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL DE LAS ROCAS EN MINA DELTA XXI

6.1. INTRODUCCIÓN

Mina Delta XXI es una de las numerosas minas de fluorita que fueron explotadas en la década del 70 y una de las pocas que aún sigue en operaciones. Se localiza en las rocas piroclásticas del **Evento Volcánico 2 (V1)**, definido en el capítulo 3. Otras vetas de fluorita también se hallan emplazadas en las rocas sedimentarias del Complejo Marifil, en especial en las calizas y en menor medida en las areniscas tobáceas. Esta última litofacies fue datada por el método U-Pb arrojando una edad de $189,9 \pm 2,0$ Ma (capítulo 4).

En este capítulo se describen las características de la mineralización de Mina Delta XXI, en la cual se identificaron tres vetas diferentes denominadas veta Delta, veta Mon Ami y Las Mellizas). Los resultados obtenidos en cada veta incluyen: el estudio de la fluorita (mineral de mena), las características de las vetas, las texturas, los diferentes colores de la fluorita y su composición química. También se diferencian las rocas de caja que hospeda cada veta y su relación espacio-temporal con las rocas del Complejo Marifil. El estudio se complementa con el análisis de la alteración hidrotermal de las rocas, caracterizando cada uno de los minerales de alteración en los diferentes tipos de rocas. En las tres vetas se ha establecido la mineralogía, los distintos pulsos, la secuencia paragenética, la posible procedencia de fluidos y las condiciones de formación para la clasificación del depósito.

6.2. METODOLOGÍA

6.2.1 Trabajos de Campo

Los trabajos de campo en el sector de Mina Delta XXI consistieron en el muestreo de las tres vetas de fluorita presentes para lo cual se tomaron muestras de veta, de rocas de caja y de alteración a ambos lados de las vetas. También se midieron

rumbos y buzamientos, estrías de falla, fallas, diaclasas y todos los tipos de estructura identificables.

6.2.2 Trabajos de Laboratorio

6.2.2.1 Microscopía óptica

Para realizar los estudios texturales y para seleccionar las zonas donde efectuar los cortes delgados, se describieron las muestras utilizando lupa de mano y una lupa binocular Leica MZ9 5 con fuente de luz Leica CLS 100 X. Con esta misma lupa binocular, se estudiaron los cortes delgados petro-calcográficos, con el complemento de luz transmitida y luego se utilizaron los microscopios ópticos con luz transmitida y reflejada del Departamento de Geología de la Universidad del Sur (Leica DM 750 P y Nikon eclipse 50 i POL). En total, se estudiaron 20 muestras petro-calcográficas de las vetas de fluorita.

6.2.2.2 Catodoluminiscencia

Este método permite identificar diferencias de luminiscencia entre pulsos de un mismo mineral, lo cual es extremadamente útil para el estudio de texturas en depósitos epitermales. La luminiscencia en cada mineral depende de las impurezas que hayan sido incluidas dentro el mismo. Para el estudio se utilizó el equipo de catodoluminiscencia CL8200 Mk5-2 EDX acoplado a un microscopio de epifluorescencia Nikon eclipse 50iPOL, del Laboratorio de Luminiscencia del Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur.

La preparación de la muestra se realizó en el laboratorio de Petrotomía del Departamento de Geología de la UNS, utilizando pegamentos especiales que evitan la degradación de la resina por calentamiento. Se analizaron por este método los diferentes pulsos de fluorita y calcedonia hallados en las muestras estudiadas de veta Delta, Mon Ami y Las Mellizas.

6.2.2.3 Análisis geoquímicos de fluorita

Se seleccionaron cuidadosamente bandas uniformes de fluorita de cada una de las vetas analizadas, eligiendo la fluorita de color violeta en cada uno de los casos,

pues otros autores (Rubinstein y Zappettini, 2015; Sánchez et al., 2010) han indicado que la fluorita amarilla presenta valores de Sm y Nd muy altos y variables. Los datos geoquímicos de elementos trazas y tierras raras analizados en las muestras de fluorita de Mina Delta XXI se enviaron al laboratorio de ALS Global. El análisis realizado es el ME-MS81, que incluye 30 elementos (Tabla 6.3.3) y se realiza mediante la fusión de la muestra con borato de Li para luego realizar una disolución ácida y un análisis en un espectrómetro de masas acoplado inductivamente (ICP-MS).

6.2.2.4 Determinación de minerales de alteración mediante espectroscopía de reflectancia de infrarrojo.

El método de determinación de arcillas por espectroscopía de reflectancia infrarroja (SWIR), permite una rápida y aproximación a los tipos de minerales de alteración presentes en la mineralización. Esta técnica espectral se basa en que la aplicación de SWIR detecta la vibración de la energía de un sólido por reflectancia molecular. En este caso se utiliza un barrido del rango de absorción entre 1,3 μm hasta 2,5 μm del espectro electromagnético. La espectroscopía de reflectancia infrarroja muestra una alta resolución espectral para la aplicación en la determinación de arcillas y otros minerales como carbonatos, sulfatos y sílice entre otros.

Este método permite mapear zonas de alteración, usar estos datos para identificar la mineralización, y analizar rápidamente muestras de sondajes (aire reverso y diamantina). En el caso de Mina Delta XXI, se analizaron 55 mediciones en 9 muestras superficie (Tabla 6.3.1anexo).

Los datos de los espectros se obtuvieron mediante el oreXpress™, de Spectral Evolution™ y fueron interpretados utilizando el software DARWin™, también provistos por el mismo fabricante. Estos programas guardan datos en archivos tipo ASCII, los cuales pueden abrirse con varios softwares, incluyendo Excel, el cual es el usado en esta tesis para el manejo de los datos. Posteriormente se determinó la mineralogía presente y se la comparó con los datos identificados en las secciones delgadas.

6.3. RESULTADOS

6.3.1 Distribución de fluorita, asociación con los tipos de rocas y alteraciones hidrotermales.

La mineralización de fluorita en el sector de Mina Delta XXI ocurre en tres sectores: Veta Delta, Veta Mon Ami y como vetas y vetillas en calizas y sedimentos calcáreos que se ubican al norte del área de estudio denominados Mina Las Mellizas (Figura 6.3.1).

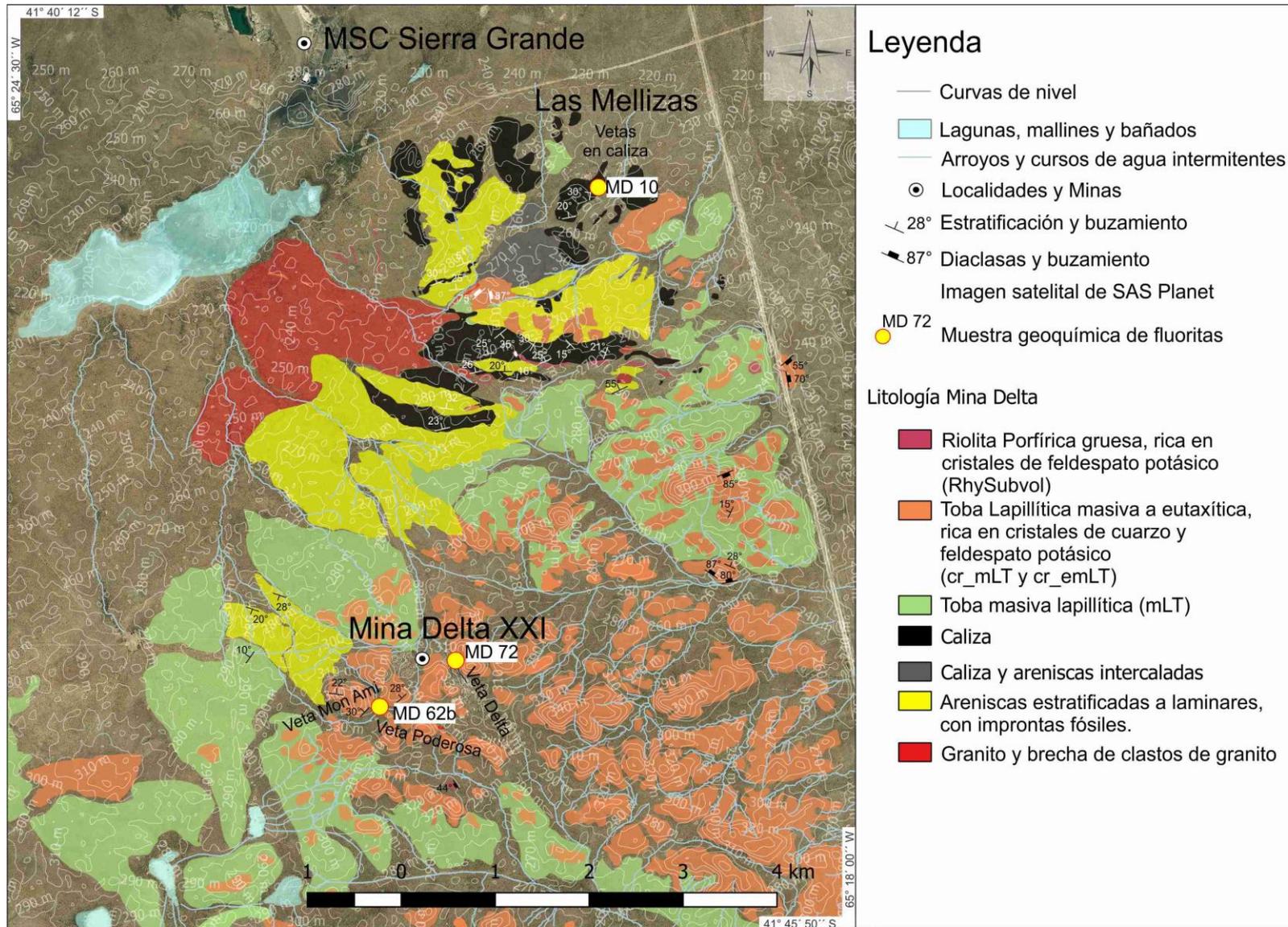


Figura 6.3.1: Mapa de afloramientos y vetas de fluorita con nombre. Las tres muestras de fluorita analizadas por geoquímica se muestran en puntos amarillo y rojo.

6.3.1.2 Veta Delta

En el caso de la veta Delta, la labor a cielo abierto tiene 4 a 5 metros de ancho, siendo que en sondajes presenta potencias variables con un máximo entre 18 a 22 m en la zona central y mínimos del 3,5 m en el extremo norte y 2,5 m en el extremo sur (Ventus Minerals, 2015). La mineralización se emplaza en la toba masiva lapillítica eutaxítica (emLT). En el campo pudo observarse que las vetas pierden potencia en los sectores que atraviesan los granitos pérmicos al sudeste de la misma.

La estructura que contiene a la veta Delta describe un arco en su mitad norte, presentando rumbos entre N336° al S y N323° al N, con buzamientos también variables entre 75°SO y subvertical (Figura 6.3.1.2). La longitud comprobada de la estructura vetiforme es de 1.400 m y se ha comprobado su continuidad hasta una profundidad de 280 m por debajo de la cota actual de la mina (Ventus Minerals, 2015). Sobre la pared del bloque colgante se midieron estrías que indican la existencia de una componente de rumbo dextral, además de una componente normal de apertura (Figura 6.3.1.2 F). Hacia el sudeste de la veta se evidencian escasas vetillas paralelas de fluorita de N320°/80°SO. Los 850 m que se ubican en el sector norte de la veta se encuentran aflorando, mientras que en el extremo sur se halla cubierta por sedimentos cuaternarios de entre 8 a 18 m de potencia, que apoyan en discordancia sobre la emLT y la veta (Figura 6.3.1.2 A).

La veta Delta presenta una mineralogía simple de fluorita, calcedonia, cuarzo y arcillas. Estos minerales se presentan como textura de brecha masiva o incluso bandeada, de fluorita de color violeta, con varias tonalidades de este color, fluorita blanca, cuarzo transparente y calcedonia blanco-grisácea opaca.

Se pudieron establecer macroscópicamente tres tipos de textura de relleno de fluorita principales: masiva, en escarpela o cocarda y brechas (clastos de roca de caja con cemento de fluorita). En uno de los pilares del rajo se evidencia una textura masiva y de brecha, con clastos de mLT muy silicificados, angulosos, cementados por fluorita y un pulso de cuarzo, seguidos por un último pulso de calcedonia blanca a grisácea. Hacia el sector del bloque colgante se identifican vetillas paralelas a la estructura principal de orientación N125°/83°SO (muestra MD 72)

En esta veta, la alteración de la roca de caja es incipiente, encontrándose clastos de mLT dentro de la veta que solo tienen las pómez alterados a arcillas y escasa alteración de las biotitas y feldespatos potásicos. En general, la mLT presenta su matriz silicificada tanto en los clastos

como en los sectores laterales de la veta. Las asociaciones minerales que se pudieron identificar en dos muestras de esta veta con OreXpress (Tabla 6.3.1 anexo) son cuatro: esmectita, caolinita-esmectita, caolinita de alta cristalinidad y esmectita-illita (fengita y normal potásica). Una de las muestras analizadas por este método indica silicificación, la cual se corresponde a las vetillas de cuarzo posterior que cortan y rellenan el pulso de fluorita. No se han analizado los laterales de esta veta, por considerar que no presentaban minerales de alteración en abundancia.

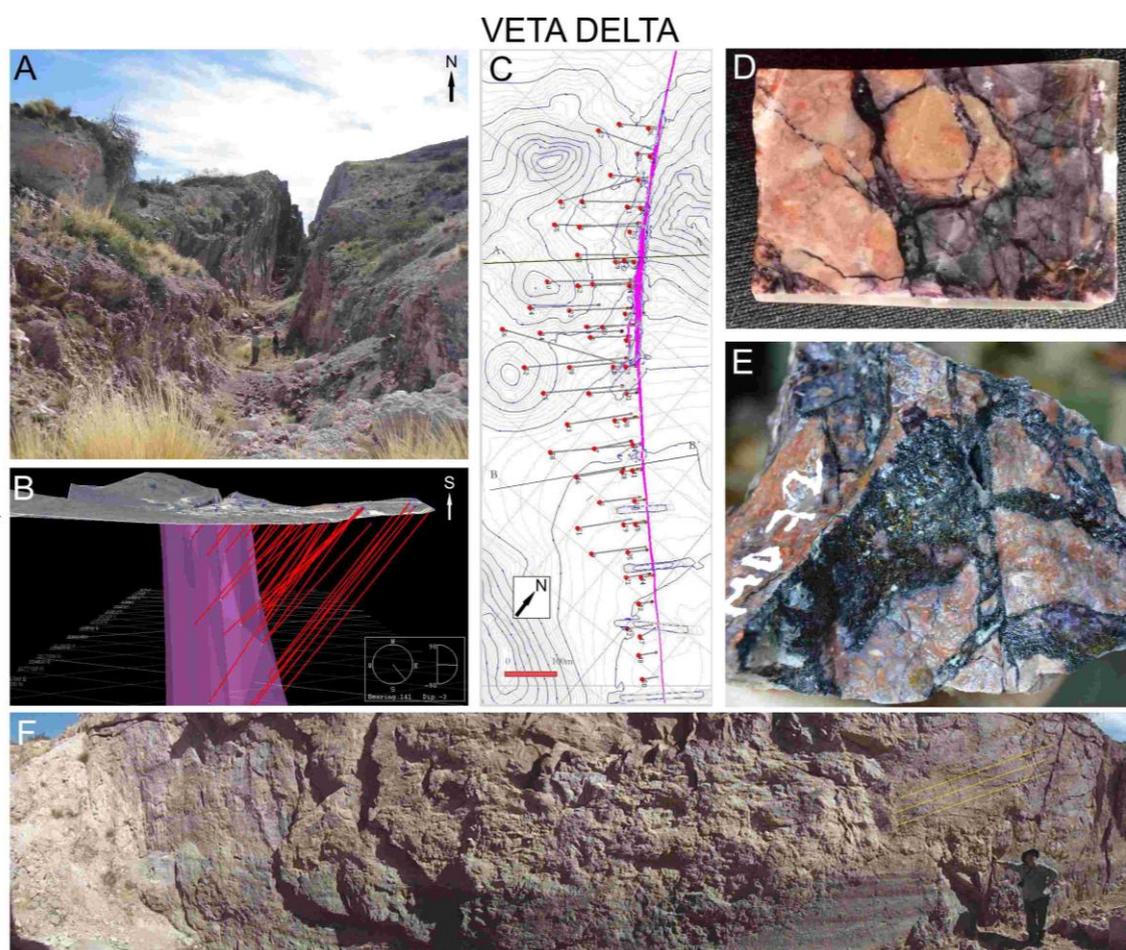


Figura 6.3.1.2: A) Vista hacia el norte del rajo de la veta Delta, donde se evidencia su potencia y buzamiento hacia el SO. B) Diagrama 3D de los sondajes (Ventus Minerals, 2015) donde se evidencian la cantidad de metros perforados y la potencia en profundidad de la veta. C) Mapa en planta de la disposición de los collares de los sondajes realizados por Minera Patagónica S.A. entre los años 1970 y 1971. D) Taco para corte petro-calcográfico de la muestra MD72. E) Muestra de mano MD 72 donde se evidencia la textura de brecha, con clastos de eMLT silicificados, rodeados por cemento de fluorita violeta oscura y cuarzo, con un último pulso de arcillas (esmectita-caolinita). F) Fotografía panorámica del interior de la pared SO del rajo en el sector norte; en amarillo las estrías de deslizamiento que permitieron la interpretación de la componente dextral, debajo de ellas, la marca dejada por el nivel del agua cuando se inunda la misma.

Los sectores de alteración con esmectita (y también esmectita-sílice) corresponden a un último pulso de alteración, en pátinas color blanco que se ubican sobre fracturas y se intercalan

con los sectores rellenos con caolinita-esmectita y caolinita de baja cristalinidad. La alteración esmectita-illita fengítica corresponde a un sector donde se analizó un clasto de roca de caja dentro de la veta. La presencia de esmectita-illita de potasio también se indica en sectores de la muestra donde se analizaron fragmentos de roca.

La presencia de reactivaciones sucesivas durante la mineralización es descripta al microscopio y con el uso de catodoluminiscencia. Este método permitió identificar dos eventos de fluoritización y uno de silicificación.

6.3.1.3 Veta Mon Ami

Esta veta, a diferencia de Delta, se halla emplazada en la toba masiva lapillítica (mLT), que presenta menor grado de soldamiento y mayor permeabilidad en presencia de fluidos hidrotermales. El rumbo de la estructura es N65°/71°NO y se prolonga por 300 m, aunque se infiere, podría llegar hasta 1000 m (no tiene perforaciones que lo comprueben en profundidad).

La potencia es variable, habiéndose explotado entre 2,5 a 5 m de fluorita en el sector central (Figura 6.3.1.3 A y C). En la pared del bloque colgante se observan vetillas paralelas y vetillas entrecruzadas de fluorita, con rumbo N85°/75°NO. La estructura de la veta Mon Ami se emplaza en una fractura extensional, con componente de rumbo dextral en base al arreglo de las vetillas laterales con la veta principal. Dada la abundante cantidad de arcillas que enmascaran las superficies, pudieron realizarse escasas mediciones de esta estructura.

Las texturas predominantes son de relleno, con algunas brechas y buen desarrollo de bandas y cocardas de diversos colores (Figura 6.3.1.3 F). En el bloque colgante se identificó calcedonia junto con la fluorita y vetillas de fluorita de color verde, violeta claro y amarillo. En el caso del bloque de piso, se identifican texturas en enrejado por reemplazo de baritina o calcita, texturas de relleno de espacios abiertos con fluorita de tipo “arcoíris” y textura de brecha, con clastos de toba masiva lapillítica (mLT) cementados por fluorita violeta y verde, seguido por un pulso de calcedonia (Figura 6.3.1.3 D y F).

El halo de alteración en la roca de caja varía entre 3 a 4 metros a los laterales de la veta. La alteración afecta principalmente a la pared del bloque yacente, y es más penetrativa que en el caso de la veta Delta y que en las vetas emplazadas en calizas.

VETA MON AMI

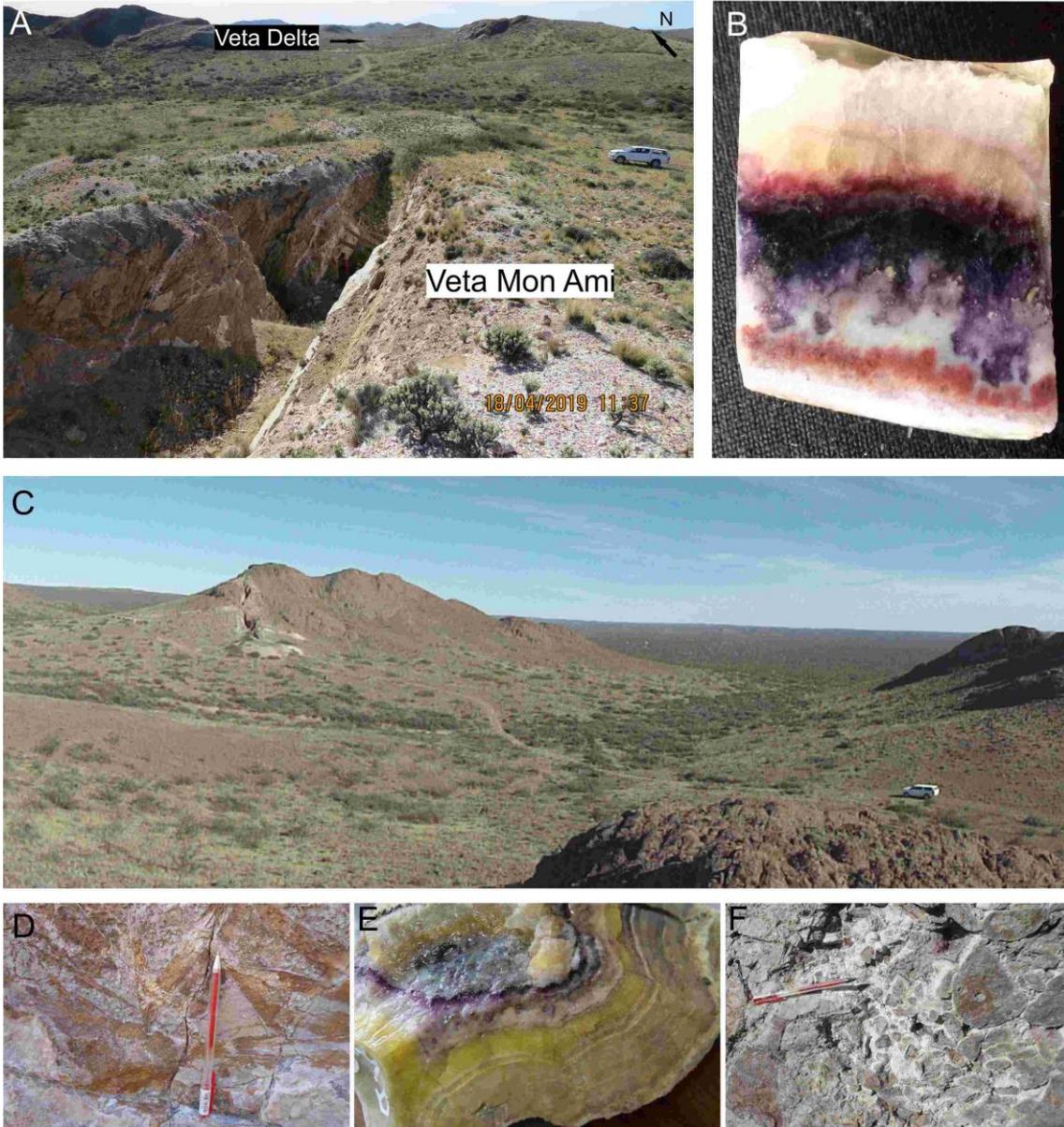


Figura 6.3.1.3: A) Vista hacia el noreste del rajo de la veta Mon Ami, donde se evidencia la potencia, la corrida y la alteración, principalmente en el bloque yacente. B) Taco de la sección petro-calcográfica de la muestra MD 62b, donde se identifica la textura de relleno predominante en esta veta, con inicio de sílice rojiza, sílice blanca opaca, florita lila, violeta oscura, morada, amarilla y blanca. C) Vista al SO del rajo de la Veta Mon Ami emplazado en la mLT, como se observa en la imagen, el sector de la mina es el único con relieve positivo en los alrededores. D) Textura de reemplazo de calcita o baritina por cuarzo en la pared del bloque de piso. E) Textura de relleno de la muestra MD62, con bandeo costriforme y formación de cristales tipo drusa hacia el centro de la oquedad. F) Textura de brecha formada por clastos de mLT angulosos y silicificados, rodeados por una textura en cocarda de fluorita violeta oscura y verde, cementado por sílice masiva.

En la veta Mon Ami se identificaron mediante espectroscopia de reflexión (Tabla 6.3.1 anexo) tres asociaciones de minerales de alteración: esmectita-illita-caolinita, esmectita y

caolinita-esmectita. Sectores que dan alta proporción de sílice fueron interpretados como bandas de relleno de calcedonia y cuarzo.

La primera asociación (esmectita-illita-caolinita) se relaciona con el borde de la veta, donde la roca de caja (mLT) tiene la textura original aun visible, pero solo los cuarzos quedan como relictos, mientras que feldespatos, pómez y matriz están alterados a los minerales nombrados. Además, interestratificada con la fluorita de la veta, se analizó una banda alterada a estos mismos minerales. La segunda asociación, solo de esmectita, se relaciona con pátinas y zonas alteradas alrededor de las vetas de fluorita. Esta asociación se intercala también con la de caolinita esmectita.

6.3.1.4 Vetas y vetillas en calizas y sedimentos calcáreos- Mina Las Mellizas

El sector de Las Mellizas se halla emplazado en calizas y sedimentos calcáreos del Complejo Marifil. Las dos vetas principales que constituyen este sector se hallan distantes entre sí unos 100 m y presentan un buzamiento subvertical que cortan la estratificación de las calizas hospedantes. La alteración de estas vetillas consiste en un reemplazo metasomático de CO_3Ca por CaF_2 , formando cuerpos de fluorita rodeados por un halo de hasta 10 m de silicificación. La silicificación está compuesta por calcedonia ferruginosa reemplazando a la calcita de la roca que se encuentra recristalizada y no presenta reacción al ácido clorhídrico.

En el caso de este sector, la fluorita identificada es masiva y de color violeta muy oscuro, casi negra. Estas vetillas presentan una continuidad lateral de entre 1 y 5 m, presentando las de mejor desarrollo rumbos y buzamientos de $\text{N}70^\circ/\text{79}^\circ\text{SE}$ y $\text{N}65^\circ/\text{80}^\circ\text{NO}$. El ancho es muy variable y en zonas se halla también cuarzo y sílice amorfa, junto con estructuras fuertemente silicificadas (Figura 6.3.1.4 A). Dentro de las calizas se identificaron capas con chert de rumbo $\text{N}75^\circ/\text{12}^\circ\text{NO}$, $\text{N}80^\circ/\text{20}^\circ\text{NO}$ y vetillas de sílice que la cortan, de rumbo $\text{N}90^\circ/\text{80}^\circ\text{NO}$.

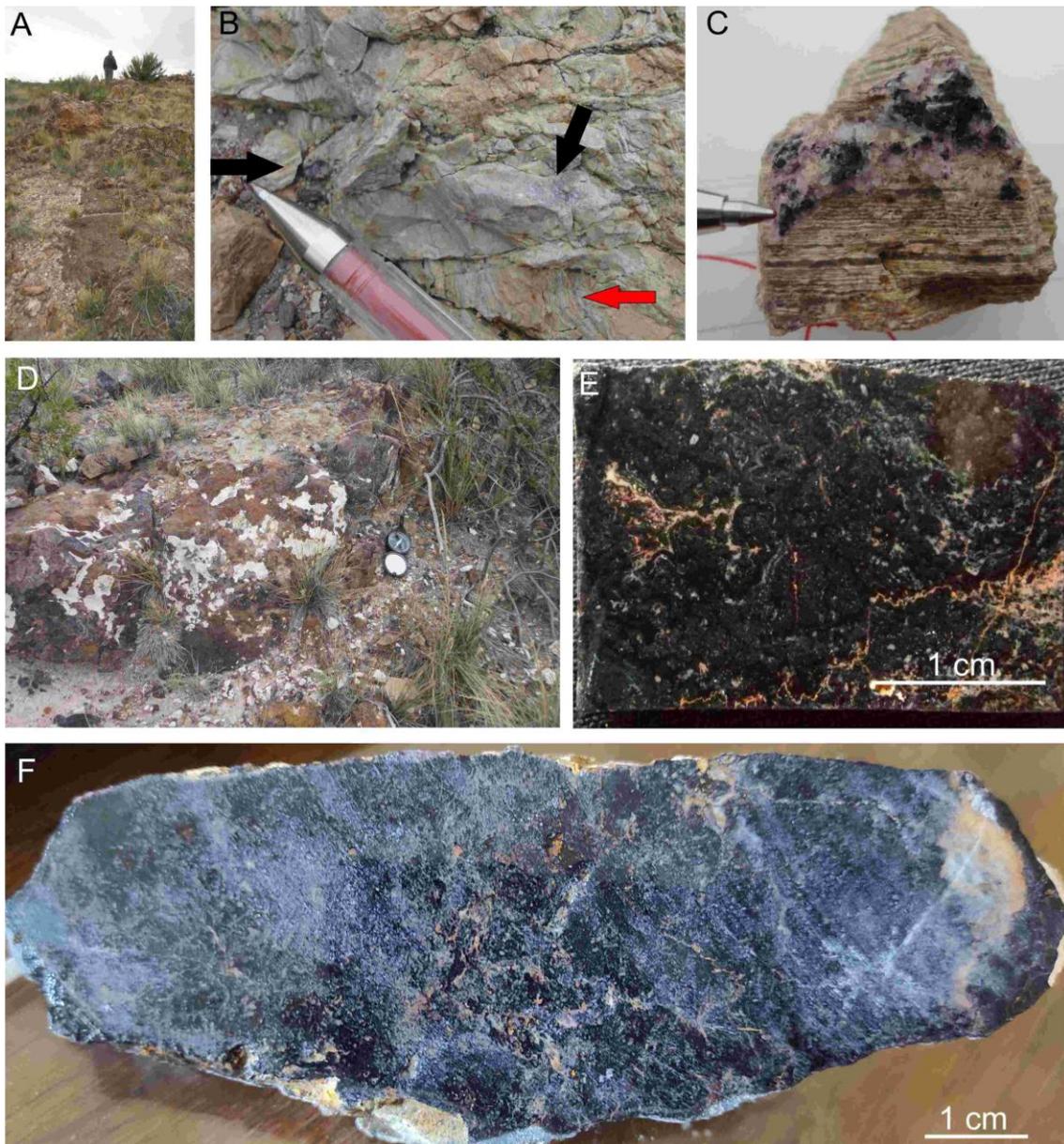


Figura 6.3.1.4: A) Fotografía de los afloramientos del sector, muy diferentes a los de las vetas Delta y Mon Ami, con vetillas discontinuas de fluorita y otras estructuras silicificadas. B) Afloramiento de caliza con repliegues (flecha roja), completamente reemplazada por sílice y fluorita. C) Muestra de mano con detalle del emplazamiento de fluorita reemplazando y rellenando fracturas en caliza completamente reemplazada a sílice. D) Afloramiento de una de las vetas de fluorita en caliza, donde se evidencia la escasa potencia de la misma, la textura masiva y de reemplazo. E) Taco de la muestra petro-calcográfica MD10, con fluorita violeta y verde muy oscuros; posibles repliegues tipo estilolíticos que indicarían reemplazo en un ambiente con deformación o esfuerzos. F) Muestra de mano de la fluorita de este sector, masiva y muy oscura, con olor fétido cuando se la golpea con martillo.

Las texturas predominantes son de reemplazo (Figura 6.3.1.4 B, E), pues a diferencia de las vetas Delta y Mon Ami, el Ca de la caliza pasa a formar la fluorita. De modo subordinado aparecen texturas de relleno cuando las vetillas se alojan en las areniscas calcáreas o en calizas

replegadas y completamente silicificadas (Figura 6.3.1.4 C). No se han evidenciado en microscopio óptico ni de catodoluminiscencia, la presencia de carbonatos (calcita, dolomita, etc.) en las vetas de este sector, con lo cual el reemplazo de las mismas es completo.

Las vetillas de fluorita de este sector presentan olor fétido, en especial en aquellas emplazadas dentro de las facies de calizas masivas con abundante materia orgánica (Figura 6.3.1.4 F). En microscopio óptico se diferencian fluorita y cuarzo, este último en vetillas y rellenando huecos. Como mineral opaco se identificó pirita, también asociado al ambiente reductor producido por la materia orgánica.

En el sector de la muestra MD29 (al noroeste del mapa) hay estructuras vetiformes de sílice y fluorita emplazadas en capas de caliza gris (N75°/24°NO, N70°/28°NO, N60°/30°NO) que se intercalan con capas de arena calcárea gruesa con clastos de granito desintegrado en una matrix de igual composición y no tiene clastos de caliza. En el sector de la muestra MD33, la fluorita violeta oscuro se halla emplazada en la caliza, en una estructura discontinua.

6.3.2 Texturas al microscopio y catodoluminiscencia

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Tabla 6.3.3 Geoquímica de fluorita de Mina Delta (esta tesis), minas del área de Los Menucos (Dill et al., 2016) y del Bloque de San Rafael (Rubinstein y Zappettini, 2015).

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

$Eu^* = v(SmN \times GdN)$; $Ce^* = v(LaN \times PrN)$.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 6 | Tesis Doctoral. Cecilia Pavón Pivetta

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

6.5 REFERENCIAS

- Aliotta, G. 1985. Estudio genético de yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut. *Asociación Geológica Argentina, revista* 40 (1-2): 69-82.
- Aliotta, G., 1999. Yacimientos de fluorita de Río Negro y Chubut. In: Zappettini, E.O. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina. Anales* 35. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR: 1239–1247.
- Allégre CJ, Provost A, Jaupart C., 1981. Oscillatory zoning: A pathological case of crystal growth. *Nature* 294: 223–228
- Angelelli, V., Schalamuk, I. y Arrospide A., 1976. Los yacimientos no metalíferos y rocas de aplicación de la región Patagonia-Comahue. *Secretaría de Estado de Minería, Anales* 17.
- Arnolds, A., 1951. Contribución al conocimiento de los recursos minerales del distrito Sierra Grande, Territorio de Río Negro. *Dirección Nacional de Minería*.
- Baele, J. M., Monin, L., Navez, J., y André, L. 2012. Systematic REE partitioning in cubododecahedral fluorite from Belgium revealed by cathodoluminescence spectral imaging and laser ablation-ICP-MS. In *Proceedings of the 10th International Congress for Applied Mineralogy (ICAM)* (pp. 23-30). Springer Berlin Heidelberg.
- Bosze, S y Rakovan, J 2002. Surface-structure-controlled sectoral zoning of the rare earth elements in fluorite from Long Lake, New York, and Bingham, New Mexico, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (66): 997–1009.
- Coniglio, J., Figueiredo, A.M.G., Brodtkorb, M., D'Eramo, F., Montenegro, T., 2014. Fraccionamiento de elementos tierras raras en fluoritas de yacimientos epitermales del distrito Agua Escondida, Mendoza. *Implicancias sobre el origen. Proceedings 19° Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Argentina*.
- Constantopoulos, J., 1988. Fluid inclusions and rare earth element geochemistry of fluorite from South-Central Idaho. *Economic Geology* 83: 626–636.
- Cortés, J.M., 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 36, 3: 217-235.
- Cucchi, R., Busteros, A. y Lema, H., 2001. Hoja Geológica 4169-II, Los Menucos, Provincia de Río Negro. *Serv. Geol. Min. Arg. Bol*, 265: 105.
- Dalponete, M. R., Espejo, P. M. y Yañez, M. L., 2007. Carta de Minerales Industriales, Rocas y Gemas. Hoja 4166-IV Sierra Grande.
- Dill, H. G., Luna, L. I., Nolte, N., y Hansen, B. T., 2016. Chemical, isotopic and mineralogical characteristics of volcanogenic epithermal fluorite deposits on the Permo-Mesozoic foreland of the Andean volcanic arc in Patagonia (Argentina). *Geochemistry*, 76(2): 275-297.
- Falco, J.I, 2018. *Estratigrafía y Evolución Magmática del Grupo Los Menucos (Triásico), Provincia de Río Negro, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur*.
- Falco, J. I., Bodnar, J., y Del Río, D., 2020. Revisión estratigráfica del Grupo Los Menucos, Pérmico Tardío-Triásico Temprano del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 77(4): 530-550.

- Franzese, J. R., y Spalletti, L. A. 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(3), 257-270.
- Götze, J., Schertl, H. P., Neuser, R. D., Kempe, U., y Hanchar, J. M., 2013. Optical microscope-cathodoluminescence (OM–CL) imaging as a powerful tool to reveal internal textures of minerals. *Mineralogy and Petrology*, 107(3): 373-392.
- Gozalvez, M. R., Herrmann, C. J., y Zappettini, E. O., 2004. *Minerales industriales de la República Argentina*.
- Llambías, E.J. y C.W. Rapela, 1984. Geología de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (3-4): 220-243. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E., y Salvarredi, J.A., 1993. El Magmatismo Gondwánico. *Geología y Recursos Naturales De Mendoza*. En: Ramos, V.A. (Ed.), *Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Mendoza: 53–64.
- Luppo, T., Dopico, C. I. M., Rapalini, A. E., de Luchi, M. G. L., Miguez, M., y Fanning, C. M., 2019. Paleomagnetism of Permo–Triassic volcanic units in northern Patagonia: are we tracking the final stages of collision of Patagonia?. *International Journal of Earth Sciences*, 108(2): 621-647.
- Martínez Dopico, C.I., López de Luchi, M.G., Rapalini, A.E., Wemmer, K., Fanning, C.M. y Basei, M.A.S., 2017. Emplacement and temporal constraints of the Gondwanan intrusive complexes of northern Patagonia: La Esperanza plutono-volcanic case. *Tectonophysics* 712-713:249-269.
- Navarrete, C., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M., y Folguera, A., 2019. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting. *Earth-science reviews*, 194: 125-159.
- Núñez, E., Bachmann, E. W., Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuain, A. y Sepúlveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo de Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Buenos Aires. *Actas 4*: 247-266.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Caminos, R., Llambías, E., y Párica, C., 1992. A revised age for the granites of the central Somuncura Batholith, North Patagonian Massif. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3-4): 321-325.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M., y Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76(3-4): 235-257.
- Rocha-Campos, A.C., Basei, M.A., Nutman, A.P., Kleiman, L.E., Varela, R., Llambías, E., Canile, F.M., y da Rosa, O.C.R., 2011. 30 Million years of Permian volcanism recorded in the Choiyoi igneous province (W Argentina) and their source for younger ash fall deposits in the Paraná Basin: SHRIMP U–Pb zircon geochronology evidence. *Gondwana Research*. 19, 509–523.
- Rubinstein, N. A., y Zappettini, E. O., 2015. Origin and age of rift-related fluorite and manganese deposits from the San Rafael Massif, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 66: 334-343.

- Sánchez, V., Cardellach, E., Corbella, M., Vindel, E., Martín-Crespo, T., y Boyce, A.J., 2010. Variability in fluid sources in the fluorite deposits from Asturias (N Spain): further evidence from REE, radiogenic (Sr, Sm, Nd) and stable (S, C, O) isotope data. *Ore Geology Reviews* 37: 87–100.
- Stipanivic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.I. y Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 67-98.
- Sun, S. S., y McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313-345.
- Van der Meer, D. G., Van Hinsbergen, D. J., y Spakman, W., 2018. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity. *Tectonophysics*, 723: 309-448.
- Zappettini, Eduardo O.; Segal, Susana J.; Godeas, Marta Carmen; Brodtkorb, Milka K. de y Schalamuk, Isidoro A., 1999. Recursos Minerales de la República Argentina. Anales; XXXV. Buenos Aires, Subsecretaría de Minería de la Nación. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Zhang, T., Zhang, D., Danyushevsky, L. V., Wu, M., Liao, Y., y Zhang, J., 2020. Timing of multiple magma events and duration of the hydrothermal system at the Yu'erya gold deposit, eastern Hebei Province, China: constraints from U–Pb and Ar–Ar dating. *Ore Geology Reviews*, 103804.

Anexo

Capítulo 6

Tabla 6.3.1: Determinación de minerales por espectroscopía de reflectancia.

Este apartado fue borrado de esta versión enviada el 19/5/2025, porque los datos no han sido publicados o están en proceso de publicación.

Capítulo 7

CONCLUSIONES. EVENTOS VOLCÁNICOS E HIDROTERMALES PATAGONÍDICOS “ARROYO VERDE” Y “MINA DELTA XXI” EN EL COMPLEJO MARIFIL, NORESTE DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO

7.1. EVOLUCIÓN DEL VOLCANISMO PATAGONÍDICO EN EL COMPLEJO MARIFIL, SECTOR NORESTE DEL MACIZO NORDPATAGÓNICO

Los resultados de los capítulos de la presente tesis doctoral permiten realizar una síntesis de los eventos volcánicos y epitermales en el sector estudiado a partir del Jurásico Inferior.

En el área de Arroyo Verde, el volcanismo Jurásico del Complejo Marifil muestra un estadio inicial que se denomina en la presente tesis **Evento Volcánico 1 (V0)** y que incluye una serie de conductos volcánicos relacionados con el desarrollo de *coulées* (PRJ 18a 192.6 ± 2.5 Ma), autobrechas, lavas y brechas dacíticas (ARV 5 189.5 ± 2.6 Ma) que fueron emplazados en bajos topográficos causados por el fallamiento normal en las rocas del basamento. El **Evento Volcánico 1** tiene una edad Sinemuriana a Pliensbaquiana y se lo asigna a un evento volcánico de tipo pliniano que presenta similitudes geoquímicas con los magmas fríos-húmedos y oxidantes eruptados en márgenes continentales activos y arcos volcánicos.

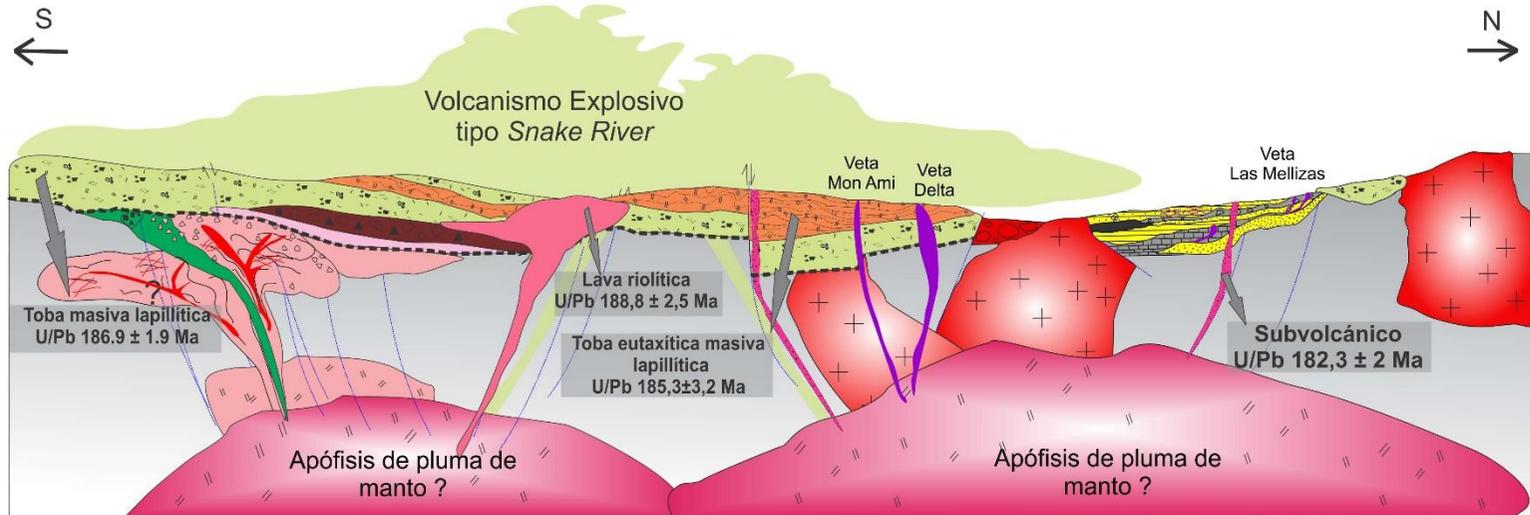
En el área de Mina Delta XXI se describen rocas del **Evento Volcánico 1 (V0)**, correspondientes a la muestra MD 1b ($189,8 \pm 2$ Ma) datada en las areniscas volcánicas con impronta de hojas y troncos carbonizados. Estos sedimentos podrían ser, en parte, producto de la erosión de las litofacies del **Evento Volcánico 1 (V0)**, asociados en este sector a facies distales de volcanismo pliniano, con depósitos de areniscas volcánicas intercalados con las facies sedimentarias de calizas de ambiente lagunar. Al no contar con análisis químicos de estas facies, no puede asignarse a un ambiente tectónico como en Arroyo Verde. Teniendo en cuenta la edad y la distancia desde la posible fuente, puede interpretarse de dos maneras, como pertenecientes a las facies distales del **Evento Volcánico 1 (V0)** o como sedimentos de origen volcánico depositados durante el **Evento Volcánico 2 (V1)**. En el segundo caso, se corresponderían a las volcanitas emplazadas en ambientes lagunares aluviales de un volcanismo de tipo Snake River (Branney et al., 2008). Se plantea continuar el estudio de estas muestras, para confirmar su

origen y asignar las unidades con certeza a uno de estos eventos. De esta forma, si se asume como perteneciente al **Evento Volcánico 1 (V0)**, en Mina Delta se hallarían los depósitos volcano-sedimentarios típicos de pequeñas cuencas continentales, acompañando la propuesta realizada en la zona de Arroyo Verde.

El **Evento Volcánico 2**, coincidente con el evento V1 (178–188 Ma de Pankhurst et al., 2000), incluye la secuencia de lavas riolíticas (AVM 27 188.8 ± 2.5 Ma y F14 188.1 ± 2.3 Ma), tobas masivas lapillíticas (AVM3b 186.9 ± 1.9 Ma) y tobas eutaxíticas masivas lapillíticas asignadas al volcanismo de tipo Snake River. Estas rocas muestran fuertes similitudes con los magmas calientes-secos- reducidos emplazados en ambiente de intraplaca continental, asociados con ascenso de manto debido a plumas de manto o rift continental.

En Mina Delta XXI, por encima de las facies del **Evento Volcánico 1**, se localizan las rocas volcanoclásticas dominantes del **Evento Volcánico 2**, que pertenecen al evento V1 (Pankhurst et al., 2000) y tienen edades de $185,3 \pm 3,2$ Ma (PRJ 16b) y $182,3 \pm 2,0$ Ma (ARV 43). Estas rocas cuentan con datos geoquímicos en Mina Delta XXI, coincidentes con los de Arroyo Verde, que indican un volcanismo de tipo Snake River. La muestra ARV 43, representaría los diques riolíticos póstumos del volcanismo.

B) Evento Volcánico 2 ~178-188 Ma (V1)



Referencias:

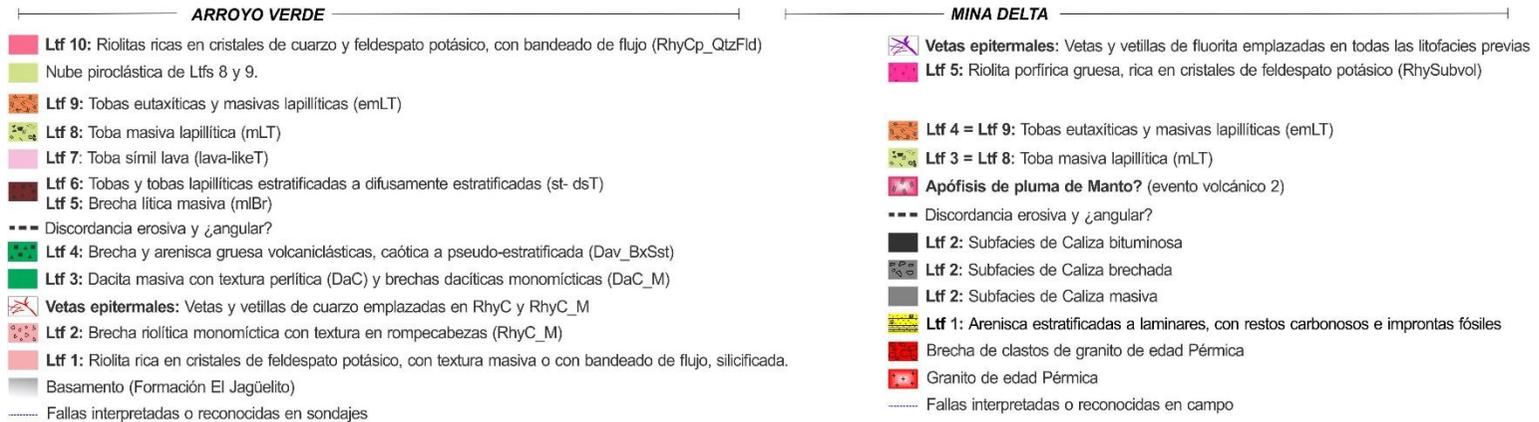


Figura 7.1 B: Modelo general de la evolución del Evento Volcánico 2 en Arroyo Verde y en Mina Delta XXI

7.2. EVENTOS EPITERMALES “ARROYO VERDE” Y “MINA DELTA XXI”

El estudio de los eventos epitermales fue abordado utilizando diferentes metodologías para establecer el posible origen de los mismos. A continuación, se resumen las conclusiones obtenidas luego del desarrollo de la presente tesis doctoral.

El **evento epitermal de baja a intermedia sulfuración de Arroyo Verde** (capítulo 5) solo se localiza en la facies de *coulée*. El ambiente tectónico de este evento es de extensión, posiblemente asociado a una componente de arco volcánico en un sector distal, al oeste del Macizo Nordpatagónico. Las vetas de Arroyo Verde se habrían producido por la circulación de fluidos en fracturas y fallas que presentan buen desarrollo y permeabilidad en la facies del *coulée*. Estas vetas se hallan mejor desarrolladas en el sector de la Veta Principal y de manera subordinada, en la brecha sudeste, vetillas noroeste y sector sur del *coulée*. Los esfuerzos extensionales serían los responsables de la apertura de fracturas y fallas en el *coulée* (¿sectores de auto brechas?) a través de las cuales circularon los fluidos hidrotermales que provocaron el relleno de cuarzo, sílice amorfa y en menor medida, adularia.

Se identificaron 5 eventos de relleno en la Veta Principal, con variables proporciones de cuarzo cristalino, amatista, sílice masiva recristalizada y una gran variedad de sulfuros y sulfosales de Ag y Cu. Ellos sugieren la posición de profundidad cercana a los sectores ricos en metales base en el sistema epitermal. Los eventos fueron agrupados en pre-mineralización (evento 1), sin-mineralización (eventos 2, 3 y 4) y un evento post-mineralización (evento 5). Los eventos 2 y 3 son ricos en Au y Ag mientras que el cuarto es rico en Ag y metales base.

El empleo de técnicas de microsonda de electrones y mapeo con microscopio permitieron identificar la composición de minerales de interés económico y particularmente de los minerales de la serie de minerales de Ag-Cu, que no habían sido descriptos previamente para este sector del Macizo Nordpatagónico. Los minerales de interés económico pudieron asignarse a los diferentes eventos, texturas y minerales de ganga. El estudio de la composición química de esfalerita con microsonda de electrones, permitió asignar a Arroyo Verde como un depósito de baja a intermedia sulfuración y sugerir que la presencia de Cd se asocia una posible anomalía de In, dándole un mayor interés de tipo económico.

En las inclusiones fluidas estudiadas en el evento 3 se identificaron evidencias de procesos de ebullición. El mecanismo de precipitación en este evento se corresponde a una ebullición sutil, con temperaturas promedio de 275°C y salinidades promedio de 5% NaCl eq.

La profundidad de emplazamiento de las inclusiones fluidas analizadas en el capítulo 5, parecen indicar un ascenso del sistema de vetas de tipo explosivo y asociado a un ascenso de la fuente magmática, dada las texturas de brechas que se relacionan con el aumento de presión en el sistema de vetas. El evento 3, rico en Au-Ag se habría emplazado a una profundidad de entre 580 y 780 m. En este, las texturas son masivas y brechadas e indican una relación de velocidad de fluido mayor a la velocidad de propagación de la fractura, sin tiempo de crecimiento ordenado. El evento 4, en cambio, representa un régimen tranquilo, donde la apertura de las fracturas tiene mayor velocidad que las del fluido en su ascenso y las texturas son cristalinas. Las profundidades de emplazamiento de las inclusiones fluidas son de mayor profundidad, entre 620 y 930 m, con lo cual el sistema debería haberse profundizado entre ambos eventos.

Procesos tectónicos posteriores deberían haber permitido el ascenso del sistema de vetas, provocando la erosión de entre 580 y 900 m de rocas del **Evento Volcánico 1**, antes del inicio del **Evento Volcánico 2**.

Las alteraciones hidrotermales en este evento se relacionan estrechamente a los fluidos que rellenan las fracturas y se acotan a los laterales de las vetas, habiéndose reconocido solo un evento hidrotermal. Las evidencias de mayor acidez pueden asociarse a caolinita de alta cristalinidad en el ambiente hipogénico y jarosita (con escasa dickita) en el ambiente supergénico, ambos minerales como producto de la exposición de las vetas en superficie.

Dada la estratigrafía y la disposición de las alteraciones presentes en Arroyo Verde, se plantea que este depósito debería haberse formado posteriormente al **Evento Volcánico 1** y previo al **Evento Volcánico 2** propuestos en el capítulo 3. La realización de dataciones de las vetas son un recurso a tener en cuenta para asegurar esta teoría.

El **evento epitermal de fluorita** en Mina Delta XXI es póstumo y todas las vetas cortan los dos eventos volcánicos estudiados. La fluorita se halla diseminada o en lentes (con muy escaso desarrollo de vetas, ej. Las Mellizas) en el **Evento Volcánico 1** y vetiforme con amplia potencia de vetas en el **Evento Volcánico 2** (Veta Delta y Mon Ami). La edad de las vetas de fluorita se propone asociadas al **Evento Volcánico 2**, más precisamente posterior a $182,3 \pm 2\text{Ma}$ (muestra ARV 43, RhySubvol). Dada las relaciones de corte de las vetas y la presencia de fluorita diseminada en todas las rocas mapeadas y datadas en el área de Mina Delta XXI, es que se asume que la fluorita proviene de la removilización hidrotermal de flúor aportado por magmas ricos en haluros, como son los asociados al volcanismo de tipo Snake River, propuesto en los capítulos 3

y 4. Las dataciones de vetas de fluorita (método Rb/Sr y Sm/Nd) son también un punto pendiente para este sector, que se propone seguir estudiando en detalle.

Las principales estructuras que contienen las vetas de fluorita Delta y Mon Ami, son fallas de rumbo dextral, con una componente extensional de carácter normal. El ambiente tectónico asociado a las vetas de fluorita estaría relacionado con una apófisis de pluma de manto con la generación de un ambiente de rift, asociado con el desmembramiento de Gondwana. Estas vetas también se hallan asociadas al desarrollo de fallas normales y de rumbo, relacionadas con las estructuras de la falla de El Jagüelito.

Las alteraciones descritas en las vetas de fluorita de Mina Delta XXI, también se restringen a las inmediaciones de las mismas y se las asigna al mismo evento hidrotermal, no habiendo evidencia de superposiciones ni variaciones en la composición de los fluidos.

El análisis de tierras raras y elementos traza permitió relacionar Mina Delta XXI con los restantes depósitos comparados en el capítulo 6 y establecer que la fluorita guarda estrecha relación con las rocas hospedantes. Las vetas de fluorita de Mina Delta XXI resultaron muy similares químicamente a la fluorita de Puerto San Antonio. Las relaciones de elementos (Tb/La) permiten identificar ordenes de formación temporal en vetas estudiadas, siendo Delta la primera en formarse, seguida por Las Mellizas y último Mon Ami.

La profundidad de emplazamiento de la fluorita de Mina Delta XXI utilizando inclusiones fluidas, no ha sido realizada hasta el momento, pero puede suponerse un paralelismo con la fluorita del sector de Puerto San Antonio estudiadas por Luna, (2012) y emplazadas en tobas e ignimbritas del Complejo Marifil. Las profundidades de emplazamiento para esta veta según Luna, (2012) varían entre 428 m y 571 m y aquí se la considera, por su localización, rocas hospedantes, texturas, relaciones con otros minerales y similitudes geoquímicas de la fluorita (capítulo 6), como similares a las descritas en Mina Delta XXI. Las rocas del **Evento Volcánico 2** del Complejo Marifil presentarían entonces un máximo de erosión de hasta 570 m, lo cual no ha sido indicado en ningún estudio previo. Hasta el momento no se conoce la cantidad de metros erosionados en las rocas jurásicas, con lo cual es necesario un mayor estudio de la geomorfología y tectónica relacionada al volcanismo Jurásico en el NE del Macizo Nordpatagónico.

Los estudios estratigráficos y la conformación de una columna estratigráfica con las relaciones de litofacies en campo, dataciones de rocas de caja y la ubicación de los depósitos estudiados, permiten un mejor ordenamiento de los eventos. Si bien no se han podido establecer edades absolutas para las vetas, los estudios realizados han permitido acotar la edad

de las vetas de Au-Ag en Arroyo Verde entre $192,6 \pm 2,5$ Ma y $189,5 \pm 2,6$ Ma-Pliensbaquiano- y las vetas de fluorita de Mina Delta XXI entre $182,3 \pm 2,0$ Ma –Toarciano y más joven-.

El depósito de Arroyo Verde forma parte de los depósitos de Au-Ag relacionados al **Evento Volcánico 1** del Complejo Marifil, muy poco extendido en el Macizo Nordpatagónico, pero potencialmente presente bajo las espesas capas del **Evento Volcánico 2**.

Como conclusión, se indica que al menos un evento diastrófico estaría presente en la zona de Arroyo Verde, ubicado entre ambos eventos volcánicos estudiados. Esto sería dado por la relación de discordancia erosiva y angular entre ambos eventos y la profundidad a la cual se hallaban emplazadas las vetas (texturas identificadas e inclusiones fluidas cercanas a los 700 m).

Mina Delta XXI se halla emplazado dentro de los yacimientos de fluorita patagónicos, previamente asignados al intervalo entre el Triásico al Cretácico, pero acotados al Jurásico y muy posiblemente al Jurásico Inferior (Toarciano) según los datos obtenidos para esta tesis doctoral.