



**UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA  
PATAGONIA SAN JUAN BOSCO**

**FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES y  
CIENCIAS DE LA SALUD**

**DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

---

**TESIS DOCTORAL**

**MAPEO LITOFACIAL Y PETROGÉNESIS DEL  
VOLCANISMO EXTENSIONAL JURÁSICO EN EL  
NORESTE DEL MACIZO DEL DESEADO.  
PROVINCIA DE SANTA CRUZ, ARGENTINA.**

**GEÓL. NAVARRETE CÉSAR RODRIGO**

**Directora: Dra. Massafarro, Gabriela Isabel**

**Co-Director: Geól. Márquez, Marcelo José**

---

**2018**

A MI HIJA ISABELLA

## ÍNDICE

	Página
AGRADECIMIENTOS	
RESUMEN	
<b>CAPÍTULO 1 – INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS, METODOLOGÍA Y ESTRUCTURA DE LA TESIS</b>	
1.1. INTRODUCCIÓN	2
1.1.1. Áreas de estudio	3
1.2. OBJETIVOS	6
1.3. METODOLOGÍA	
1.3.1. Tareas de gabinete y de campo	7
1.3.2. Trabajos de laboratorio	9
1.4. ESTRUCTURA DE LA TESIS	11
<b>CAPÍTULO 2 – GEOLOGÍA</b>	
2.1. GEOLOGÍA REGIONAL DEL MACIZO DEL DESEADO	14
2.2. GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA DE LOS ALREDEDORES DE PASO GREGORES	26
2.2.1. Introducción y antecedentes	26
2.2.2. Caracterización de las litofacies volcánicas	27
2.2.2.1. Descripción de las litofacies	
2.2.2.1.1. Lavas intermedias (Megabrecha)	36
2.2.2.1.2. Diques piroclásticos	44
2.2.2.1.2.a. irheomLT	44
2.2.2.1.3. Ignimbritas y mesobrechas	49
2.2.2.1.3.1. Mesobrechas (MsBr)	50
2.2.2.1.3.2. Ignimbritas	56
2.2.2.1.3.2.a. mLT	57
2.2.2.1.3.2.b. dbLT	60
2.2.2.1.3.2.c. emLT	62
2.2.2.1.3.2.d. lemLT	73
2.2.2.1.3.2.e. rheomLT	74
2.2.2.1.3.2.f. rheomLLT	79
2.2.2.1.3.2.g. Lava-likeT	82
2.2.2.1.4. Depósitos piroclásticos de caída	86
2.2.2.1.4.a. mT	87
2.2.2.1.4.b. //sT	88
2.2.2.1.4.c. //scT	89
2.2.2.1.4.d. mTpel	90
2.2.2.1.5. Depósitos volcanoclásticos re-sedimentados	92
2.2.2.1.5.a. Ss	93
2.2.2.1.5.b. SGs	97
2.2.2.1.5.c. Gdb	97
2.2.2.1.6. Lavas ácidas	99
2.2.2.1.6.a. cR	100
2.2.2.1.6.b. cfR	105
2.2.2.1.6.c. cfvR	110
2.2.2.1.6.d. cfdR	113
2.2.2.1.6.e. BrRI	118
2.2.2.1.7. Sistemas hidrotermales	120
2.2.2.1.8. Unidades cenozoicas	121
2.2.2.2. Perfiles de litofacies	122
2.2.2.3. Asociaciones de litofacies	126
2.2.3. Geología estructural	129
2.2.3.1. Reconocimiento fotogeológico - Lineamientos mayores	129

2.2.3.2. Datos de campo	131
2.2.4. Mapa geológico de Paso Gregores	140
2.2.5. Evolución geológica/volcanológica del área de Paso Gregores	144
2.2.5.1. Revisión del conocimiento de Calderas	144
2.2.5.1.a. Depósitos	146
2.2.5.1.b. Mecanismos de colapso	150
2.2.5.1.c. Influencia de la tectónica	152
2.2.5.1.d. Resumen de los rasgos más relevantes de calderas	155
2.2.5.2. Colapso caldérico del área de estudio	156
2.2.6. Geofísica de Paso Gregores	160
2.3. GEOLOGÍA DE LA ESTANCIA TRES HERMANAS	
2.3.1. Introducción y antecedentes	168
2.3.2. Caracterización de las litofacies volcánicas	169
2.3.2.1. Descripción de las litofacies	173
2.3.2.1.1. Lavas intermedias	173
2.3.2.1.1.a. cA	173
2.3.2.1.2. Ignimbritas	176
2.3.2.1.2.a. bLT	176
2.3.2.1.2.b. emLT	178
2.3.2.1.3. Depósitos piroclásticos de caída	181
2.3.2.1.3.a. mT	181
2.3.2.1.3.b. mTpel	182
2.3.2.1.4. Lavas ácidas	183
2.3.2.1.4.a. cfR	184
2.3.2.1.4.b. cfdR	185
2.3.2.1.4.c. BrRl	188
2.3.2.1.4.d. cfvR	188
2.3.2.1.5. Depósito de flujo de bloques y ceniza	189
2.3.2.1.5.a. BrRM	190
2.3.2.1.6. Sistemas hidrotermales	192
2.3.2.1.7. Otras unidades aflorantes	192
2.3.2.2. Asociaciones de litofacies	195
2.3.3. Geología estructural	197
2.3.4. Columna estratigráfica local y mapa geológico de la estancia Tres Hermanas	197
2.3.5. Evolución geológica/volcanológica del área de la estancia Tres Hermanas	200
<b>CAPÍTULO 3 – GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS</b>	
3.1. ORGANIZACIÓN DEL CAPÍTULO	204
3.2. GEOQUÍMICA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO BAHÍA LAURA	
3.2.1. Elementos Mayores	207
3.2.2. Elementos traza	211
3.2.2.1. Diagramas de variación de elementos traza, REE y diagramas Harker	
3.2.2.1.1. Paso Gregores	211
3.2.2.1.2. Estancia Tres Hermanas	213
3.3. GEOQUÍMICA DE LA FORMACIÓN LA LEONA	215
3.3.1. Elementos mayores	216
3.3.2. Elementos traza	217
3.4. DISCUSIONES	
3.4.1. Evolución magmática	219
3.4.1.1. Complejo Volcánica Bahía Laura	
3.4.1.1.1. Paso Gregores	219
3.4.1.1.2. Estancia Tres Hermanas	222

3.4.1.2. Formación La Leona	224
3.4.2. Ambiente geotectónico y condiciones corticales	
3.4.2.1. Complejo Volcánico Bahía Laura	226
3.4.2.2. Formación La Leona	230
3.4.3. Comportamiento geoquímico del Complejo Volcánico Bahía Laura en el Macizo del Deseado	232
3.4.4. Comparación geoquímica entre las volcanitas jurásicas de la Patagonia extra-andina	234
3.4.5. Espesor cortical de la Patagonia en el lapso Triásico Superior-Jurásico	237
3.5. CONSIDERACIONES GEOQUÍMICAS FINALES	238
CAPÍTULO 4 – TECTÓNICA JURÁSICA	
4.1. INTRODUCCIÓN	241
4.2. CONTEXTO TECTÓNICO JURÁSICO DE LA PATAGONIA	241
4.3. TECTÓNICA JURÁSICA DE LA PATAGONIA	244
4.3.1. Área de Paso Gregores	245
4.3.1.1. Interpretación tectónica	246
4.3.2. Área de la estancia Tres Hermanas	246
4.3.2.1. Interpretación tectónica	248
4.3.3. Área del Anticlinal El Tranquilo	
4.3.3.1. Estratigrafía local y breves antecedentes	248
4.3.3.2. Información utilizada	250
4.3.3.3. Resultados	250
4.3.3.4. Interpretación tectónica	253
4.3.4. Zonas externas al Macizo del Deseado	254
4.3.4.1. Área de Colhué Huapi – CGSJ	
4.3.4.1.1. Estratigrafía local y breves antecedentes	255
4.3.4.1.2. Información utilizada	256
4.3.4.1.3. Resultados	256
4.3.4.1.4. Interpretación tectónica del área	260
4.3.4.2. Área de Río Mayo-Sub-cuenca de Río Mayo	
4.3.4.2.1. Estratigrafía local y breves antecedentes	260
4.3.4.2.2. Información utilizada	261
4.3.4.2.3. Resultados	262
4.3.4.2.4. Interpretación tectónica	262
4.3.4.3. Área de Gorro Frigio	
4.3.4.3.1. Estratigrafía local y breves antecedentes	263
4.3.4.3.2. Información utilizada	263
4.3.4.3.3. Resultados	264
4.3.4.3.4. Interpretación tectónica	264
4.4. DISCUSIONES	
4.4.1. Edad de los eventos compresivos de intraplaca jurásicos	265
4.4.2. Campo de esfuerzos jurásicos	266
4.4.3. Potenciales causas de la compresión jurásica	268
4.4.3.1. Anomalía térmica del Karoo	270
4.4.3.2. Deriva continental, apertura del Mar de Wedell y apertura temprana del Océano Atlántico Norte	272
4.5. CONSIDERACIONES TECTÓNICAS FINALES	274
CAPÍTULO 5 – GEOTECTÓNICA	
5.1. INTRODUCCIÓN	277
5.2. PROBLEMÁTICAS A ABORDAR	277
5.3. CONTEXTO GEOTECTÓNICO DEL SUROESTE DE GONDWANA DESDE EL PALEOZOICO SUPERIOR AL JURÁSICO MEDIO TARDÍO	279

5.4. EVOLUCIÓN GETECTÓNICA DEL SUROESTE DE GONWANA	
5.4.1. Arcos magmáticos de la Patagonia y la Antártida Oriental	
5.4.1.1. Pérmico-Triásico	282
5.4.1.2. Triásico Superior	285
5.4.1.3. Jurásico Inferior	286
5.4.1.4. Jurásico Medio-Superior	286
5.4.1.5. Síntesis de la evolución del magmatismo de arco en la Patagonia	288
5.4.1.6. Síntesis de la evolución del magmatismo de arco en la península Antártica	289
5.4.2. Paleogeografía	290
5.4.3. Tectónica	292
5.4.4. Magmatismo jurásico	294
5.5. MODELO GEODINÁMICO	
5.5.1. Migración del arco magmático del Triásico Superior	296
5.5.1.1. Causas de la migración del arco – subducción subhorizontal	297
5.5.2. Deformación de intraplaca asociada a la subducción subhorizontal del Triásico Superior	299
5.5.3. Retracción del arco magmático Jurásico y volcanismo extensional	299
CAPÍTULO 6 – CONSIDERACIONES FINALES Y CONCLUSIONES	
6.1. CONSIDERACIONES FINALES	
6.1.1. Volcanismo jurásico del noreste del Macizo del Deseado y su vinculación con la tectónica extensional	305
6.1.2. Caldera del Deseado en relación a calderas de la región y del mundo	307
6.1.3. Geoquímica del magmatismo triásico y jurásico	309
6.1.4. Relaciones de yacencia entre las unidades volcánicas del Complejo Volcánica Bahía Laura	310
6.1.5. Petrogénesis del magmatismo jurásico en el contexto Geotectónico	310
6.2. CONCLUSIONES	313
BIBLIOGRAFÍA	317
ANEXO 1: Tablas de determinación del grado de soldamiento de ignimbritas	344
ANEXO 2: Análisis Geoquímicos del Complejo Volcánico Bahía Laura	353
ANEXO 3: Análisis Geoquímicos de la Formación La Leona	369

## **AGRADECIMIENTOS**

El autor de este trabajo de investigación agradece la invaluable ayuda recibida de muchas personas con las cuales estaré siempre en deuda:

En primer lugar a mis padres, Jacqueline y César, por su constante apoyo y ayuda desde mi época como estudiante de grado y luego durante la de posgrado.

A mi novia y mi hija, Patricia e Isabella, por su apoyo incondicional y por bancarse sin objeciones las reiteradas ausencias por los viajes al campo y durante la redacción de esta tesis.

A mis directores, Gabriela y Marcelo, por la enseñanza continua desde que fueron mis profesores y por la ayuda proporcionada durante la redacción de esta tesis.

A los alumnos de la Carrera de Geología de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco que me acompañaron en las tantas campañas de campo llevadas a cabo: Ingrid Liendo, Silvio Vida, Ronald Grant, Mauro Valle y Gimena Biene Heredia.

Al departamento de Geología por brindarme todas las herramientas necesarias para el trabajo de campo y de gabinete.

A la secretaría de Posgrado y al Comité de Doctorado de la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco por aceptarme como doctorante.

A Juan Manuel Turra por la ayuda con procesamiento de imágenes y tareas informáticas varias.

A Rodolfo Christiansen del Instituto Geofísico Volponi de San Juan, por la ayuda brindada con el manejo y procesamiento de datos geofísicos

A los propietarios de las estancias La Porfía, La Alicia, El Triunfo, Cerro del Paso, La Aurora, Laguna Verde, El Caburé y Tres Hermanas, que me permitieron trabajar en sus establecimientos.

A mis amigos Guillermo Ruiz y Mariana Kuhnle de Puerto Deseado, que me albergaron durante varias campañas de campo.

A la Municipalidad de Puerto Deseado por abrirme las puertas del albergue municipal.

## RESUMEN

La investigación se efectuó en la región patagónica afectada por un intenso volcanismo de magnitud continental durante el Jurásico, que dio origen a la gran provincia ígnea silícea (SLIP) de Chon Aike, una de las más importantes del mundo. Aunque ha sido intensamente investigado, este evento magmático presenta aún cuantiosos interrogantes acerca de su origen y evolución. Específicamente se desconocen aún los mecanismos eruptivos dominantes, su vinculación con la tectónica extensional, las condiciones geodinámicas, su relación con otras grandes provincias ígneas (LIPs) Gondwánicas, la génesis del gran volumen de material silíceo, etc.

El área de trabajo se ubica en la provincia geológica Macizo del Deseado, en la provincia de Santa Cruz, y tuvo como objetivo principal el estudio de las rocas volcánicas jurásicas. Fueron seleccionadas dos áreas del valle inferior del río Deseado, denominadas Paso Gregores y estancia Tres Hermanas. Las actividades desarrolladas incluyen mapeos geológicos detallados con discriminación de litofacies volcánicas, estudios petrográficos, análisis geoquímicos y de información geofísica, etc., a fin de modelizar los mecanismos eruptivos y petrogenéticos del volcanismo jurásico. Asimismo se investigaron rocas graníticas del Triásico Superior asignables a la Formación La Leona debido a su relación petrogenética con las volcanitas.

En Paso Gregores se identificó una secuencia piroclástica de ~550 m de espesor, de composición dominante fenoriolítica a fenodacítica, compuesta por paquetes de brechas co-ignimbríticas (~200 m) y niveles ignimbríticos de grado alto a extremadamente alto. Se intercalan depósitos sedimentarios intereruptivos que retrabajaron las volcanitas, y escasos bancos de tobas de ceniza. La secuencia incluye en su base bloques de rocas lávicas de composición andesítica-basáltica de grandes dimensiones (de 100 m x 200 m a 400 m x 500 m), que constituyen una megabrecha generada a partir de la fragmentación de las volcánicas previas. El conjunto es intruído por diques piroclásticos de hasta 2 km de largo y 150 m de potencia, y por numerosos cuerpos dómicos y diques riolíticos. Asociados a los domos se encuentran escasos sistemas hidrotermales pequeños (vetas y venillas de cuarzo acompañados por argilitización).

En la estancia Tres Hermanas se identificaron volcanitas jurásicas que sobreyacen al basamento ígneo metamórfico eopaleozoico, las que se componen de rocas piroclásticas fenoriolíticas que cubren a niveles lávicos andesítico-basálticos. Se trata de ignimbritas de grado de soldamiento variable, suprayacidos por tobas de ceniza con abundantes

pellets acrecionales. La secuencia es cubierta por cuerpos dómicos elongados con rumbo NNO-SSE asociados a coladas y depósitos de bloques y cenizas.

Mediante el mapeo geológico detallado de las zonas estudiadas se han identificado asociaciones de litofacies que responden a mecanismos eruptivos fisurales controlados tectónicamente, con la generación de una estructura caldérica multiepisódica de tipo Graben Caldera en el área de Paso Gregores. En esta, se determinaron dos episodios de colapso *piecemeal* generados durante la extrusión de un importante volumen de rocas piroclásticas de grado alto a extremadamente alto por medio de múltiples conductos eruptivos. Asimismo, para el área de la estancia Tres Hermanas se determinó un control tectónico de las erupciones, el cual habría sido ejercido por la estructuración del basamento heredada desde tiempos eo-paleozoicos.

El estilo eruptivo establecido a partir de la distribución de las litofacies y su grado de soldamiento corresponde a erupciones tipo fontana baja sostenida o *boiling over* para Paso Gregores, y erupciones plinianas o subplinianas en Tres Hermanas.

Por otro lado se estableció que la diferenciación de los magmas jurásicos estuvo controlada por procesos evolutivos que incluyen la cristalización fraccionada y posibles procesos de mezcla de magmas y asimilación de corteza superior, bajo condiciones que responden a un espesor cortical normal a levemente atenuado.

Desde una perspectiva evolutiva regional se reconoce un régimen tectónico extensional dominante durante el volcanismo jurásico, con intercalación de tres episodios contraccionales (C1, C2, C3) vinculados tentativamente al debilitamiento térmico cortical, el *ridge push* producto de la apertura del Mar de Wedell y a la apertura del Océano Atlántico Norte.

En cuanto a las condiciones geodinámicas que controlaron el magmatismo jurásico del Macizo del Deseado, se postula la existencia de un evento de *flat slab* acontecido en el Triásico Superior, el cual produjo una migración de un arco magmático de composición adakítica (Formación La Leona), desde una posición cercana a la paleotrinchera pacífica en la península Antártica, hasta una de intraplaca en la Patagonia. Esta migración se asocia con orogénesis en Sudáfrica (Cabo) y en Sudamérica (Chonide, Tabarín, Hespérides y *off shore*). Paralelamente el manto litosférico de la Patagonia y de la península Antártica se habría hidrodébilitado por interacción con magmas hidratados generados durante el *flat slab*, lo que habría propiciado luego su erosión termomecánica

durante el *rollback* del Jurásico Inferior impulsado por el impacto de la pluma de Karoo. Asimismo la interacción del flujo mantélico asociado a la retracción de la losa oceánica habría producido la succión de la anomalía térmica hacia el sureste de Gondwana, en coherencia con el desplazamiento NE-SO y duración del magmatismo patagónico y antártico. Esta remoción del manto litosférico y el emplazamiento de la anomalía térmica favorecieron la anatéxis cortical originando enormes volúmenes de magma ácido que caracterizan a la SLIP Chon Aike, a diferencia de las LIP co-genéticas básicas de Karoo Ferrar.

# *Capítulo 1*

## Introducción, objetivos, metodología y estructura de la tesis

## 1. 1. INTRODUCCIÓN

La provincia geológica conocida como Macizo del Deseado (Feruglio, 1949) se ubica en el sector centro-norte de la Provincia de Santa Cruz, en la región sur de la Argentina, y abarca una superficie aproximada de 60.000 km<sup>2</sup>, teniendo como límites geográficos el río Deseado al norte, el río Chico al sur, la costa atlántica al este y la cordillera Patagónica Austral hacia el oeste (Fig. 1.1).

Esta unidad morfoestructural ha sido objeto de múltiples investigaciones geológicas en los últimos años debido al descubrimiento de importantes yacimientos minerales de metales preciosos (Au y Ag) (Schalamuk *et al.*, 1997; entre otros), vinculados a un evento volcánico jurásico de gran magnitud que dio origen a una de las provincias ígneas silíceas más importantes del planeta (SLIP Chon Aike) (Pankhurst *et al.*, 1998), del cual persisten aún numerosos interrogantes tales como los mecanismos eruptivos y la ubicación de los centros emisores principales, como así también su potencial vinculación con el régimen tectónico del Jurásico (Uliana *et al.*, 1985; entre otros).

Por otra parte, si bien se ha planteado un régimen tectónico extensional dominante durante el Jurásico (Uliana *et al.*, 1985; Giacosa *et al.*, 2010; entre otros), existen menciones de episodios compresivos jurásicos aún no estudiados en detalle (Reimer *et al.*, 1996; Pankhurst *et al.*, 1993b; entre otros)

Asimismo, durante el Triásico Superior, antes del inicio del magmatismo objeto de este trabajo, se registró en el Macizo del Deseado un magmatismo granítico a tonalítico calcoalcalino con signatura de arco magmático (Godeas, 1992; Márquez, 1993; Pankhurst *et al.*, 1993b; Rapela y Pankhurst, 1996), cuyo contexto geotectónico se desconoce.

Estos interrogantes geológicos motivaron la realización de este trabajo de investigación, habiéndose seleccionado dos áreas del sector nor-oriental del Macizo del Deseado como zonas de estudio (Fig. 1.1), conocidas como Paso Gregores y estancia Tres Hermanas, las cuales serán analizadas tanto geológicamente, como geoquímica y geofísicamente (Paso Gregores).

La unidad litoestratigráfica estudiada en detalle comprende a las rocas volcánicas jurásicas del Complejo Volcánico Bahía Laura, mientras que paralelamente se llevaron a cabo estudios específicos de la Formación La Leona (magmatismo Triásico Superior). Por otro lado, para los estudios tectónicos y geotectónicos se incluyen numerosas

unidades y sectores de la región sur de Sudamérica, de las cuales se analizarán aspectos puntuales

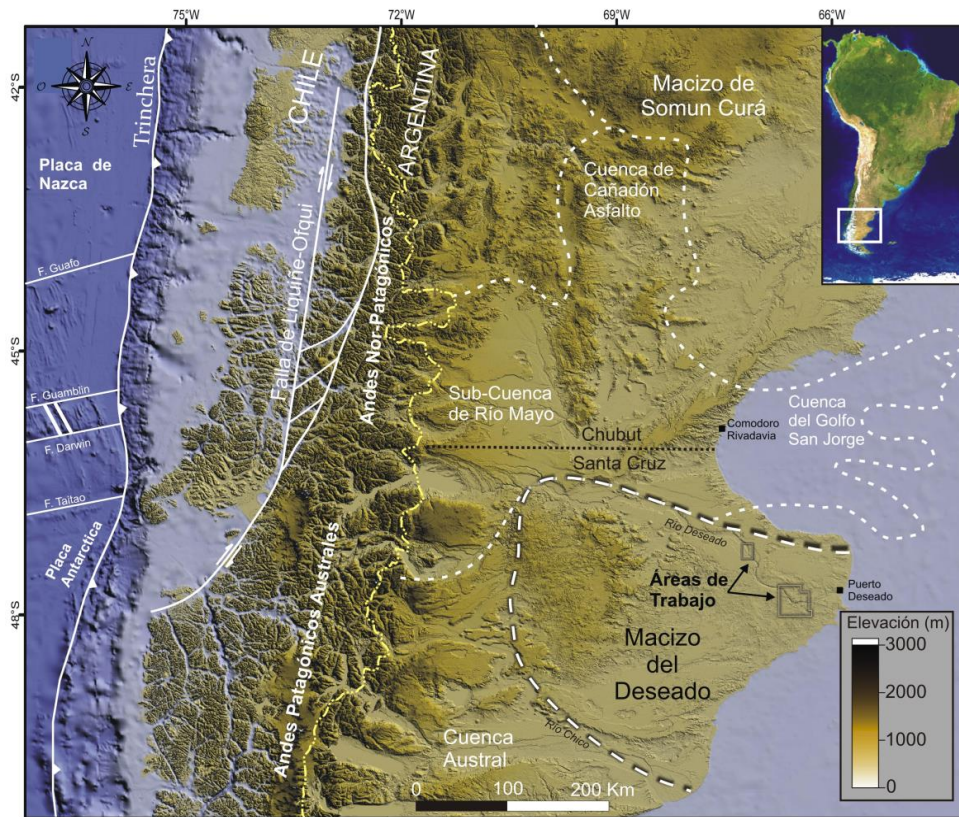


Figura 1.1. Ubicación de la Provincia Geológica Macizo del Deseado y de las áreas de trabajo.

### 1.1.1. Áreas de estudio

Las zonas de trabajo seleccionadas se encuentran en el sector nor-oriental del Macizo del Deseado y fueron seleccionadas en base a la buena calidad de los afloramientos de las rocas volcánicas jurásicas.

El área de trabajo en la que se llevó a cabo un trabajo de mayor detalle se ubica en los alrededores del **Paso Gregores**, situado específicamente en el cruce de la ruta provincial N° 47 con el río Deseado. La zona está delimitada por las coordenadas  $47^{\circ}42'37,8''$  a  $47^{\circ}59'0,7''$  de latitud sur y  $66^{\circ}21'41,2''$  a  $66^{\circ}42'19,4''$  de longitud oeste, y abarca una superficie aproximada de  $800 \text{ km}^2$  que incluye totalmente a los establecimientos rurales El Triunfo, Cerro del Paso, La Alicia, La Porfía y en forma parcial a El Caburé, María Clotilde, Laguna Verde y La Aurora (Fig. 1.2). Geográficamente la zona se encuentra a unos 50 km al ESE de la localidad de Puerto Deseado y a unos 240 km al SSO de Comodoro Rivadavia, y se accede a ella por las rutas provinciales N° 47 y 66.

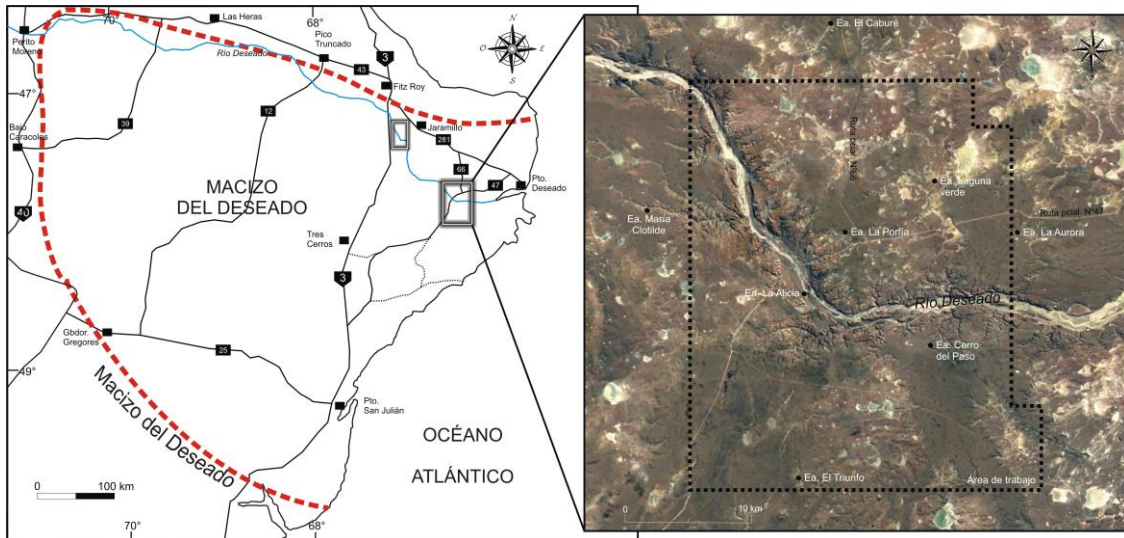


Figura 1.2. Ubicación geográfica e imagen satelital tomada de *Google Earth* del área de Paso Gregores.

Topográficamente, el área se presenta con relieves suaves coronados por mesetas de baja altura, los cuales sólo se tornan abruptos en las cercanías del valle del río Deseado. Los resaltos topográficos de mayor relevancia del sector lo conforman el cerro del Paso, cerro Moro y cerro Laciár, los que alcanzan elevaciones máximas que se aproximan a los 200 metros de altura sobre el nivel del mar (Fig. 1.3).

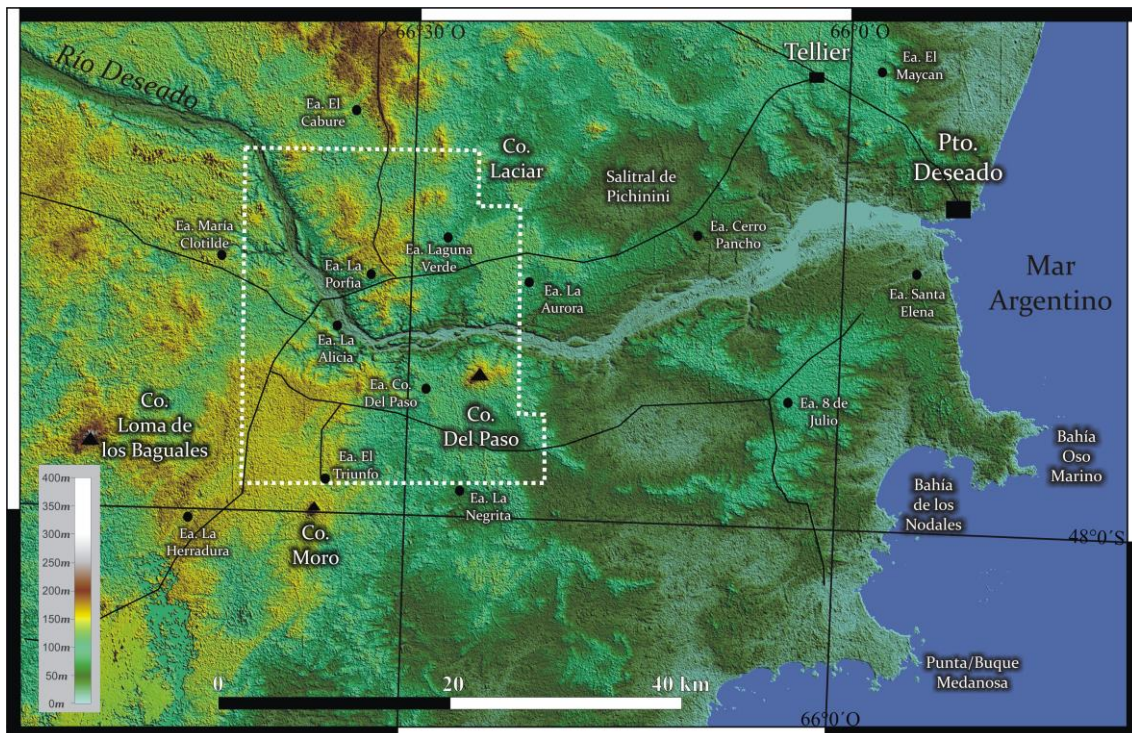


Figura 1.3. Mapa de elevación digital SRTM (30x30m – Global Mapper) de la zona de Paso Gregores y sus alrededores. El área de trabajo se delimita con el polígono con línea punteada.

Por su parte, el área de trabajo ubicada en proximidades de la **estancia Tres Hermanas**, la cual fue abordada de manera general y con fines comparativos con el área de Paso Gregores, cubre una superficie aproximada de 20 km<sup>2</sup> y se encuentra delimitada por las coordenadas 47°15'38,7'' a 47°19'32,32'' de latitud sur y 67°9'22,5'' a 67°11'35,38'' de longitud oeste (Fig. 1.4).

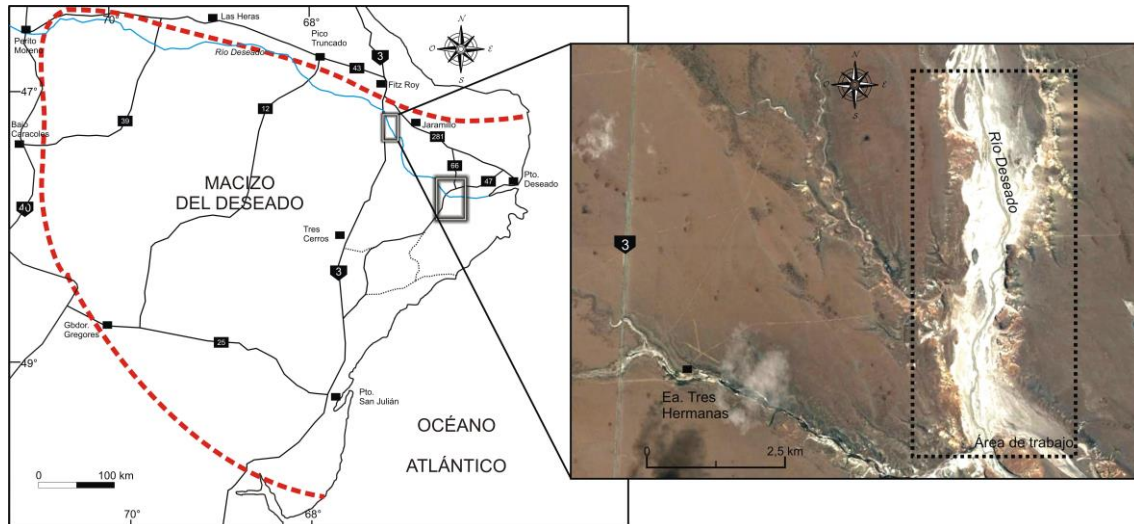


Figura 1.4. Ubicación geográfica e imagen satelital tomada de *Google Earth* del área de Tres Hermanas. Se detalla la ubicación del área de trabajo con polígono de línea punteada.

El área es cruzada en sentido norte-sur por el río Deseado (Fig. 1.4) y topográficamente se presenta con relieves mesetiformes suaves conformados por niveles de terrazas fluvio-glaciales. Las alturas máximas en el área de trabajo rondan los 130 metros sobre el nivel del mar, mientras que el valle del río se encuentra a alturas que rondan los 60 metros sobre el nivel del mar (Fig. 1.5).

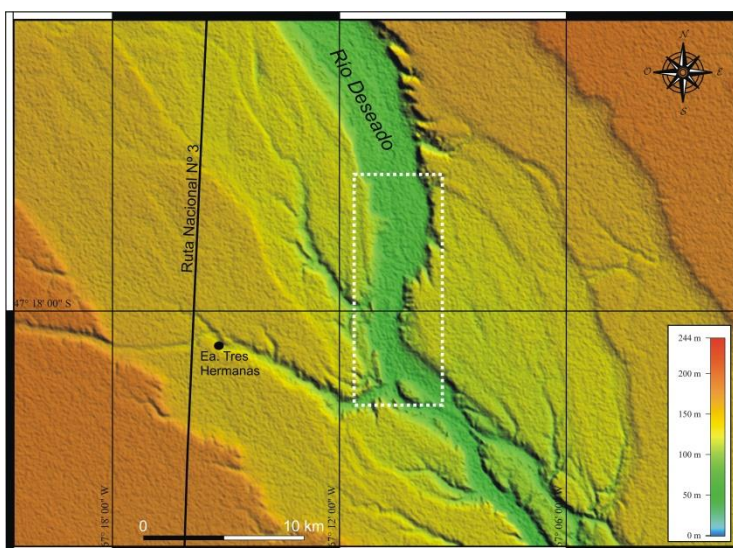


Figura 1.5. Modelo de elevación digital SRTM (30x30m - Global Mapper) del área de estancia Tres Hermanas. El área de trabaja es señalada por polígono en línea punteada.

## 1.2. OBJETIVOS

Este trabajo es realizado con el propósito de comprender los procesos volcánicos y petrogenéticos que controlaron el volcanismo jurásico de la región nor-oriental del Macizo del Deseado. Para esto se establece como objetivo principal el mapeo geológico detallado y la caracterización petrográfica y geoquímica de las unidades que conforman el Complejo Volcánico Bahía Laura en las zonas seleccionadas; mientras que como objetivos específicos, los detallados a continuación:

- 1) Realizar un estudio detallado de las litofacies volcánicas aflorantes en las áreas de Paso Gregores y estancia Tres Hermanas, con énfasis en la primera de ellas.
- 2) Establecer las relaciones espaciales entre las diferentes formaciones del Complejo Volcánico Bahía Laura
- 3) Realizar estudios petrográficos, de microscopía electrónica de barrido y de refracción de rayos X de las litofacies volcánicas estudiadas.
- 4) Profundizar en el estudio de la desvitrificación de los magmas y las estructuras generadas.
- 5) Modelar los procesos eruptivos que controlaron la evolución geológica de las zonas seleccionadas.
- 6) Evaluar la vinculación de los sistemas hidrotermales con las facies volcánicas jurásicas.
- 7) Realizar estudios geoquímicos de las rocas volcánicas que permitan elaborar modelos petrogenéticos.
- 8) Realizar estudios geoquímicos de la unidad magmática subyacente (Formación La Leona), con fines comparativos y para llevar a cabo análisis geotectónicos de la región.
- 9) Realizar estudios estructurales de las zonas seleccionadas con el fin de establecer el ambiente tectónico jurásico de estas, para luego vincularlos con estudios tectónicos de otros sectores de la Patagonia y con ello establecer el contexto tectónico regional de la Patagonia.
- 10) Establecer las condiciones geotectónicas que controlaron el evento magmático Jurásico y su vinculación con otras regiones del suroeste de Gondwana.
- 11) Obtener un modelo petro-tectónico del magmatismo Jurásico del Macizo del Deseado en el contexto de Gondwana.

Parte de estos objetivos fueron establecidos al inicio del trabajo, en tanto que nuevos fueron incorporándose durante el desarrollo de esta investigación, los cuales se centran en aspectos vinculados con la evolución tectónica y geodinámica de la región durante el Jurásico.

### **1.3. METODOLOGÍA**

#### **1.3.1. Tareas de gabinete y de campo**

##### *Recopilación bibliográfica*

Previo a la realización de las tareas de campo, se llevó a cabo una recopilación bibliográfica de los antecedentes geológicos de la región sur de la Patagonia. Posteriormente, con el trabajo de campo realizado y los análisis petrográficos y geoquímicos terminados, se efectuó una nueva compilación bibliográfica con fines de resolver aspectos petrogenéticos y geotectónicos.

##### *Mapeo geológico de detalle*

Las tareas de campo fueron realizadas mediante múltiples campañas entre los años 2013 y 2016, en las cuales se procedió al reconocimiento y caracterización de las facies volcánicas aflorantes en ambas áreas. Para ello se realizó una discriminación de litofacies volcánicas con levantamiento de perfiles en sectores seleccionados (sólo en Paso Gregores), las cuales fueron luego agrupadas en unidades de mapeo que integran los mapas geológicos de las áreas estudiadas. En forma simultánea se tomaron datos estructurales y se muestrearon rocas para estudios petrográficos, geoquímicos y geofísicos. Entre las dos zonas de trabajo se tomaron un total de 3.554 puntos de control georreferenciados, con observaciones litológicas mesoscópicas, estructurales y de relaciones de yacencia. Las herramientas utilizadas durante las campañas fueron las tradicionales del trabajo geológico de campo (lupa, martillo, GPS y brújula), mientras que el vehículo utilizado en la mayoría de las campañas fue la camioneta del Departamento de Geología de la UNPSJB.

Toda la información obtenida en el trabajo de campo fue volcada en un Sistema de Información Geográfico (SIG).

##### *Procesamiento de imágenes*

Se utilizaron imágenes satelitales Sentinell II MSI de 10 metros de resolución descargadas del sitio web “Earth Explorer”, las que fueron luego procesadas con el

software gratuito Quantun Gis (QGis). Durante el procesamiento se utilizaron las bandas 12-8-2 y las imágenes resultantes fueron usadas para la búsqueda de lineamientos estructurales.

### *Geofísica*

Se trabajó con información geofísica en el área de Paso Gregores, mientras que para estancia Tres Hermanas no fue posible contar con los datos.

La información consiste en datos de magnetometría aérea generados por el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) durante la elaboración del mapa de Campo Magnético Total Reducido al Polo escala 1:250.000, publicado en el año 1998. El distanciamiento de vuelo fue de 1.000 m, a una altura de vuelo promedio de 120m. El mapa fue digitalizado mediante un software libre de información geográfica, con lo cual se generó una tabla de aproximadamente 32.300 datos magnetométricos georreferenciados.

Por otra parte, se llevaron a cabo veinticuatro mediciones de susceptibilidad magnética de rocas aflorantes en el área de Paso Gregores con un susceptibilímetro modelo SM-30, con el fin compararlos con los datos de magnetismo provenientes del subsuelo y de esta manera aplicar procesos de inversión geofísica que permiten identificar las litologías generadoras de las anomalías del sector y su distribución espacial.

La actividad se realizó en el Instituto Geofísico y Sismológico Volponi de San Juan, en donde se utilizó el software GeoModeller desarrollado por las empresas Intrepid Geophysics y BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et minières). Este método utiliza interfaces geológicas y datos orientados para crear un modelo 3D continuo, que permite describir geoméricamente la geología. Una vez logrado esto, se utilizaron los datos magnetométricos para ajustar los límites y las morfologías de las distintas unidades geológicas del sector, con el fin de identificar las litologías y su distribución espacial.

Se construyó un modelo geológico de referencia tridimensional, consistente con las observaciones geológicas llevadas a cabo, mediante interpolación geoestadística. El modelo se realizó con voxeles de 250x250x250 m (x, y, z). Luego se realizó un cálculo directo para asegurar que el modelo sea consistente con los datos de campos potenciales (magnetometría aérea).

El algoritmo de inversión utiliza un marco geológico con las siguientes restricciones: orden estratigráfico (indica si se conserva el orden de la columna estratigráfica), la

relación de forma (compara cuán similar es la superficie / volumen real de la inicial), comunalidad (compara las celdas iniciales con las del modelo propuesto) y relación de volumen (compara el volumen propuesto con el volumen de referencia o inicial).

Se utilizó un procedimiento de inversión iterativo (McInerney *et al.*, 2005) para generar varios millones de modelos posibles. Con cada iteración, el litho-modelo inicial, los valores de susceptibilidad y las restricciones de inversión fueron cambiados y evaluados. Este procedimiento se llevó a cabo hasta alcanzar un buen ajuste entre las rejillas de anomalías producidas por la geología calculada y los datos geofísicos observados. Como resultado de este procesamiento, se obtuvo el modelo geológico más probable para el área.

### **1.3.2. Trabajos de laboratorio**

#### *Estudios petrográficos*

Para la caracterización petrográfica de las litologías estudiadas se realizaron 148 secciones delgadas, las cuales fueron descritas y fotografiadas. Los costos de la realización de las secciones delgadas fue cubierto por el Departamento de Geología de UNPSJB y el microscopio utilizado para este trabajo fue un ZEISS modelo Axioskop 40 de la Cátedra de Petrología de la UNPSJB.

#### *Estudios geoquímicos*

Para el estudio geoquímico del Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL) se seleccionaron muestras de rocas coherentes (coladas lávicas, cuerpos dómicos y diques) con bajo grado de alteración y no piroclásticas (ignimbritas) que pudieran contener componentes accesorios y/o accidentales que modifiquen la composición original del magma.

Adicionalmente se realizaron análisis geoquímicos de la Formación La Leona con fines comparativos y al haberse encontrado evidencias de asimilación de los granitoides de esta formación en los magmas jurásicos del CVBL.

De las rocas volcánicas jurásicas se realizaron catorce (14) análisis geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas (58 elementos), diez (10) en la zona del paso Gregores (M63, M758, M820, M55, M077-b, M779, M332-b, M330-b, M325-b y M845) y los cuatro (4) restantes en la estancia Tres Hermanas (M739, M703-a, M748-a y M738). Las muestras han sido nominadas como Chon Aike y Bajo Pobre de acuerdo a la interpretación arribada durante el mapeo geológico y la descripción petrográfica.

Mientras que de la Formación La Leona se llevaron a cabo cinco (5) análisis de idénticas características.

Las muestras fueron enviadas al laboratorio Bureau Veritas Canada y los análisis realizados fueron ICP/ICP MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*) para elementos mayoritarios, trazas y tierras raras (*REE*)(44 elementos). Para metales (14 elementos) se llevó a cabo una disolución con agua regia y luego un análisis de ICP-ES/MS (*Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrometer/Mass Spectrometry*)

Paralelamente se llevó a cabo la recopilación de los datos geoquímicos existentes sobre el CVBL en el Macizo del Deseado de los trabajos publicados de Pankhurst y Rapela 1995, Pankhurst *et al.* (1998), Alperin *et al.* (2007), y de las tesis doctorales de Guido (2002), Jovic (2009), Ruiz (2012) y Moreira (2005). Estos fueron recalculados en base anhidra en los casos en que fue necesario y filtrados a valores menores o iguales al 3% de LOI, obteniendo así doscientos treinta y tres (233) análisis.

También se han compilado, para el MD, treinta y uno (31) análisis geoquímicos de la Formación Cerro León de Guido *et al.* (2004c) y de Jovic (2009), así como también trece (13) análisis de la Formación La Leona del trabajo de y Rapela y Pankhurst (1996).

Posteriormente para llevar a cabo comparaciones específicas con unidades volcánicas jurásicas de otros sectores de la Patagonia, se han sumado al trabajo los datos geoquímicos de la Formación Cañadón Asfalto de Bouhier *et al.* (2017), los del Grupo Lonco Trapial de Dejonghe *et al.* (2002) y López de Luchi y Rapalini (2002), en tanto que para la Formación Marifil los de Pankhurst y Rapela (1995) y de Márquez *et al.* (2011).

#### *Microscopía de barrido electrónico*

Se realizaron observaciones puntuales de rocas lávicas y piroclásticas en el Microscopio Electrónico de Barrido modelo Jeol LV 6510 de la UNPSJB, para identificación de fases minerales producto del proceso de desvitrificación.

#### *Difracción de rayos X*

Se llevó a cabo la determinación de las distintas fases minerales del grupo de las arcillas a través de esta técnica, utilizando el difractómetro de rayos X de la UNPSJB.

Se realizaron tres tratamientos a cada muestra, orientada, glicolada y calcinada a 550° C. En el tratamiento orientado se prepara la muestra para que la mayor cantidad de

planos refractados sean los paralelos a la cara 001. El tratamiento con etilen glicol consiste en la evaporación del alcohol en una campana cerrada, permitiendo la incorporación de los vapores en la estructura cristalina de la arcilla. Si la muestra posee propiedades expansivas, como es el caso de las esmectitas, durante el glicolado se incorporarán los vapores a la estructura y en el difractograma se observará una amplitud entre las capas de átomos.

Por último el tratamiento calcinado a 550° C ayuda identificar minerales de arcilla revelando cambios en la estructura cristalina o pérdida de la estructura. Dependiendo de la temperatura y la especie mineral, este tratamiento puede colapsar la estructura por deshidratación o bien destruir la estructura cristalina.

Las especificaciones del equipo se detallan a continuación:

Diffraction software:	PC-APD
Sample identification:	FIAM Y FIVER
Data measured at:	11/09/17
Diffractometer type:	PW1710 BASED
Tube anode:	Cu
Generator tension [kV]:	40
Generator current [mA]:	20
Wavelength Alpha1 [ $\lambda$ ]:	1.54056
Wavelength Alpha2 [ $\lambda$ ]:	1.54439
Intensity ratio (alpha2/alpha1):	0.500
Divergence slit:	AUTOMATIC
Irradiated length [mm]:	12
Receiving slit:	0.2
Monochromator used:	NO
Start angle [ $2\theta$ ]:	2.010
End angle [ $2\theta$ ]:	64.990
Step size [ $2\theta$ ]:	0.020
Time per step [s]:	1.000
Type of scan:	CONTINUOUS

#### 1.4. ESTRUCTURA DE LA TESIS

Los resultados obtenidos en esta investigación han sido organizados en 6 capítulos y 3 anexos que totalizan, en conjunto con la bibliografía utilizada, 381 páginas, con 297

figuras y 8 tablas, en los cuales se desarrollan diferentes aspectos que hacen a la evolución geológica del sector nor-oriental del Macizo del Deseado.

### **Capítulo 1: Introducción, objetivos y metodología de trabajo**

En este capítulo se realiza una breve introducción a las zonas de estudio y a las problemáticas abordadas, como así también se plantean los objetivos y se detalla las metodologías empleadas durante el trabajo.

### **Capítulo 2: Geología**

En este capítulo se detallan las características geológicas de las áreas Paso Gregores y estancia Tres Hermanas, lo cual involucra la diferenciación de litofacies con sus descripciones correspondientes, descripciones petrográficas, análisis estructurales, modelados de los procesos eruptivos, y cuyo resultado principal son los mapas geológicos de ambas áreas. Particularmente para el área de Paso Gregores se suman el análisis y procesamiento de información geofísica disponible.

### **Capítulo 3: Geoquímica y petrogénesis**

En este capítulo se describen las características geoquímicas de las rocas volcánicas jurásicas y de la unidad magmática subyacente (Formación La Leona), con el fin de modelar aspectos petrogenéticos.

### **Capítulo 4: Tectónica Jurásica**

En este capítulo se analiza la información estructural de las zonas de estudio y, con el fin de establecer el contexto tectónico regional durante el Jurásico, se incluyen en el estudio diversas zonas de la Patagonia vinculadas con el Macizo del Deseado.

### **Capítulo 5: Geotectónica**

En este capítulo se pretende determinar los aspectos geodinámicos que controlaron el magmatismo de la región sur de la Patagonia, para lo cual se llevan a cabo análisis geotectónicos del suroeste de Gondwana desde el Paleozoico superior al Jurásico Medio.

### **Capítulo 6: Consideraciones finales y conclusiones**

En este capítulo se integra toda la información obtenida y se discuten múltiples aspectos del magmatismo jurásico que incluyen los mecanismos eruptivos dominantes y su vinculación con la tectónica regional, las características geoquímicas, las relaciones de yacencia entre las unidades volcánicas del Complejo Volcánico Bahía Laura, y finalmente aspectos petrogenéticos en el contexto geodinámico. Por último se detallan las conclusiones de mayor relevancia de este trabajo.

## *Capítulo 2*

# Geología

## 2.1. GEOLOGÍA REGIONAL DEL MACIZO DEL DESEADO

La provincia geológica denominada Macizo del Deseado (MD) (Leanza, 1958), se ubica en la porción norte de la Provincia de Santa Cruz y abarca una superficie aproximada de 60.000 km<sup>2</sup> (De Giusto *et al.*, 1980). Esta entidad geológica tiene como límites el río Deseado al norte, que la separa de la Cuenca del Golfo de San Jorge, el río Chico al sur que la separa de la Cuenca Austral, la costa Atlántica al este y los Andes Patagónicos Australes al oeste (Fig. 2.1).

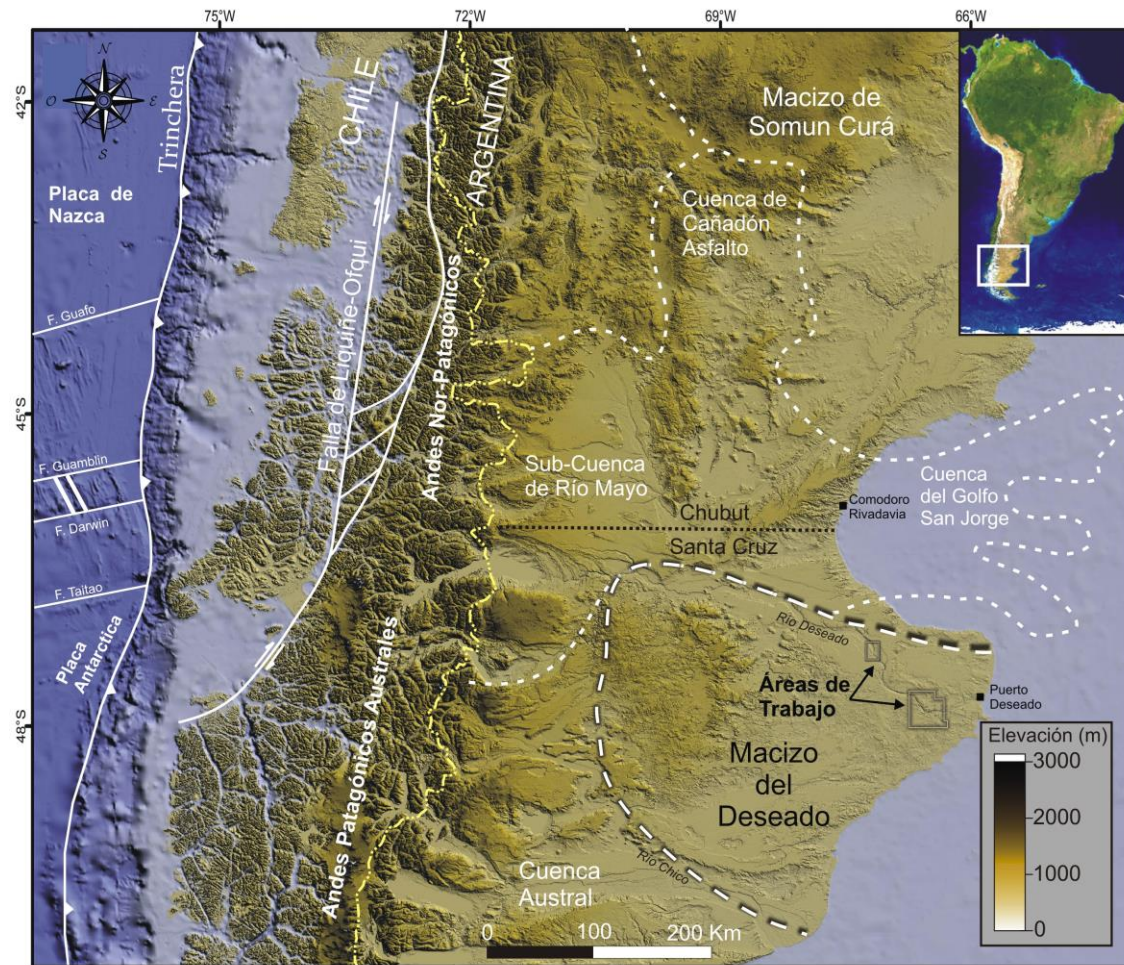


Figura 2.1. Ubicación del Macizo del Deseado y de las áreas de estudio en el contexto geológico de la región.

Históricamente se la ha considerado como una región del sur de la Patagonia Argentina que mantuvo un comportamiento rígido y tectónicamente estable durante gran parte del Fanerozoico. Ésta, habría actuado como un área topográficamente elevada en momentos en que una fuerte subsidencia extensional y térmica afectaba a las regiones lindantes hacia el norte y el sur durante el Cretácico, y que daban origen a grandes cuencas extensionales conocidas como Cuenca del Golfo San Jorge (CGSJ) y Cuenca Austral

(CA) respectivamente (Panza *et al.*, 2005). Efectivamente durante la historia cretácica, la subsidencia que afectó a la CGSJ fue de una magnitud notablemente mayor, alcanzando espesores del relleno intracuencal cretácico superior a los 6000 m. (Paredes *et al.*, 2013), mientras que en el Macizo del Deseado estos no superan los 1500 m. Sin embargo, el incremento de los trabajos geológicos realizados en este sector de la Patagonia, directamente vinculados con la exploración de hidrocarburos y de minerales preciosos, ha permitido cuestionar el comportamiento rígido de la región al identificarse diversos episodios de generación de cuencas extensionales de gran magnitud desde el Pérmico al Cretácico (Homoc y Constantini 2001; Giacosa *et al.*, 2010). Debido a esto, la región ha sido nominada paralelamente como Cuenca del Deseado (Homoc y Constantini, 2001) o bien como Región del Deseado (Giacosa *et al.*, 2010). En este trabajo se continuará utilizando la denominación de Macizo del Deseado simplemente por ser el nombre formal con el cual se conoce a esta provincia geológica y no por su cuestionado comportamiento estable, el cual no es considerado válido. Como se mencionó previamente las cuencas del Golfo San Jorge y Austral marcan los límites norte y sur del macizo (Fig. 1).

Las rocas más antiguas aflorantes en el Macizo del Deseado se agrupan en la unidad denominada Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi, 1976) (Fig. 2.1), que conforma reducidos y escasos afloramientos del sector nor-oriental de la provincia. Estos se encuentran conformados esencialmente por rocas metamórficas de grado medio a alto, que incluyen cuarcitas, mármoles, esquistos, anfibolitas, gneises y migmatitas, los cuales son intruídos, de manera sin y post deformacional, por granitoides (Pankhurst *et al.*, 2003; Fracchia y Giacosa 2006; Guido *et al.*, 2004b). El protolito de estas metamorfitas habría estado integrado por rocas sedimentarias marinas de edad Neoproterozoico-Cámbrico (Pezzuchi, 1978; Pankhurst *et al.*, 2003), las que fueron metamorfizadas durante el Silúrico-Devónico (Fracchia y Giacosa, 2006), posiblemente como consecuencia de la colisión de dos bloques continentales denominados Patagonia Occidental y Patagonia Oriental (Heredia *et al.*, 2016; 2018).

Los afloramientos del Complejo Río Deseado se encuentran en la estancia Tres Hermanas (Chebli y Ferello, 1974), Dos Hermanos (Viera y Pezzuchi, 1976) y Bahía Laura (Guido *et al.*, 2000), mientras que existen menciones de cuerpos menores incluidos en granitoides triásico-jurásicos en el Bajo de La Leona (Márquez y Panza 1986), entre las estancias El Laurel y El Sacrificio (Giacosa *et al.*, 1990) y un

afloramiento en la estancia Laguna Dulce (Guido 2002); todos estos ubicados en el sector oriental del MD.

Suprayacen en la sucesión estratigráfica rocas metamórficas de la Formación La Modesta (Di Persia, 1962) (Fig. 2.2), conocidas preliminarmente como “Esquistos de La Modesta”, las que fueron halladas en las estancias La Modesta, La Josefina y La Bajada por Di Persia (1958, 1962), en el centro-occidente del macizo.

Litológicamente esta unidad se compone de esquistos de diversas composiciones que registran un metamorfismo de grado bajo a muy bajo, desde facies de prehnita-pumpellyta a esquistos verdes, cuyo protolito sería igualmente de origen sedimentario marino. Moreira *et al.* (2005) sugieren una edad mínima de sedimentación de  $413 \pm 17$  (Devónico Inferior) basados en una errorcrona Rb-Sr sobre roca total, mientras que Moreira *et al.* (2007) proponen una edad máxima de 473 Ma basados en dataciones U-Pb en circones detríticos ordovícicos provenientes del Complejo Río Deseado, el cual se encontraba exhumado desde el Silúrico en el sector oriental de la provincia.

La edad del metamorfismo continúa siendo desconocida aunque necesariamente es previa al Pérmico, al encontrarse clastos de metamorfitas de La Modesta en conglomerados pérmicos de la formación suprayacente.

Los afloramientos de la unidad parecen restringirla al sector occidental del Macizo del Deseado, sin embargo Homoc y Constantini (2001) la asignan como basamento de una cuenca de rift continental denominada Cuenca de San Julián, ubicada a unos 150 km de la actual costa atlántica, a una latitud similar al sector central del macizo.

Sobre estas unidades basamentales (Fig. 2.2) se apoyan en discordancia angular sedimentitas continentales gondwánicas (permo-triásicas) agrupadas en las unidades conocidas como Grupo Tres Cerros y Grupo El Tranquilo (Herbst, 1965; Jalfin y Herbst, 1995). El primero de estos incluye a las Formaciones La Golondrina y La Juanita (Archangelsky, 1967 y Arrondo, 1972 respectivamente), mientras que el segundo está conformado por las Formaciones Cañadón y Laguna Colorada (Jalfin y Herbst, 1995). Las dos primeras se componen de sedimentitas sin registro de actividad volcánica depositadas en ambientes aluviales y fluviales de mediana a alta energía, con flora de Glossopteridaes que indican una edad pérmica (Archangelsky, 1992 y citas incluidas).

Por otro lado, la unidad inferior del Grupo El Tranquilo (Formación Cañadón Largo) se compone de conglomerados y areniscas que gradan hacia asociaciones de facies más

finas, mientras que la superior (Formación Laguna Colorada), se caracteriza por la presencia de paquetes arenosos granodecrecientes que se intercalan con espesos niveles piroclásticos que evidencian la actividad volcánica en la región. En cuanto a la edad del Grupo El Tranquilo, se la asigna al Triásico Medio a Superior por su contenido fosilífero de flora de *Dicroidium* (Di Persia, 1965 entre otros), aunque Bonaparte (1969) la asigna al Triásico Superior por el hallazgo de restos de vertebrados. De acuerdo a Jalfin y Herbst (1995), la Formación Cañadón Largo correspondería al Ladiniano-Carniano (Triásico Medio a Superior) (~240 ~225Ma), mientras que la Formación Laguna Colorada al Noriano (Triásico Superior) (~227 ~208Ma).

Tanto el Grupo Tres Cerros como Grupo El Tranquilo se depositaron en una cuenca de rift denominada Cuenca La Golondrina, compuesta por sistemas de grabenes y hemigrabenes de rumbo NO-SE (Uliana y Biddle, 1987), la cual se desarrolló en primer lugar por una extensión cortical asociada a un evento de colapso orogénico pérmico, posterior a la Orogenia Gondwánica (Ramos, 2008), mientras que durante el Triásico su evolución habría estado controlada por un régimen transtensional vinculado a subducción oblicua en la paleo-trinchera pacífica (Zerfass *et al.*, 2004).

Hacia fines del Triásico ambas unidades fueron fuertemente deformadas (Giacosa *et al.*, 1998) por un evento orogénico recientemente denominado Orogenia Tabarín (Heredia *et al.*, 2016; 2018), que afectó a la región patagónica en momentos previos a la intrusión de cuerpos ígneos del Triásico Superior de la Formación La Leona (Arrondo, 1972) (Fig. 2.2). Esta última se compone de una serie de cuerpos intrusivos granodioríticos, graníticos, dioríticos, monzodioríticos, tonalíticos y leucograníticos, que intruyen a las sedimentitas permo-triásicas que afloran en la región oriental del MD. Se trata de granitoides tipo I del Triásico Superior (~ 203 ~202 Ma.) (Pankhurst *et al.*, 1993b), los cuales geoquímicamente se caracterizan por poseer afinidades con series calcoalcalinas, con un porcentaje de SiO<sub>2</sub> que va desde 55 a 73% y con relaciones de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr cercana a valores mantélicos. Estos cuerpos forman parte del denominado Batolito de la Patagonia Central (BPC) (Stipanovic y Methol, 1972, Rapela y Pankhurst 1996) (Fig. 2.3), que se extienden con un rumbo NO-SE desde el sector noroccidental de Chubut (naciendo en la zona del Lago Pangipulli en Chile) y que representan un arco magmático del Triásico Superior (~223~201 Ma.) (Godeas, 1992; Márquez, 1993, Rapela y Pankhurst, 1996)

Luego, en el Jurásico Inferior, el magmatismo de arco se retrae unos 150 a 200 km hacia el occidente en la zona noroeste de Chubut, originando una serie de intrusivos básicos y ácidos conocidos como Batolito Patagónico Subcordillerano (BPSc) (Gordon y Ort, 1993; Haller *et al.*, 1999), datados entre los 187 y 178 Ma. (Rapela *et al.*, 2005). La extensión cortical asociada al retraimiento del arco magmático jurásico generó la apertura de una cuenca de *back-arc* denominada Cuenca del Chubut (Suárez y Márquez, 2007). En la región del MD no hay registros de estos intrusivos calcoalcalinos del BPSc, pero sí del relleno de esta cuenca de retroarco, el que se compone localmente de rocas piroclásticas ácidas y sedimentitas volcánicas que se asignan a la Formación Roca Blanca (Di Persia, 1956; Herbst, 1965). Esta unidad se encuentra suprayaciendo en discordancia angular a los niveles del Grupo El Tranquilo, y es cubierta con la misma relación de contacto por la Formación Bajo Pobre (Panza, 1982). Herbst (1965) le asigna una edad liásica media a superior, pudiendo llegar al Dogger inferior, luego Stipanovic y Bonetti (1970) sugiere una edad toarciana a aleniana, mientras que Pöthe de Baldis (1982) indica también una edad liásica superior, y confirma que podría alcanzar el Dogger por su contenido fosilífero. Por su parte Gnadinger y Herbst (2009) le asignan una edad pliensbaquiana inferior a superior (~190 ~180 Ma).

Inmediatamente luego de la apertura de esta cuenca de retroarco, en el Jurásico Inferior a Medio se produce en la Patagonia un evento extensional de gran magnitud (el mayor registrado en la Patagonia), vinculado con la extrusión de un importante volumen de material ígneo de composición intermedia a básica (andesitas basálticas y andesitas), el que localmente se agrupó bajo la denominación de Formación Bajo Pobre (Lesta y Ferello, 1972). Esta unidad se compone de coladas lávicas, aglomerados, escasas sedimentitas y tobas intercaladas, a las cuales se les asocia un conjunto de rocas hipabisales intermedias a básicas agrupadas en la Formación Cerro León (Pezzi, 1970), las cuales estarían vinculadas al episodio magmático que dio origen a esta formación, y cuya edad fue determinada por Guido *et al.* (2004c) en  $180,1 \pm 1,5$  Ma por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en roca total. Teniendo en cuenta las edades existentes de la Formación Bajo Pobre, que varían entre  $164,1 \pm 0,3$  y  $150,6 \pm 0,2$  (Alric *et al.* 1996; Féraud *et al.* 1999; Pankhurst *et al.* 2000), Guido *et al.* (2004c) puso en duda la contemporaneidad y vinculación genética entre ambas unidades debido a la diferencia temporal de aproximadamente 20 Ma existente entre ambas.

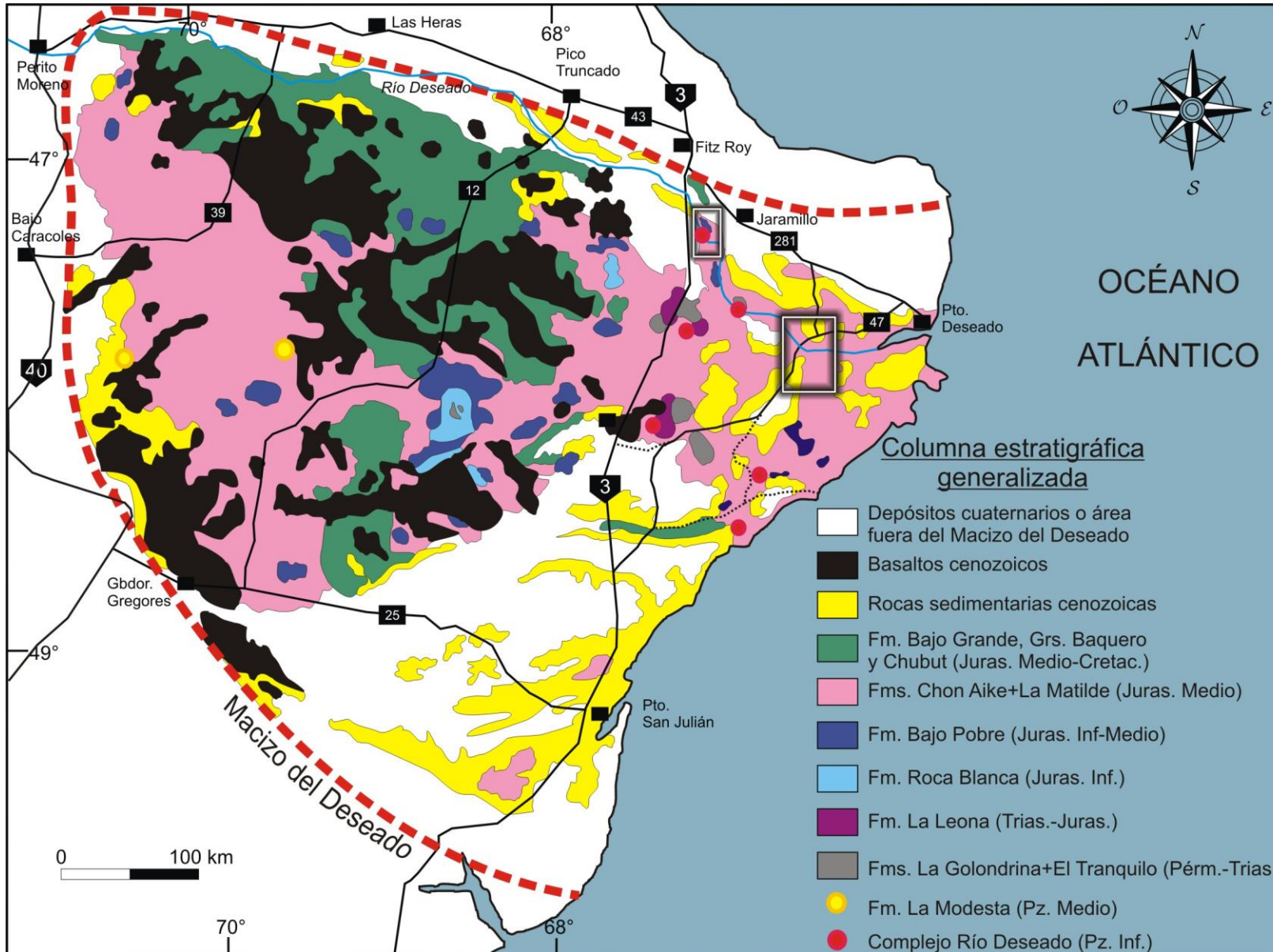


Figura 2.2. Mapa geológico y columna estratigráfica simplificada del Macizo del Deseado. Basado en Guido (2002)

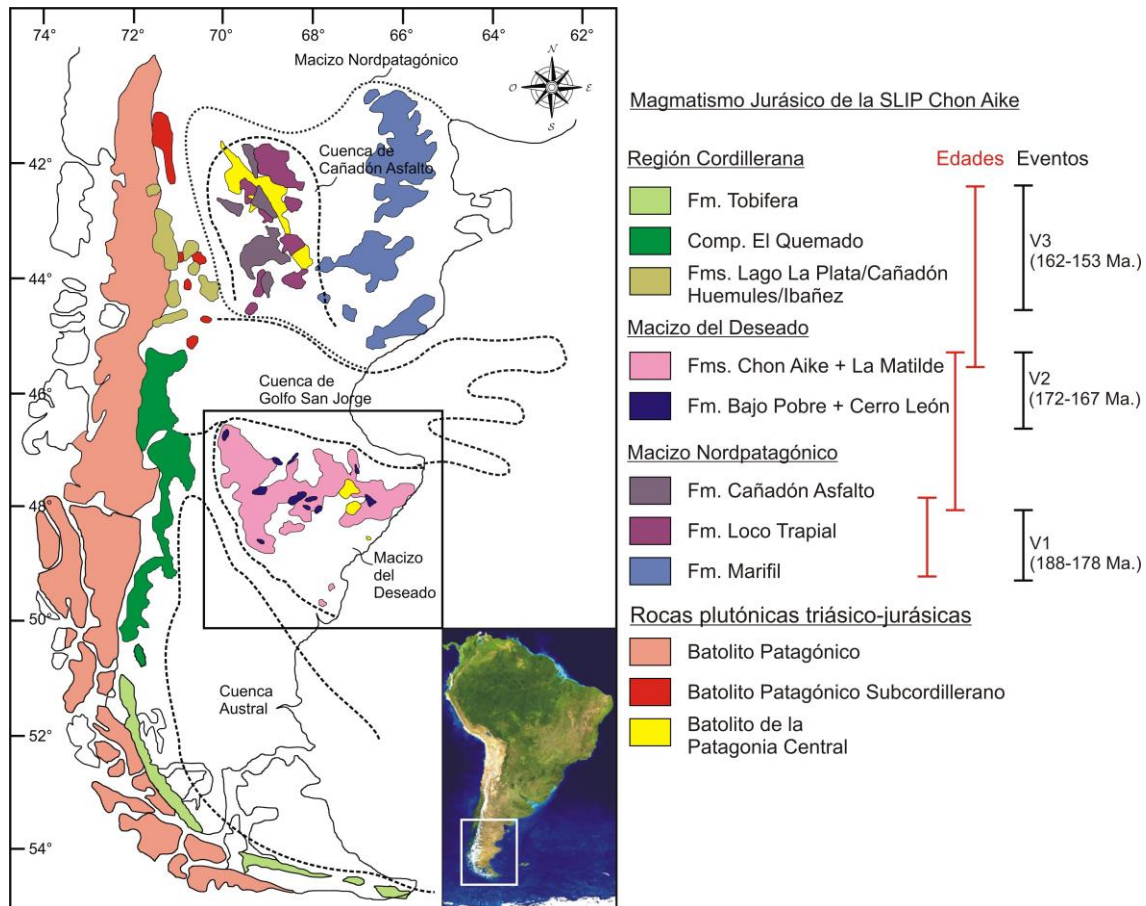


Figura 2.3. Mapa de la Patagonia argentino-chilena con la ubicación geográfica de los afloramientos de rocas magmáticas del Triásico y Jurásico en el contexto geológico de la región. Modificado de Bouhier *et al.* (2017).

Luego de la Formación Bajo Pobre, en una etapa de *syn-rift* tardío, se deposita la unidad suprayacente denominada Formación Chon Aike (Archangelsky, 1967), compuesta por grandes volúmenes de ignimbritas, cuerpos dómicos, diques, brechas y sedimentitas, de composición riolítica a riodacítica. Esta formación es la de mayor representación areal en el Macizo del Deseado (Fig. 2.2) y se encuentra suprayacida, en ocasiones interdigitada, por niveles de tobas de ceniza de caída depositados en ambientes subaéreos y subácueos, sedimentitas volcanogénicas y escasas ignimbritas de bajo grado de soldamiento, asignadas a la Formación La Matilde (Archangelsky, 1967).

En cuanto a la edad de estas unidades volcánicas ácidas, se dispone de numerosas dataciones radiométricas de la Formación Chon-Aike por métodos  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr y U-Pb, que indican un lapso que va desde  $177,8 \pm 0,8$  a  $148,8 \pm 3,6$  Ma. (Alric *et al.*, 1996; Féraud *et al.*, 1999; Zubia *et al.*, 1999; Pankhurst *et al.*, 2000; Guido, 2002; entre otros). Por su parte a la Formación La Matilde se le ha asignado una edad mesojurásica superior a suprajurásica inferior (Stipanovic y Reig, 1955), sobre la base de su contenido

fosilífero, en especial por el hallazgo del anuro *Notobatrachus degiustoi* Reig y de *Otozamites santacruzencis* Fer.

Originalmente estas rocas volcánicas jurásicas (Formaciones Bajo Pobre, Chon Aike y La Matilde) se agruparon en el Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello, 1972) por ser consideradas parte del gran ciclo efusivo del Jurásico Medio-Superior. De Giusto *et al.* (1980) y Panza *et al.* (1995) excluyeron del grupo a la Formación Bajo Pobre, la cual fue luego nuevamente incluida por Echeveste *et al.* (2001). Por otro lado Guido (2004a) propuso reemplazar el nombre de “Grupo Bahía Laura” por el de “Complejo Bahía Laura” y posteriormente Sruoga *et al.* (2008) agrupó a las tres unidades en el Complejo Volcánico Bahía Laura, nombre utilizado en este trabajo.

El origen de estas rocas volcánicas de intraplaca se encuentra directamente relacionado con los inicios de la fragmentación del Supercontinente de Gondwana, en momentos en que una anomalía térmica mantélica (Anomalía Térmica del Karoo) (superpluma?) habría impactado en la base del mismo. Esto generó un importante volumen de fundidos corticales que se mezclaron en parte con los fundidos mantélicos y dieron origen a magmas con características geoquímicas atípicas para el ambiente geotectónico en el que se generaron y emplazaron (Fig. 2.4). Se trata de magmas calcoalcalinos, con firmas de arco y relaciones isotópicas corticales (Pankhurst y Rapela 1995; Riley *et al.*, 2001). El Complejo Volcánico Bahía Laura, en conjunto con las rocas volcánicas jurásicas del resto de la Patagonia (Fm. Marifil, Gr. Loco Trapial, Fm. Cañadón Asfalto, Fm. Lago La Plata, Fm. Cañadón Huemules, Fm. Ibáñez, Cmp. El Quemado y Fm. Tobífera) y las de la península Antártica, conforman una de las provincias ígneas silíceas más importantes del mundo (SLIP) denominada Chon Aike, con más de 250.000 km<sup>3</sup> de material extruido en un lapso de ~30 Ma (Pankhurst *et al.*, 1998) (Fig. 2.4). De acuerdo a Pankhurst *et al.* (2000), las edades disponibles de estas rocas volcánicas jurásicas de la Patagonia evidenciarían una migración de NE a SO del magmatismo. Dicha migración comenzaría con un evento magmático denominado V1, y cuyas edades corresponden al rango de 188 a 178 Ma, el cual estaría representado por las Formaciones Marifil y Lonco Trapial en el Macizo Nordpatagónico. Luego un evento V2, de 172 a 167 Ma, cuya actividad estaría registrada en el Macizo del Deseado por las unidades del Complejo Volcánico Bahía Laura, y por último un evento V3, de 162 a 153 Ma, con las unidades apostadas en la región cordillerana (Complejo El Quemado, Formación Tobífera, Formaciones Ibáñez y Formación Lago La Plata). Si bien, de acuerdo a las dataciones disponibles, existe una tendencia general que apoya la

propuesta realizada sobre una migración del magmatismo de noreste a suroeste, existe traslape entre edades y ubicaciones geográficas. Es ejemplo de esto la Formación Cañadón Asfalto, cuyas edades se asemejan al evento V2 (~174 -160 Ma) (Bouhier *et al.*, 2017; Hauser *et al.*, 2017), pero su ubicación latitudinal es la del V1. Por otro lado, en el Macizo del Deseado, sector cuyo registro debería restringirse al evento V2, la Formación Cerro León (dioritas asociadas a la Formación Bajo Pobre) registran edades aproximadas de 180 Ma (Guido *et al.*, 2004c), similares al V1. Asimismo en la Cordillera Patagónica Austral la Formación Tobífera, representante del evento V3, registra edades tan viejas como  $171.8 \pm 1.2$  (Pankhurst *et al.*, 2000), similares al V2 (Fig. 2.3). Por lo tanto, si bien la propuesta de una aparente migración general del magmatismo de NE a SO sigue vigente, los límites temporales y geográficos son tentativos.

A escala global la SLIP Chon Aike se asocia genéticamente con las provincias ígneas de Karoo y Ferrar, emplazadas en los continentes africano y antártico oriental respectivamente, aunque presenta una extensión temporal marcadamente mayor, con aproximadamente 35 Ma de actividad, en comparación con la actividad magmática restringida a un lapso de 1 Ma en las otras dos LIPs (Fig. 2.4).

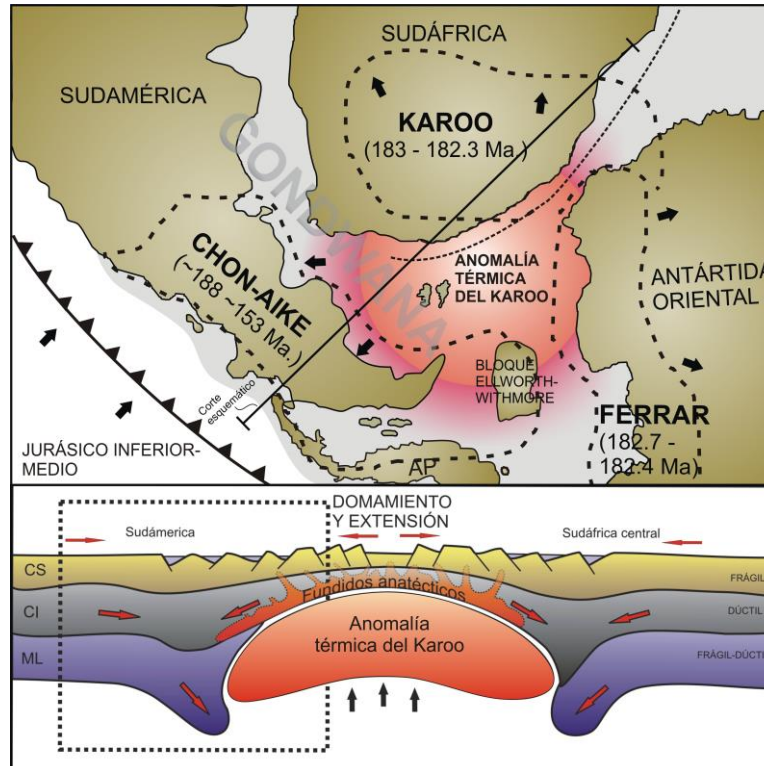


Figura. 2.4. Reconstrucción de Gondwana durante el Jurásico Inferior-Medio y un corte esquemático de la extensión cortical provocada por el ascenso de una anomalía térmica mantélica. Modificado de Navarrete *et al.* (2016).

Por sobre estas rocas volcánicas jurásicas se encuentra una unidad conformada por areniscas y conglomerados con abundante participación piroclástica, tobas y tufitas, agrupadas en la Formación Bajo Grande (Lesta, 1969). En un principio esta unidad fue asignada por varios autores (Di Persia, 1956; Lesta, 1969 entre otros) al evento sedimentario de edad cretácica conocido como Grupo Chubut (Lesta y Ferello, 1972), mientras que otros la vincularon con la Formación La Matilde (Archangelsky, 1967; Braccacini, 1968). Por su parte Hechem y Homovc (1988) propusieron incluirla dentro del Grupo Bahía Laura al interpretarla paleoambientalmente como los depósitos de flujos laháricos, abanicos aluviales y sistemas fluviales contemporáneos con el evento volcánico jurásico. La ubicación estratigráfica de esta unidad es imprecisa.

Posteriormente, un evento compresivo de magnitud regional afectó a la región en el Cretácico Inferior (Giacosa *et al.*, 2010) y generó el plegamiento de las unidades previamente mencionadas, dando lugar a una fuerte discordancia angular existente entre la Formación Bajo Grande y la unidad que le suprayace denominada Grupo Baqueró (Cladera *et al.*, 2002). Esta última está constituida por tres formaciones conocidas como Anfiteatro de Ticó, Bajo Tigre y Punta del Barco, las cuales se componen en los niveles inferiores de escasos conglomerados, areniscas, limolitas y arcillitas, mientras que las unidades superiores muestran una típica alternancia de cineritas blanquecinas con tobas más resistentes (comúnmente con desarrollo de paleosuelos) y niveles de conglomerados y areniscas gruesas.

Recientemente se han obtenido edades precisas U-Pb en zircones de la Formación Anfiteatro de Ticó ( $118,23 \pm 0,09$  en Perez Loinaze *et al.*, 2013), Bajo Tigre ( $116,85 \pm 0,26$  en Passalia *et al.*, 2016) y de la Formación Punta del Barco ( $114,67 \pm 0,18$  en Césari *et al.*, 2011) que restringen al grupo al Aptiano.

Las unidades cretácicas que le suprayacen poseen mayor desarrollo en la porción norte del Macizo del Deseado, en estrecha vinculación con el desarrollo de la Cuenca del Golfo San Jorge y se agrupan en el Grupo Chubut (Lesta y Ferello, 1972). A grandes rasgos esta unidad está conformada por una secuencia predominantemente piroclástica, integrada por tobas finas asociadas con areniscas tobáceas finas a gruesas, conglomerados lenticulares e intercalaciones de limolitas y arcillitas. En el MD el Grupo Chubut está representado por tres de las cinco unidades que integran el grupo en

la Cuenca del Golfo San Jorge, las que de abajo hacia arriba son: Formación Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios.

La edad de parte de este grupo se ha precisado en los últimos años mediante dataciones radiométricas U-Pb en circones por método SHRIMP, restringiéndolo al lapso Albiano-Cenomaniano (Suárez *et al.*, 2014).

Durante el Cretácico Superior, y posiblemente hasta el Paleógeno, se producen eventos efusivos básicos correspondientes a la Formación Basalto Las Mercedes (Panza, 1982), los que se apoyan en discordancia angular sobre las sedimentitas del Grupo Baqueró y son cubiertos con la misma relación de contacto por los basaltos de la Formación Basalto Alma Gaucha o por la Formación Monte León (Panza *et al.*, 2005 y citas incluidas). Litológicamente corresponden a basaltos olivínicos macizos a microvesiculares.

A fines del Cretácico y comienzos del Paleoceno se produce en la región la primera ingresión marina atlántica, representada por la Formación Salamanca (Lesta y Ferello, 1972) y restringida al sector nor-oriental del macizo. Se trata de areniscas coquinoides, coquinas, areniscas glauconíticas y escasas pelitas con abundante contenido fosilífero de invertebrados marinos, microfósiles y dientes de seláceos. La edad de la unidad difiere según los autores, siendo asignada al Maastrichtiano por Barcat *et al.* (1989) y al Paleoceno inferior por Sciutto *et al.* (2008). Dataciones recientes por método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de un basalto que le suprayace (67.3 Ma) y U-Pb de la unidad que le sobreyace ( $61.984 \pm 0.041$ -Grupo Río Chico) indican una edad daniana para la Formación Salamanca (Clyde *et al.*, 2014)

Concordantemente por encima de la Formación Salamanca se depositan los elementos del Grupo Río Chico (Feruglio, 1949; Legarreta y Uliana, 1994; Raigemborn *et al.*, 2010). Esta unidad, de origen continental, se depositó esencialmente en ambientes fluviales con escasa presencia de pantanos y lagunas, y se compone litológicamente de areniscas finas a medianas, en ocasiones tobáceas, tobas varicolores con escasas intercalaciones de arcillitas (Panza *et al.*, 2005), asignadas la Paleoceno superior (Marshall *et al.*, 1977 y citas incluidas). Hacia arriba estratigráficamente, en contacto levemente erosivo, se encuentra el Grupo Sarmiento (Simpson, 1941), compuesto principalmente por piroclastitas pelíticas y areniscas tobáceas intercaladas. El ambiente de depositación habría sido predominantemente subaéreo, evidenciado por la presencia de numerosos niveles de paleosuelos, mientras que la depositación subáerea se haya

subordinada. La edad de la unidad está determinada sobre la base del abundante contenido de mamíferos fósiles, que ha permitido separar cuatro edades mamífero, de las cuales la más representada en el Macizo del Deseado es la edad mamífero Deseadense del Oligoceno inferior (34 a 37 Ma. según Marshall *et al.*, 1977).

Sobre esta unidad se encuentran los depósitos correspondientes a las transgresiones marinas del Atlántico, asignados a la Formación Chenque o Monte León (Bellosi, 1990; Bertels, 1970), cuya edad ha sido tratada en numerosos trabajos variando entre el Eoceno y el Mioceno. En el ámbito de la cuenca del Golfo San Jorge, Bellosi y Barreda (1993) la acotaron al Mioceno inferior (25,5-16,5 Ma) utilizando fósiles, ciclos de variaciones eustáticas mundiales y dataciones radiométricas. Le suprayacen los depósitos continentales del Mioceno inferior a medio (Marshall y Pascual, 1978) de la Formación Santa Cruz (Ameghino, 1898), depositados en ambientes fluviales y eólicos relacionados a planicies costeras.

Por último, la columna estratigráfica se completa con los conocidos informalmente como “Rodados Tehuelches” o “Rodados Patagónicos”, constituidos por las Formaciones Mata Grande (Panza y de Barrio, 1989) y La Avenida (Panza, 1982), los cuales corresponden a mantos de gravas arenosas de origen fluvio-glacial del Plioceno superior - Pleistoceno inferior, que cubren a las unidades antes mencionadas.

Localmente existen numerosos eventos efusivos basálticos olivínicos neógenos y cuaternarios (Basalto El Pedrero, Cerro Mojón, Basalto La Angelita), los que se intercalan en la columna estratigráfica con las últimas unidades descriptas y cuyo origen estaría vinculado con la existencia de una ventana astenosférica generada durante la subducción de la dorsal de Chile (punto triple de Chile) (Ramos y Kay, 1992; Kay *et al.*, 2004; entre otros). Mientras que basaltos similares y contemporáneos ubicados en otros sectores de la Patagonia han sido propuestos además como originados por una flexura del manto de transición hidratado que se funde por descompresión en momentos en que la subducción se acelera y su ángulo disminuye (Honda *et al.*, 2006; Orihashi *et al.*, 2010).

## **2.2. GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA DE LOS ALREDEDORES DE PASO GREGORES**

### **2.2.1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES**

La zona de trabajo ubicada en las inmediaciones del paso Gregores (cruce del Río Deseado por ruta pcial. N° 47), cubre un superficie aproximada de 800 km<sup>2</sup>, la cual expone rocas volcánicas jurásicas asignadas al Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL) (Sruoga *et al.*, 2008) en aproximadamente un 60% de su superficie, mientras que el 40% restante, se encuentra cubierto por rocas cenozoicas del Grupo Río Chico (Raigemborn *et al.*, 2010) y Formación Chenque (Bellosi, 1990).

La unidad objetivo de este trabajo es el Complejo Volcánico Bahía Laura, por lo que a continuación se sintetizarán sus antecedentes más relevantes de esta en el sector estudiado, los cuales son escasos y se limitan a Sruoga y Palma (1986) y Giacosa *et al.* (1998). El primero conforma el principal trabajo de detalle de la región y se incluyen en una tesis doctoral de escala regional que involucró gran parte de la zona norte del Macizo del Deseado (Sruoga 1989). En esta se efectuó una transecta oeste-este desde el sector pre-cordillerano hasta la costa atlántica e incluye determinaciones litológicas/petrográficas generales de grandes áreas, análisis geoquímicos que conforman uno de los primeros antecedentes para la región e incorpora un mapa de litofacies volcánicas de la margen norte del río Deseado. Específicamente en los alrededores del área de Paso Gregores se reconocen múltiples facies piroclásticas y volcano-sedimentarias, como así también tres posibles centros eruptivos conformados por cuerpos dómicos que constituyen los cerros Laciár, Moro y Loma de los Baguales. Estos fueron postulados como cuerpos lávicos que sellaron los tres centros eruptivos principales que dieron origen al gran volumen de rocas volcánicas de la región, aunque, se planteó la necesidad la existencia de otros centros eruptivos dado el gran volumen de rocas volcánicas extruidos en la región.

Por otra parte Giacosa *et al.* (1998), realizaron el levantamiento geológico del área enmarcado en la realización de la Hoja Geológica 4766-III/IV Puerto Deseado, del Servicio Geológico Minero Argentino. En este trabajo se llevó a cabo el mapeo geológico regional de escala 1:250.000, lo que conforma el primer mapa geológico a esa escala de la región, en el cual las determinaciones litológicas y estructurales son generales debido a la escala del trabajo. Debido a esto, la zona del área de Paso Gregores fue descripta en forma amplia como ignimbritas riolíticas interestratificadas

con brechas, aglomerados, tobas e interestratificaciones de areniscas y tufitas carbonosas (Fig. 2.5).

Por lo tanto y de acuerdo a lo mencionado hasta aquí, no se han llevado a cabo estudios detallados de las rocas volcánicas jurásicas del área de Paso Gregores, lo que genera un bajo grado de conocimiento geológico del área.

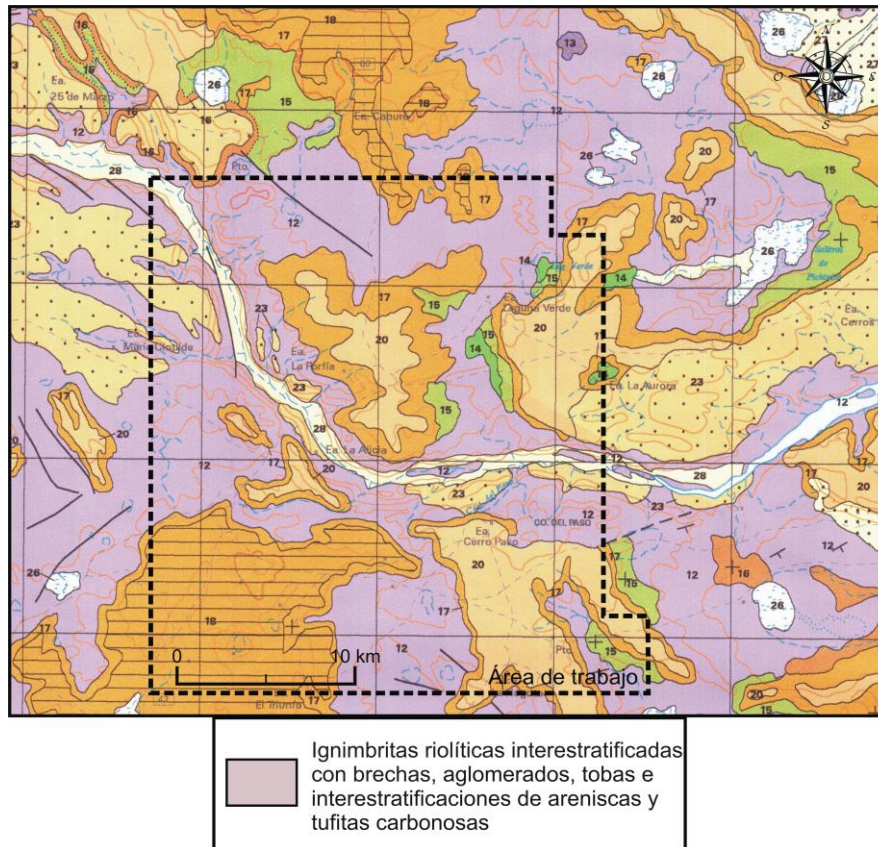


Figura 2.5. Mapa geológico actual del área de trabajo en los alrededores de Paso Gregores. Extraído de Giacosa *et al.* (1998).

En este trabajo de tesis se pretende mejorar el grado de conocimiento geológico de la unidad en el área de Paso Gregores, para lo cual se llevó a cabo una caracterización macro y microscópica detallada de la totalidad de las litofacies volcánicas aflorantes, como así también un mapeo geológico de alta resolución del sector. Finalmente y sobre la base de los datos generados en los trabajos antes mencionados, se modelaron los mecanismos eruptivos que dieron origen a las rocas volcánicas jurásicas.

### 2.2.2. CARACTERIZACIÓN DE LAS LITOFACIES VOLCÁNICAS

Para la caracterización de las rocas volcánicas del área se ha llevado a cabo una diferenciación de litofacies que hacen referencia a características texturales,

estructurales, composicionales, etc., sin incluir connotaciones genéticas. Estas litofacies fueron agrupadas de acuerdo a su correspondencia con categorías genéticas mayores que, siguiendo la propuesta modificada de Rocher y Vallecillo (2014), incluye: Lavas, Diques piroclásticos, Ignimbritas y Brechas co-ignimbríticas, Depósitos de caída piroclásticos y Depósitos volcanoclásticos resedimentados.

La codificación de litofacies fue tomada de los trabajos de Branney y Kokelaar (2002) y Rocher y Vallecillo (2014), y en los casos en que fue necesario se crearon nuevos códigos manteniendo las nomenclaturas de los trabajos citados.

Las litofacies de rocas coherentes no fragmentarias (coladas lávicas, domos y diques) se definen en primer lugar sobre la base de su composición y, posteriormente, por diferencias texturales. Para las rocas ácidas de este grupo de rocas fue necesario crear códigos de litofacies que incluyen las litofacies **cr** (riolitas coherentes), **cfvR** (riolitas coherentes con foliación de flujo vitrofíricas), **cfdr** (riolitas coherentes con foliación de flujo desvitrificadas) y modificar la litofacies **BrR** (Brecha riolítica) de Rocher y Vallecillo (2014) por la **BrRI** (brecha riolítica lávica), las que se suman a la litofacies **cfR** (riolitas coherentes con foliación de flujo) tomada de Rocher y Vallecillo (2014). Para las rocas coherentes de composición intermedia se han creado los códigos **ca** (andesitas coherentes finas), **cgA** (andesitas coherentes gruesas) y **brA** (brecha andesítica autoclástica).

Para las rocas piroclásticas ha sido necesario crear los códigos, **lemLT** (toba lapillítica con textura eutaxítica rica en litoclastos), **rheomLLT** (toba lapillítica reomórfica con litofisas), **mTpell** (toba de ceniza maciza con pellets acrecionales) y **//scT** (toba de ceniza con laminación convoluta); las que se suman a las **mLT** (toba lapillítica maciza), **emLT** (toba lapillítica eutaxítica maciza), **lava-likeT** (toba con fábrica *lava like*), **dbLT** (toba lapillítica difusamente estratificada), **rheomLT** (toba lapillítica reomórfica maciza) y **//sT** (toba de ceniza con laminación paralela) de Branney y Kokelaar (2002). En tanto que de Rocher y Vallecillo (2014) se han modificado la litofacies de **MBr** a **MsBr**, para describir los depósitos definidos como mesobrechas o brechas co-ignimbríticas o brechas (Lipman, 1976; Pittari *et al.*, 2008 y citas incluidas). Por otro lado, se ha creado la litofacies **MgBr** para identificar los afloramientos que han sido interpretados como megabrechas (Lipman, 1976).

En lo que respecta a los depósitos volcanoclásticos resedimentados y tomando como base al trabajo de Rocher y Vallecillo (2014), se han creado los códigos **Gb**

(conglomerado difusamente estratificados), **SGs** (areniscas conglomerádicas estratificadas), las que se suman a la **Ss** (arenisca estratificada) de los autores mencionados.

Para la descripción granulométrica de los componentes de las rocas volcanoclásticas primarias se han seguido los límites propuestos por Murcia *et al.* (2013) para depósitos volcanoclásticos antiguos, mientras que para los depósitos volcanoclásticos re-sedimentados se han seguido los límites granulométricos de White y Houghton (2006). Por su parte para la clasificación del tipo de componente de los depósitos piroclásticos se ha utilizado la clasificación genética sintetizada por McPhie *et al.* (1993).

Códigos utilizados para las litofacies

A—Andesita	g—Gruesa	l—Alto contenido en litoclastos
R—Riolita	v—Vítreo/vitrofirico	L—Alto contenido de litofisas
T—Toba	d—Altamente desvitrificado	
LT—Toba Lapillítica	db—Estratificación difusa	
S—Arenisca	e—Fábrica eutaxítica	
G—Conglomerado	rheo—Fábrica reomórfica	
MsBr—Mesobrecha	lava-like—Fábrica como lava	
MgBr—Megabrecha	s—Estratificación	
br—Brecha	//s--Laminación paralela	
f—Foliación de flujo	//sc—Laminación convoluta	
m—Estructura maciza	pel—Pellets acrecionales	
c—Textura coherente	i—Cuerpo intrusivo	

Abreviaturas utilizadas en orden alfabético:

Ap = Apatito

Arc = Arcillas

Ax = Axiolita/Textura Axiolítica

Az = Azimut

Bax = Banda de textura axiolítica

Besf = Banda de textura esferulítica

Bf = Banda felsítica

Bi = Biotita

BM = Borde de mota

Cln = Caolinita

Cr = Cristobalita

Di = Dirección de inclinación

Esc = Microlitos tipo escopulitos

Esf = Esferulita/Textura esferulítica

Fk = Feldespato Potásico

Fmm = *Fiamme*

Fp = Fracturación primaria

Fs = Fracturación secundaria

Gl = Microlitos tipo globulitos

Hbl = Hornblenda

i = Inclinación

Ill = Illita

Long = Microlitos tipo longulitos

Lt = Litoclasto

Ltf = Litofisa

Ltva = Litoclasto volcánico ácido (para composiciones riolíticas)

Ltvb = Litoclasto volcánico básico (para composiciones básicas e intermedias)

Mrg = Microlitos tipo margaritos

Ox = Óxidos de hierro

PA = Pellets acrecionales

Pl = Plagioclasas

Pmz = Fragmentos pumíceos

Q = Cuarzo

Sn = Sanidina

Tr = Tridimita

Tri = Microlitos tipo triquitos

Trz = Triza

Trz Pum = Triza pumícea

Txt = Textura

Zr = Circón

## RESUMEN DE LITOFACIES

Categoría genética		Lito-facies	Descripción	Interpretación	
Lavas	Intermedias	cA	<p><b>Litología:</b> Andesita microporfírica compuesta por microfenocristales menores a 1 mm de plagioclasas y escasos anfíboles alterados, inmersos en una pasta fina compuesta por microlitos de plagioclasa y cristales de magnetita. Los microfenocristales de plagioclasas presentan rasgos de desequilibrio. Ocasionalmente contiene enclaves de granitoides con evidencias de asimilación.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Bloques de geometría irregular ubicados en el valle del río Deseado y en sus proximidades, cuyas dimensiones varían desde 70mx70m a 200mx400 m y espesores de 20m a 100m, los que resaltan notablemente de las rocas del entorno por sus tonalidades oscuras. Esta litofacies en ocasiones grada en la vertical y/o en forma lateral a la litofacies brA.</p>	<p>Flujo lávico andesítico de un evento magmático previo al dacítico-riolítico predominante en el área. Los afloramientos conforman fragmentos de grandes dimensiones que están englobados en ignimbritas y mesobrechas.</p> <p>Los enclaves de granitoides corresponden a fragmentos de rocas triásicas de la Fm. La Leona.</p>	Clastos de mega-brecha
		cgA	<p><b>Litología:</b> Andesita porfírica compuesta por fenocristales de plagioclasas y anfíboles de 1 a 4 mm inmersos en una pasta fina de microlitos de plagioclasa y cristales de magnetita. El porcentaje de cristalinidad ronda el 25%.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Bloques de geometría irregular ubicados en el valle del río Deseado, de dimensiones que se aproximan a los 200mx300m y con espesores entre 20m a 50m sin base aflorante. Estos resaltan notablemente de las rocas entorno por sus coloraciones oscuras.</p>	Ídem cA	
		brA	<p><b>Litología:</b> Brecha andesítica autoclástica compuesta por fragmentos angulosos de entre 5cm y 30cm, con ocasionales fragmentos de hasta 1,5 m.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Bloques de geometría irregular ubicados en el valle del río Deseado, de dimensiones que rondan los 100mx100m y de espesores entre 20 a 40 m sin base aflorante. Estos resaltan notablemente de las rocas entorno por sus coloraciones oscuras. Esta litofacies grada en la vertical y/o en la lateral con la litofacies cFA.</p>	Flujo lávico andesítico tipo "aa" de un evento magmático previo al dacítico-riolítico predominante en el área. Los afloramientos son fragmentos de grandes dimensiones que han quedado englobados dentro de ignimbritas y mesobrechas.	
	Ácidas	cR	<p><b>Litología:</b> Rioltas porfíricas compuestas por fenocristales de cuarzo, sanidina, biotita, escasa plagioclasa y ocasional hornblenda, inmersos en una pasta afanítica desvitrificada. Por sectores se presenta con estructuras de desvitrificación macroscópicas aisladas.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Como cuerpos intrusivos de geometría tabular con espesores de entre 2 a 8 m, y en las zonas centrales de potentes cuerpos de geometría globosa elongada con relaciones de superficie lateral:altura &lt;10. Frecuentemente se vincula espacialmente con las litofacies cfR, cfvR, cfdR y BrRl. Se ubican en numerosos sectores del área de estudio.</p>	Diques riolíticos y zonas macizas internas de cuerpos dómicos.	Domos y diques riolíticos
		cfR	<p><b>Litología:</b> Rioltas porfíricas compuestas por fenocristales de cuarzo, sanidina, biotita, escasa plagioclasa y ocasional hornblenda, inmersos en una pasta afanítica desvitrificada. Ocasionalmente con estructuras de desvitrificación macroscópicas aisladas.</p> <p><b>Estructura:</b> foliación de escala milimétrica a centimétrica en posiciones diversas que sugieren un comportamiento de flujo viscoso. Son abundantes los plegamientos disarmónicos.</p> <p><b>Ocurrencia:</b> potentes unidades (50 – 100 m) lateralmente restringidas desde los centros fisurales de emisión con relaciones de superficie lateral:altura &lt;10. Espacialmente vinculada con las litofacies cR, cfvR, cfdR y BrRl. Se ubican en numerosos sectores del área de estudio.</p>	Zonas internas y externas de cuerpos dómicos.	

	cfvR	<p><b>Litología:</b> Vitrófiro riolítico porfírico a microporfírico, ocasionalmente con fracturas perlíticas.</p> <p><b>Estructura:</b> Foliación milimétrica a centimétrica o maciza.</p> <p><b>Ocurrencia:</b> niveles con espesores de entre 2 a 7 m ubicados, por lo general, en la base de cuerpos de geometría globosa elongada, subyaciendo en ocasiones a la litofacies cfR. Se ubican en numerosos sectores del área de estudio.</p>	Zonas de alto contraste térmico en la base de cuerpos dómicos.	Domos y diques riolíticos
	cfR	<p><b>Litología:</b> Riolita fuertemente desvitrificada a esferulitas y litofisas que superan el 50% del volumen rocoso.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza a foliada</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Niveles de entre 1m a 5m ubicados en el sector inferior a central de cuerpos riolíticos de geometría globosa elongada y de relación superficie lateral:altura&lt;10.</p> <p>Habitualmente se encuentra suprayaciendo a niveles vitrofíricos de la litofacies cfvR, o bien como bandas intercaladas con la litofacies cfR en las zonas foliadas de los cuerpos lávicos. Se ubican en numerosos sectores del área de estudio.</p>	Zona que suprayace a los niveles de vitrófros en cuerpos dómicos o bien bandas de alta desvitrificación que se alteran con bandas vítreas en las zonas de fuerte foliación. La intensa desvitrificación indica altos contenidos de agua en el magma que favorece dicho proceso, como así también una retención efectiva de la temperatura.	
	BrRl	<p><b>Litología:</b> Brechas riolíticas monolitológicas lávicas.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Hacia el sector superior y lateral de cuerpos riolíticos de geometría globosa (relación superficie lateral:altura&lt;10). Espacialmente vinculada con la litofacies cfR y cR. Se ubican en numerosos sectores del área de estudio.</p>	Autobrechamiento por fragmentación (craquelado) de la superficie externa y fría de cuerpos dómicos durante su crecimiento.	
Diques piroclásticos	irheomLT	<p><b>Litología:</b> Toba lapillítica fenodacítica a fenoriolítica compuesta por vitroclastos mayores a 2 mm de morfología elongada como <i>flammas</i>, cristaloclastos de cuarzo, plagioclasas, biotita y escasos litoclastos de rocas volcánicas, inmersos en una matriz piroclástica compuesta por trizas vítreas colapsadas y polvo vítreo intersticial.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Cuerpos intrusivos de geometría tabular, con espesores de 15m a 150m y longitudes de hasta 2 km, cuyos afloramientos principales se encuentran al norte de la Ea. La Porfía, en proximidades de la ruta pcial. N° 66.</p>	Conductos eruptivos fisurales por los cuales fue extruido el material magmático fragmentado y que conformo los depósitos de tobas lapillíticas del área.	Conductos eruptivos fisurales
Ignimbritas y Brechas co-ignimbríticas	MsBr	<p><b>Litología:</b> Brechas clasto a matriz sostén pobremente seleccionadas compuestas por litoclastos de tamaños variables (5 cm a 3 m y ocasionales superiores a 20m) de rocas volcánicas previas y basamentales de morfología angulosa a subangulosa. La matriz es piroclástica rica en ceniza vítrea y fragmentos pumíceos. En general son de bajo grado de soldamiento y sólo en sectores puntuales presentan textura eutaxítica.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Capas potentes de hasta 200 metros continuos, que se ubican en la parte inferior de depósitos de tobas lapillíticas soldadas a las que gradan verticalmente. Por sectores se encuentran controlados por fallas. Se ubican en numerosos sectores del centro-oeste del área de trabajo, en proximidades al valle del río Deseado.</p>	Su textura, composición y relación de gradación con depósitos de tobas lapillíticas, sumado al control tectónico de su distribución, permite interpretarlas como depósitos proximales a partir de corrientes de densidad piroclástica que incorporaban bloques líticos del basamento pre-eruptivo y de la erosión de los conductos durante un clímax eruptivo, asociado a un colapso caldérico.	Ignimbritas y brechas asociadas a subsidencia por colapso volcánico tectónico
	mLT	<p><b>Litología:</b> Toba lapillítica pobremente seleccionada de textura vitroclástica a vitro-cristaloclastica compuesta por fragmentos pumíceos, cristaloclastos de cuarzo, sanidina, plagioclasa, biotita y litoclastos de rocas volcánicas.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Escasos afloramientos de poca potencia (1m – 3m) y de geometría mantiforme ubicados en el sector centro-oriental del área.</p>	La pobre selección y la carencia de estructura sugieren una depositación por agradación progresiva a partir de corrientes de densidad piroclástica concentradas, con una zona de límite de flujo dominada por el escape de fluidos (Branney y Kokelaar, 2002).	
	dbLT	<p><b>Litología:</b> Toba lapillítica pobremente seleccionada con estratificación difusa compuesta por fragmentos pumíceos, cristaloclastos de cuarzo, sanidina, plagioclasa, biotita y litoclastos de rocas volcánicas.</p> <p><b>Estructura:</b> Estratificación difusa</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Depósitos mantiformes de escasa</p>	La pobre selección y la presencia de una estratificación difusa sugieren una depositación por agradación progresiva a partir de corrientes de densidad piroclástica	

		<p>potencia (1,5-3 m) compuestos por estratos difusos de potencias entre 1m a 1,5m, los cuales muestran hacia el tope una concentración de fragmentos pumíceos de mayor tamaño.</p> <p>Es habitual que se encuentren disturbados tectónicamente de su posición original de depositación.</p>	<p>diluidas con una zona de límite de flujo dominada por procesos tractivos con o sin flujo granular (Branney y Kokelaar, 2002). La concentración de fragmentos pumíceos hacia el tope de los estratos es generado por tamizado cinético en el flujo. Su disposición espacial actual se debe a efectos volcano-tectónicos relacionados con el colapso de una caldera.</p>	
emLT	<p><b>Litología:</b> Toba lapillítica vitroclástica a vitro-cristaloclastica, con textura eutaxítica, pobremente seleccionadas, con moderado a alto grado de soldamiento (grado IV a VI) (Quane y Russel, 2005). Los cristaloclastos son de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita, mientras que los litoclastos corresponden a rocas volcánicas ácidas y básicas. Los <i>fiammes</i> se presentan fuertemente desvitrificados a texturas granofiricas, axiolíticas y esferulíticas, en tanto que la matriz sólo desarrolla textura felsítica con diversos grados de homogeneidad.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Potentes cuerpos mantiformes, posiblemente lobulados, con alta relación de aspecto e importantes variaciones laterales de espesor controladas por fallas y por la paleotopografía. Comúnmente los niveles de esta litofacies se encuentran disturbados tectónicamente dentro del sector delimitado por las estructuras mayores El Triunfo y El Caburé, mientras que hacia los sectores externos la deformación tectónica es menor. Esta litofacies es la más distribuida en el área de estudio.</p>	<p>La pobre selección y la carencia de estructura sugieren que su depositación se produjo por agradación progresiva a partir de corrientes de densidad piroclástica concentradas, controladas por una zona de límite de flujo en la que dominaba el escape de fluidos (Branney y Kokelaar, 2002). Habrían sido originadas por erupciones sub-plinianas con columnas eruptivas bajas o sin ellas. El control tectónico de los espesores y la disposición actual de los afloramientos, se interpretan como generados por estructuras volcano-tectónicas durante colapsos caldéricos de tipo <i>piecemeal</i> que limitaron depocentros independientes.</p>		<p>Ignim- britas y brechas asocia- das a subsidi- encia por colapso volca- no- tectóni- co</p>
lemLT	<p><b>Litología:</b> Toba lapillítica fenodacítica a fenoriolítica, lito-vitroclástica, pobremente seleccionadas con textura eutaxítica y moderado a alto grado de soldamiento (grado IV a V) (Quane y Russel, 2005). Los componentes y las estructuras de desvitrificación son similares a la litofacies emLT, aunque el contenido de litoclastos es marcadamente mayor.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Depósitos mantiformes de moderada potencia (20m-30 m) que se ubican en todos los casos observados suprayaciendo a facies de MsBr y por debajo de facies de emLT y rheomLT, constituyendo una facies transicional.</p> <p>Es habitual que, al igual que las litofacies con las que se asocia espacialmente, esta litofacies se encuentre con fuerte deformación tectónica.</p> <p>Los afloramientos de esta litofacies se encuentran distribuidos en numerosos sectores del área de estudio, aunque se concentran mayormente en la zona centro-occidental.</p>	<p>La pobre selección y la carencia de estructura sugieren una depositación por agradación progresiva a partir de corrientes de densidad piroclástica concentradas, con una zona de límite de flujo dominada por el escape de fluidos (Branney y Kokelaar, 2002). La abundante presencia de litoclastos y su ubicación entre facies de MsBr e ignimbritas (emLT) con contacto gradual, sugiere una disminución progresiva en el contenido de litoclastos hacia facies con contenidos bajos de estos. El grado de soldamiento menor que las facies que le suprayacen en contacto gradual, se explica por un efecto de enfriamiento generado por la incorporación de los litoclastos fríos (Pittari et al., 2008 y citas incluidas).</p> <p>Habrían sido originadas por erupciones sub-plinianas con columnas eruptivas bajas o sin ellas. Su disposición espacial actual se debe a efectos volcano-tectónicos relacionados con el colapso de una caldera.</p>		
rheomLT	<p><b>Litología:</b> Toba lapillítica vitroclástica fenodacítica a fenoriolítica, mal seleccionada y de alto a muy alto grado de soldamiento con marcada textura eutaxítica a foliada reomórfica. Es habitual la textura parataxítica y hacia los niveles de mayor soldamiento la coalescencia de <i>fiammes</i> comienza a insinuarse. Ocasionalmente se presentan incluyendo fragmentos autobrechados.</p> <p>Los componentes y las estructuras de desvitrificación</p>	<p>Depósitos generados por agradación progresiva a partir de corrientes de densidad piroclástica concentradas con una zona límite de flujo en la que la aglutinación inmediata de los piroclastos calientes y la fuerte cizalla producida inmediatamente por debajo</p>		

		<p>son similares a la litofacies emLT, aunque el porcentaje de cristaloclastos es menor</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Potentes depósitos de alta relación de aspecto, geometrías mantiformes, posiblemente lobulados, con importantes variaciones laterales de espesor controladas por fallas y por la paleotopografía. Se ubican esencialmente al norte y noreste del Río Deseado.</p> <p>Habitualmente dentro del sector delimitado por las estructuras mayores El Triunfo y El Caburé, los afloramientos de esta litofacies se encuentran fuertemente disturbados tectónicamente de su posición original de depositación, mientras que hacia los sectores externos la deformación es menor.</p>	<p>genera un flujo no particulado tractivo, en donde los piroclastos son fuertemente deformados durante la depositación (Branney y Kokelaar, 1992; Pioli y Rosi, 2005; Andrews y Branney, 2011). Las texturas parataxíticas y los plegamientos son productos del mismo flujo no particulado, el cual habría generado además el autobrechamiento del depósito por su capacidad de continuar fluyendo luego de que la corriente se haya disipado.</p> <p>Estos depósitos han sido generados a temperaturas muy altas, por encima de la de transición del vidrio, de modo tal que se propicia la aglutinación y deformación sindeposicional de los piroclastos (Andrews y Branney, 2005). Se los interpreta como producidos por erupciones tipo fontana baja sostenida o <i>boiling over</i>, sin desarrollo de columna eruptiva que genera la pérdida de calor magmático, bajo un estilo dominado por convección forzada (Doronzo, 2012). Su disposición espacial actual es atribuida a efectos volcanotectónicos relacionados con el colapso de una caldera.</p>	
	rheomLLT	<p><b>Litología:</b> semejante a la rheomLT con abundante desarrollo de litofisas y motas por desvitrificación (Riehle, 2015) en la matriz. Dentro de las motas se presentan cristales subhedrales a euhedrales de cuarzo con bandas de crecimiento concéntrico</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Depósitos mantiformes de moderada potencia (~15m) sin base aflorante. Se encuentran aflorando exclusivamente al norte de la estancia Laguna Verde.</p>	<p>El proceso de depositación generación y el tipo de erupciones que les dieron origen es similar a la litofacies rheomLT.</p> <p>La presencia de abundantes litofisas en la matriz del depósito se interpreta como resultado de un moderado a alto contenido de agua que favorece el proceso de desvitrificación que trae aparejado una generación de vapor de agua a sobrepresión, dando lugar a una segunda fase vapor (Riehle, 2015). El crecimiento de las litofisas se produjo a temperaturas por sobre la de transición del vidrio generando una deformación dúctil del entorno. Los cristales de cuarzo con bandas de crecimiento concéntrico se interpretan como el relleno de cavidades por cristalización a partir de la segunda fase vapor.</p>	Ignim- britas y brechas asocia- das a subsi- dencia por colapso volca- no- tectóni co
	Lava-likeT	<p><b>Litología:</b> Toba lapillítica vitroclástica fenodácítica a fenoriolítica, mal seleccionada, foliada y de muy alto grado de soldamiento. Ocasionalmente presenta venilleo de tridimita (?).</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Potentes depósitos de alta relación de aspecto, geometrías mantiformes y posiblemente lobulados, con importantes variaciones laterales de espesor controladas por fallas y por la paleotopografía. Su ubicación se restringe casi exclusivamente a la zona centro occidental del área de trabajo en las cercanías de las estancias La Alicia y</p>	<p>Depósitos generados por agradación progresiva a partir de corrientes de densidad piroclástica concentradas, con una zona límite de flujo con aglutinación inmediata del material piroclástico caliente. La fuerte cizalla por debajo de la zona límite de flujo genera la deformación y coalescencia sindeposicional de los vitroclastos (Branney y</p>	

		<p>La Porfía, habiéndose reconocido sólo un depósito menor en los alrededores de la estancia Cerro del Paso. Comúnmente los afloramientos de esta litofacies se presentan intensamente deformados tectónicamente en la zona central del área delimitada por las estructuras mayores El Triunfo, El Caburé y el lineamiento Laguna Verde, en tanto que hacia los sectores externos los escasos afloramientos se presentan en su posición original de depositación.</p>	<p>Kokelaar, 1992; Pioli y Rosi, 2005; Andrews y Branney, 2011). Se estima una temperatura de depositación cercana a los 900°C (Andrews y Branney, 2005), producto de erupciones tipo fontana baja sostenida o <i>boiling over</i>, bajo un estilo dominado por convección forzada (Doronzo, 2012), sin desarrollo de columna eruptiva. Las venillas rellenas de tridimita (?) son interpretadas como producidas por la liberación y expansión adiabática de vapor de agua producto del fuerte proceso de desvitrificación que afectó a los vitroclastos mayores luego de su colapso, a temperaturas por sobre la de transición del vidrio (Riehle, 2015). La disposición espacial actual de los afloramientos se debe a una deformación volcano-tectónica vinculada con el colapso de una caldera.</p>	
Depósitos de caída piroclástica	mT	<p><b>Litología:</b> Toba vítrea bien seleccionada compuesta de aproximadamente un 90% por ceniza, 5% de lapilli pumíceo fino y 5% de cristaloclastos. Las trizas vítreas se presentan con buena conservación de sus morfologías originales. <b>Estructura:</b> Maciza <b>Ocurrencia:</b> Depósitos de moderada a baja potencia (3 – 20 m) habitualmente vinculados con la litofacies mTpel.</p>	<p>La carencia de estructuras tractivas, la buena selección, las morfologías preservadas de las trizas vítreas y la falta de vinculación espacial con ambientes fluviales permiten interpretar a estos depósitos como generados a partir de la caída directa de ceniza en un ambiente subaéreo.</p>	Depósitos piroclásticos de caída sin-eruptivos
	//sT	<p><b>Litología:</b> Toba vítrea bien seleccionada compuesta en un 90% por ceniza, 5% de lapilli pumíceo fino y 5% de cristaloclastos. Presenta pequeñas trazas fósiles asignables a plantas. <b>Estructura:</b> Laminada y con ondulitas simétricas. <b>Ocurrencia:</b> Depósitos de baja potencia (1,5-3 m) y geometría tabular ubicados en el sector centro-sur del área, en cercanías de la estancia La Alicia y entre las estancias Cerro del Paso y El Triunfo. Los cuerpos se presentan disturbados de su posición original con inclinaciones entre 5 y 25° al SSE y SSO.</p>	<p>La ausencia de estructuras tractivas, la buena selección y la fina laminación que caracteriza esta litofacies permiten interpretarla como producto de caída directa y decantación de ceniza en un cuerpo de agua.</p>	
	//scT	<p><b>Litología:</b> Toba vítrea bien seleccionada compuesta en un 90% por ceniza, 5% de lapilli pumíceo fino y 5% de cristaloclastos. <b>Estructura:</b> laminación convoluta <b>Ocurrencia:</b> bancos de baja potencia (20 – 40 cm) intercalados entre niveles de tobas vítreas laminadas (//sT). Aflora entre las estancias Cerro del Paso y El Triunfo, con inclinaciones de hasta 25° al SSE.</p>	<p>La ausencia de estructuras tractivas, la buena selección y la fina laminación que caracteriza esta litofacies permiten interpretarla como producto de caída directa de ceniza volcánica en un cuerpo de agua. La laminación convoluta sumado a su ubicación intercalada entre depósitos similares con laminación paralela no deformada, permite interpretarlos como producto de deformación en estado blando, probablemente vinculados a eventos sísmicos asociados al volcanismo del sector (Branney y Kokelaar, 1994)</p>	
	mTpel	<p><b>Litología:</b> Toba vítrea bien seleccionada compuesta de aproximadamente un 90% por ceniza, 5% de lapilli pumíceo fino y 5% de cristaloclastos. Presenta estructuras acrecionales tipo pellets AP2 (Brown <i>et al.</i>, 2012) con estructura concéntrica y núcleo de ceniza, los cuales se preservan enteros y sólo en raras ocasiones</p>	<p>La carencia de estructuras tractivas, la buena selección, el predominio de pellets acrecionales enteros y la ausencia de vinculación espacial con depósitos de ignimbritas y sedimentarios de ambientes</p>	

		fragmentados. <b>Estructura:</b> Maciza <b>Ocurrencia:</b> Depósitos de baja potencia (1-3 m) y geometría tabular expuestos al suroeste de la estancia La Alicia	fluviales, permiten interpretar a estos depósitos como producto de la caída directa de ceniza en un ambiente subaéreo.	
Depósitos volcánico-clásticos resedimentados	Ss	<b>Litología:</b> Areniscas finas a gruesas bien seleccionadas compuestas por fragmentos líticos (litoarenitas) volcánicos angulosos de composición andesítica dominante; y areniscas medianas compuestas por cristales de cuarzo, feldspatos y líticos volcánicos inmersos en una matriz tobácea (areniscas tobáceas). <b>Estructura:</b> Estratificación paralela <b>Ocurrencia:</b> Escasos afloramientos de moderada potencia (5 – 50 m) con estratos tabulares de entre 5 y 20 cm de espesor de tendencia dominante granodecreciente, aflorantes en el sector centro-occidental del área de trabajo, en el valle del río Deseado y en sus proximidades.	Se interpreta como flujos acuosos no encausados (Miall, 2006) que retrabajan las rocas volcánicas expuestas por inestabilidades topográficas asociadas a un colapso caldérico.	Rellen o sedime nta- rio intercol ap-so y post- colapso
	SGs	<b>Litología:</b> Arenisca conglomerádica compuesta por fragmentos líticos subangulosos de hasta 3 cm inmersos en una matriz de arena fina a gruesa. <b>Estructura:</b> estratificada <b>Ocurrencia:</b> depósitos estratificados de baja potencia (3 – 10 cm) ubicados en la base de secuencias granodecrecientes, subyaciendo a la litofacies Ss. Geometrías tabulares en ocasiones con base erosiva. Se encuentran aflorantes en el valle del río Deseado, en el sector norte del área.	Se interpretan como niveles basales de flujos acuosos no encausados (Miall, 2006) que retrabajan las rocas volcánicas expuestas por inestabilidades topográficas asociadas a un colapso caldérico.	
	Gdb	<b>Litología:</b> Conglomerados mal seleccionados matriz sostén, compuestos por líticos volcánicos tamaño guijarro a canto ( <i>boulder</i> ), inmersos en una matriz arenosa tobácea gruesa. <b>Estructura:</b> Estratificación difusa <b>Ocurrencia:</b> Escasos afloramientos de moderada a baja potencia (1 – 15 m) de geometrías lenticulares y lobuladas con base erosiva. Se encuentran intercalados entre niveles de tobas de ceniza macizas (mT) o bien suprayaciendo en discordancia angular a ignimbritas.	Depósitos laháricos canalizados y de abanicos aluviales, depositados durante períodos <i>syn</i> -eruptivos e intereruptivos.	

Tabla 2.1. Resumen de las descripciones e interpretaciones de las litofacies reconocidas en el área de trabajo.

### 2.2.2.1. Descripción de las litofacies

#### 2.2.2.1.1. Lavas intermedias (Megabrecha)

Corresponden a cuerpos de rocas de morfología irregular y de tonalidades oscuras de varias centenas de metros, que afloran de manera saltuaria y aislada, englobados en rocas piroclásticas ácidas y sin base visible. Se concentran en el sector centro-occidental del área de trabajo, ocupando zonas del valle del río Deseado y sectores próximos a él, en los alrededores de las estancias La Alicia y La Porfía (Fig. 2.6).

Litológicamente se trata de rocas melanocráticas de textura porfírica a microporfírica compuestas por fenocristales de plagioclasa y anfíbol inmersos en una pasta afanítica, las cuales reúnen a tres litofacies asociadas: **ca** (andesitas coherentes finas), **gcA** (andesitas coherentes gruesas) y **BrA** (brecha andesítica autoclástica).

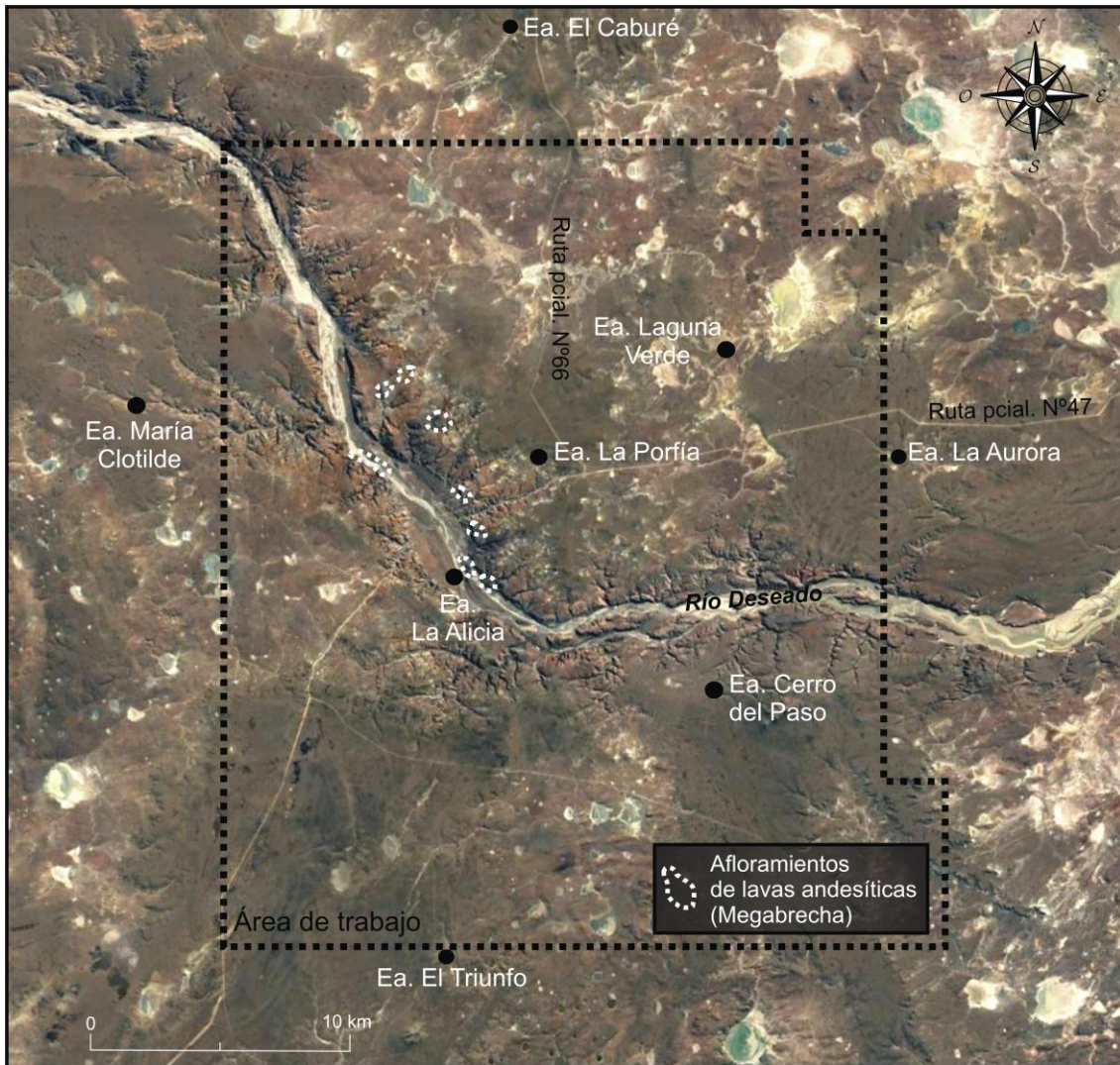


Figura 2.6. Ubicación de los afloramientos de lavas andesíticas sobre una imagen satelital tomada de *Google Earth*.

### **Andesitas coherentes finas (cA), andesitas coherentes gruesas (cgA) y brechas andesíticas autoclásticas (BrA)**

**Descripción:** La litofacies de **andesitas coherentes finas (cA)** ha sido identificada en proximidades de la estancia La Alicia y al suroeste de la estancia La Porfía. Se trata de cinco afloramientos inconexos que destacan del entorno por sus tonalidades oscuras contrastantes con el medio y cuyas dimensiones van desde los 50mx50m a los 400mx300 m. (Fig. 2.7). Estos cuerpos presentan contactos laterales netos con las rocas piroclásticas ácidas en las que se encuentran incluidos, sin evidencias de actividad tectónica (estrías o brechas tectónicas) (Fig. 2.8).

Litológicamente se describen como rocas finas de color negro y textura microporfírica con escasos microfenocristales (<2%) de plagioclasas y ocasionales anfíboles en una pasta afanítica (Fig. 2.9) Al microscopio se observan microfenocristales de plagioclasas y escasos anfíboles menores a 1 mm inmersos en una pasta fina de textura afieltrada a pilotáxica compuesta por microlitos de plagioclasas, con variable alteración a calcita, y opacos (magnetita). Los fenocristales de plagioclasa presentan, en ocasiones, texturas de desequilibrio tipo *sieve* (tamiz) que afectan tanto a los sectores externos como internos de los cristales. Los anfíboles (hornblenda?) por su parte se encuentran totalmente alterados a clorita y calcita (Fig. 2.9).

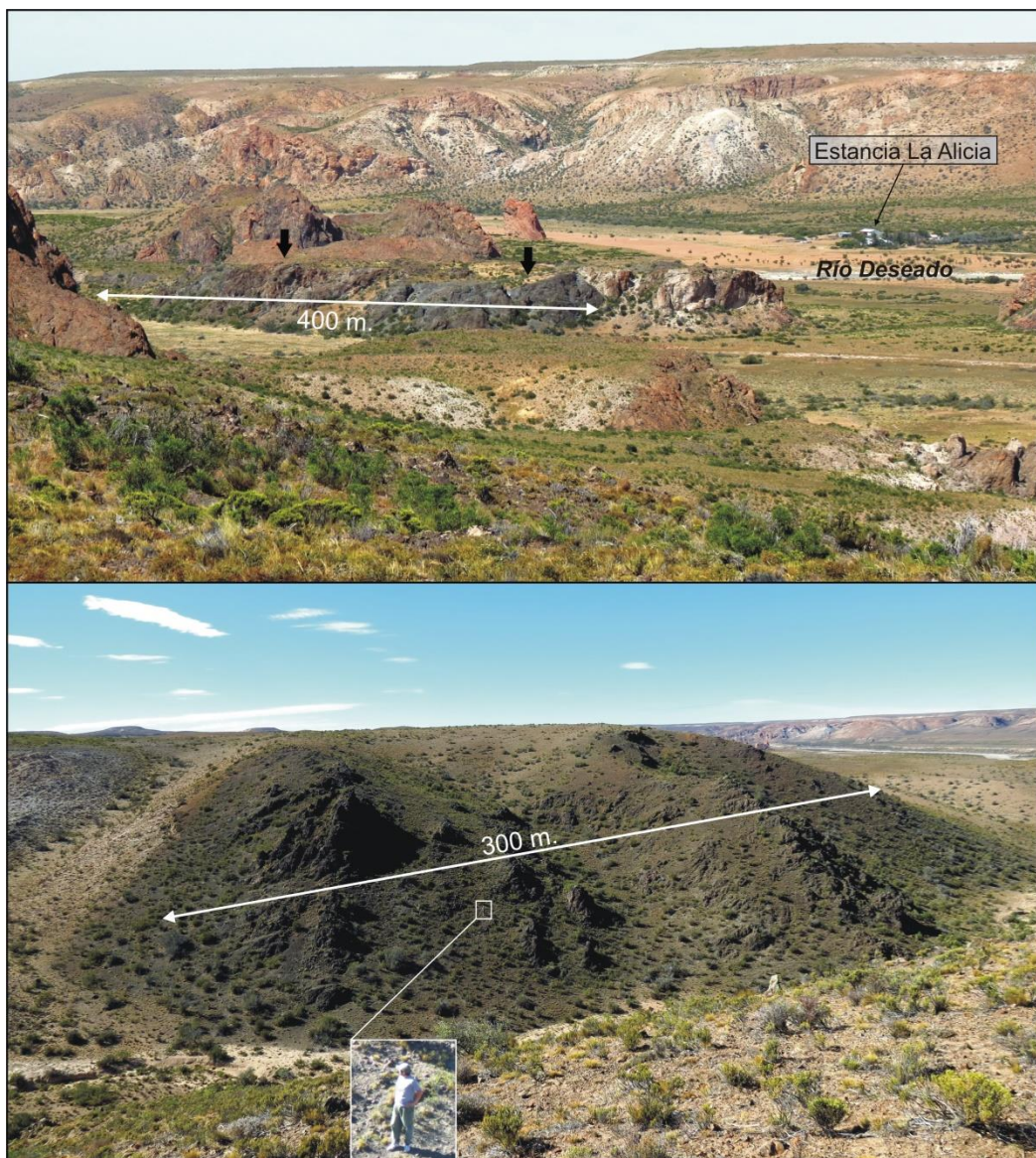


Figura 2.7. Afloramientos de andesitas en cercanías de la estancia La Alicia y La Porfía. En la imagen superior se indica el afloramiento con flechas negras y observa el casco de la estancia La Alicia a orillas del río Deseado y en la inferior una persona de escala.



Figura. 2.8. Contacto lateral neto entre las rocas andesíticas y las rocas piroclásticas (MsBr) que las engloban. No se observan evidencias de interacción tectónica entre ambos.

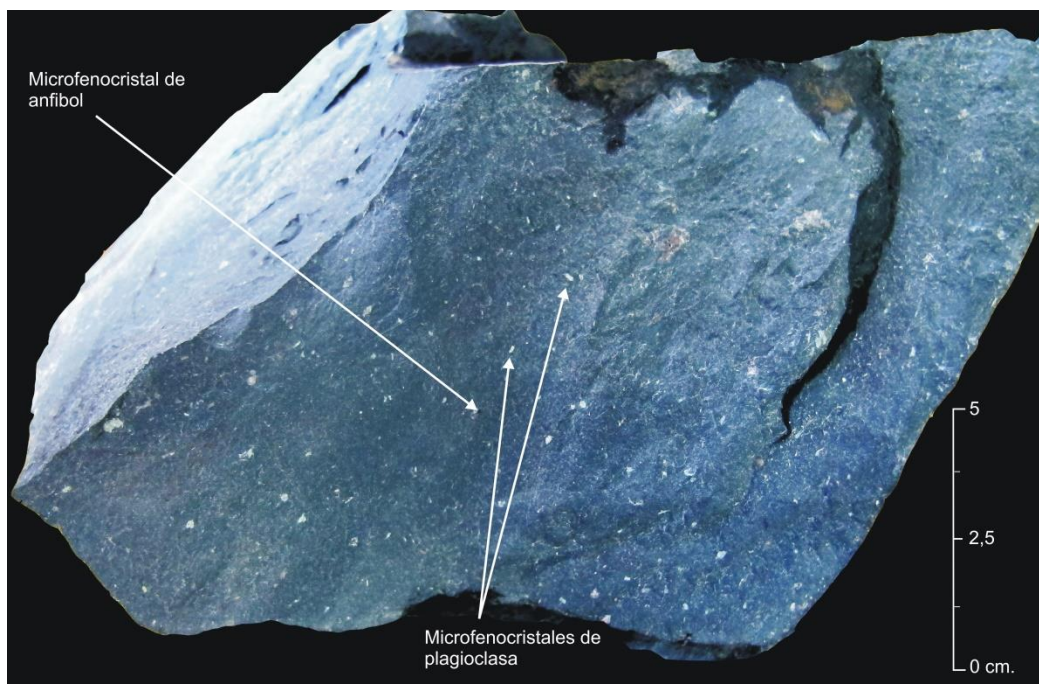


Figura 2.9. Andesita en muestra de mano. Se observan los escasos microfenocristales de plagioclasas y anfíboles.

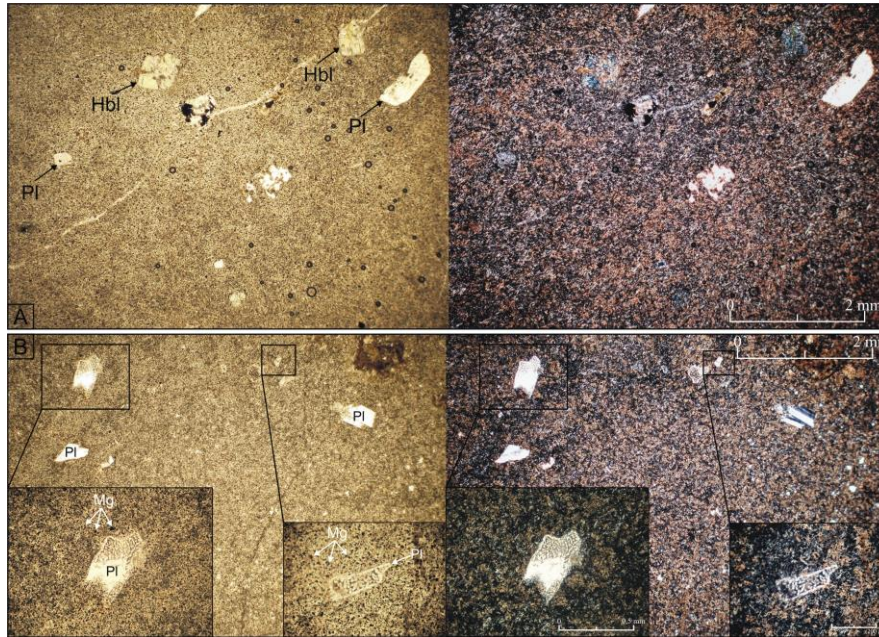
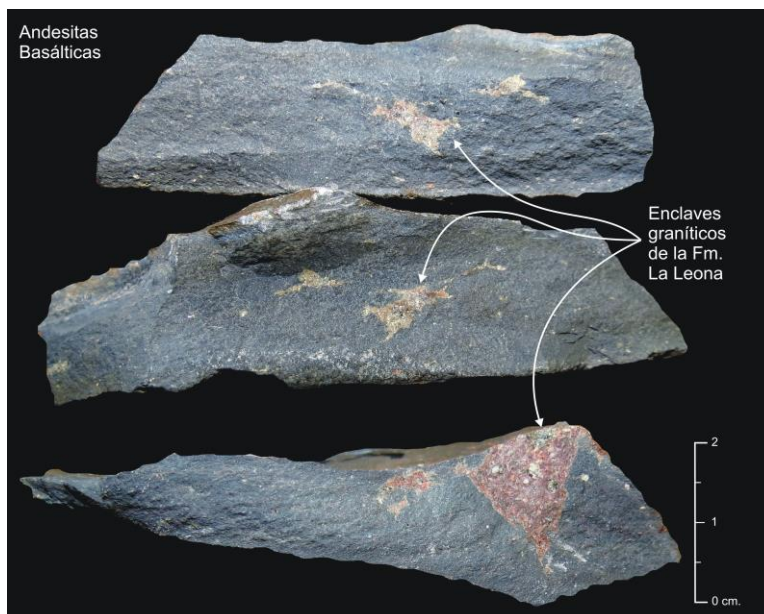


Figura 2.10. A. Microfotografía (arriba: 2,5X, abajo: 10X) de las andesitas con microfenocristales de plagioclasas y anfíbol (hornblenda) inmersos en una pasta compuesta por tablillas de plagioclasas y magnetita. B. Detalle de las texturas de desequilibrio tipo *sieve* en cristales de plagioclasa. Abreviaturas en pag. 30.

En el afloramiento mayor y más cercano a la estancia La Alicia se observan, incluidos en esta litofacies, fragmentos de rocas graníticas de grano fino y textura equigranular a porfírica, con bordes difusos y morfologías irregulares que evidencian un proceso de asimilación incompleto (Fig. 2.11). Al microscopio estos enclaves de granitoides son holocristalinos con bordes corroídos y están compuestos por cristales de feldespato potásico (ortosa), cuarzo y plagioclasa (Fig. 2.12). Son semejantes a las rocas graníticas



triásicas de la Formación La Leona (ver geología regional), que forma parte del basamento de la región y cuyos principales afloramientos se encuentran a unos 35 km. al NO.

Figura 2.11. Enclaves de granitoides asignables a la Fm. La Leona.

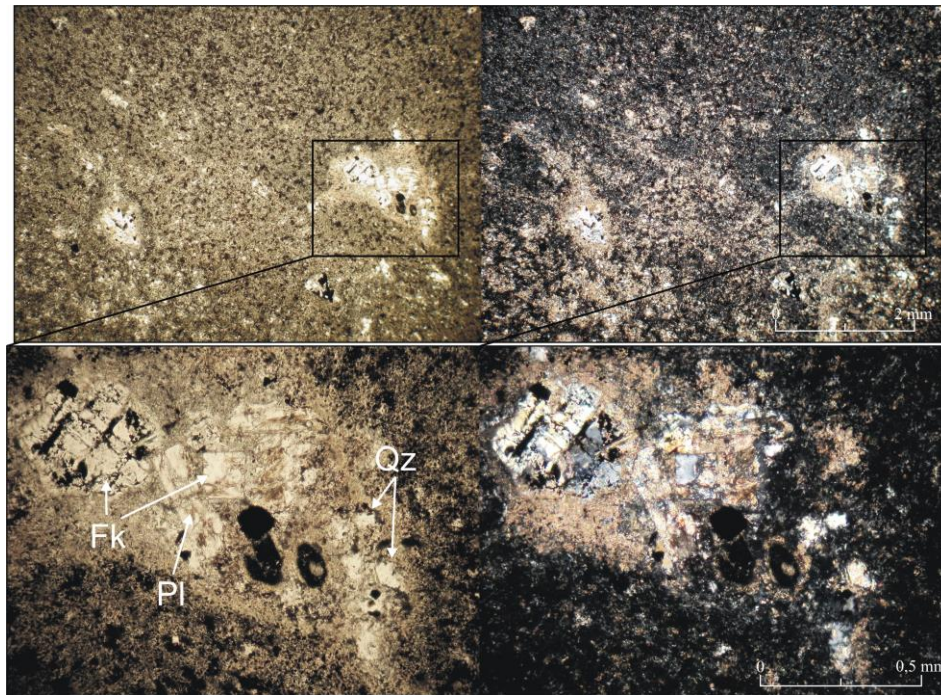


Figura 2.12. Microfotografía (arriba: 2,5X, abajo: 10X) de los xenolitos de la Fm. La Leona inmersos en las volcanitas de composición intermedia. Abreviaturas en pag. 30.

Por su parte la litofacies **andesitas coherentes gruesas (cgA)** se encuentra aflorando al noroeste de la estancia La Porfía y al igual que la litofacies previa (**ca**), se presenta aflorando de manera que se destaca del entorno por sus tonalidades oscuras y con dimensiones similares a las anteriormente mencionadas. Litológicamente, al igual que las previas, se trata de andesitas de texturas porfíricas con fenocristales de plagioclasa y anfíbol inmersos en un pasta afanítica oscura, aunque el tamaño de grano y el porcentaje de fenocristales es marcadamente mayor. En este caso los fenocristales de plagioclasa y hornblenda alcanzan tamaños de hasta 2mm, en un porcentaje que supera el 25% del volumen de la roca (Fig. 2.13).

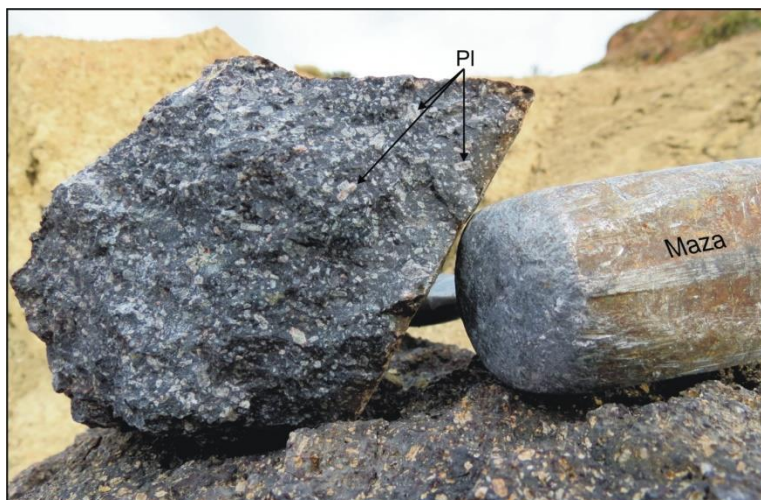


Figura 2.13. Detalle de las rocas andesíticas al noroeste de la estancia La Porfía. Maza de escala.

Bajo el microscopio se observa una textura porfírica compuesta por fenocristales de plagioclasa y hornblenda de hasta 2 mm inmersos en una pasta de textura seriada fina, afieltrada a pilotáxica, compuesta por microlitos de plagioclasa, magnetita y apatito como accesorio. Los fenocristales de plagioclasa se encuentran en ocasiones fuertemente alterados a calcita en sus sectores internos y con bordes límpidos o bien muestran una distribución alternante entre capas alteradas y límpidas que parecen evidenciar una zonación oscilatoria (Fig. 2.14 A), mientras que en otros casos se presentan con texturas de disequilibrio tipo *sieve* en los bordes (Fig. 2.14 B). Por su parte los anfíboles se encuentran alterados a clorita, calcita y con bordes resorbidos (Fig. 2.14 A).

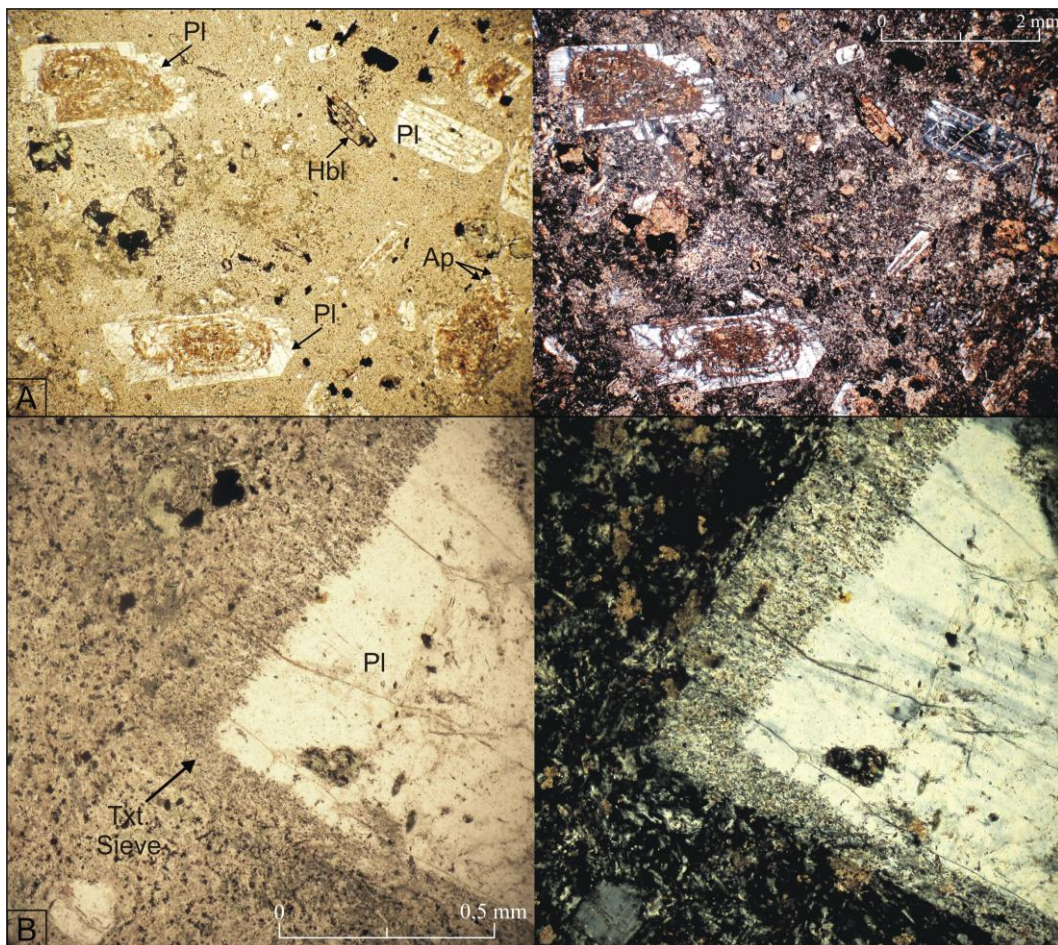


Figura 2.14. A. Microfotografía (2,5X) de una de las andesitas de la litofacies **cgA** que exhibe una textura porfírica seriada, con fenocristales de plagioclasas de hasta 2 mm y de hornblenda de 1 mm, inmersos en una pasta fina compuesta por plagioclasa, anfíbol y magnetita. Se observan cristales de apatito como accesorios. Las plagioclasas se muestran fuertemente alteradas en sus sectores internos y con bordes límpidos o bien con una alteración que se alterna con capas límpidas que parece responder a una zonación oscilatoria. Los fenocristales de hornblenda muestran bordes resorbidos. B. Detalle de otra andesita de la litofacies **cgA** en la que se observa el desarrollo de la textura *sieve* en el borde de un cristal de plagioclasa. Abreviaturas en pag. 30.

Por otro lado la litofacies de **brechas andesíticas autoclásticas (BrA)** se define como una brecha compuesta por fragmentos angulosos no vesiculados de andesitas inmersos en una roca de similares características (Fig. 2.15 A, B). Los fragmentos se presentan por lo general con tamaños inferiores a los 40 cm y sólo en ocasiones se encuentran bloques de hasta 1,5 metros. (Fig. 2.15 C). Esta litofacies se relaciona espacialmente con la litofacies de andesitas coherentes finas, a la cual gradada lateral y verticalmente.

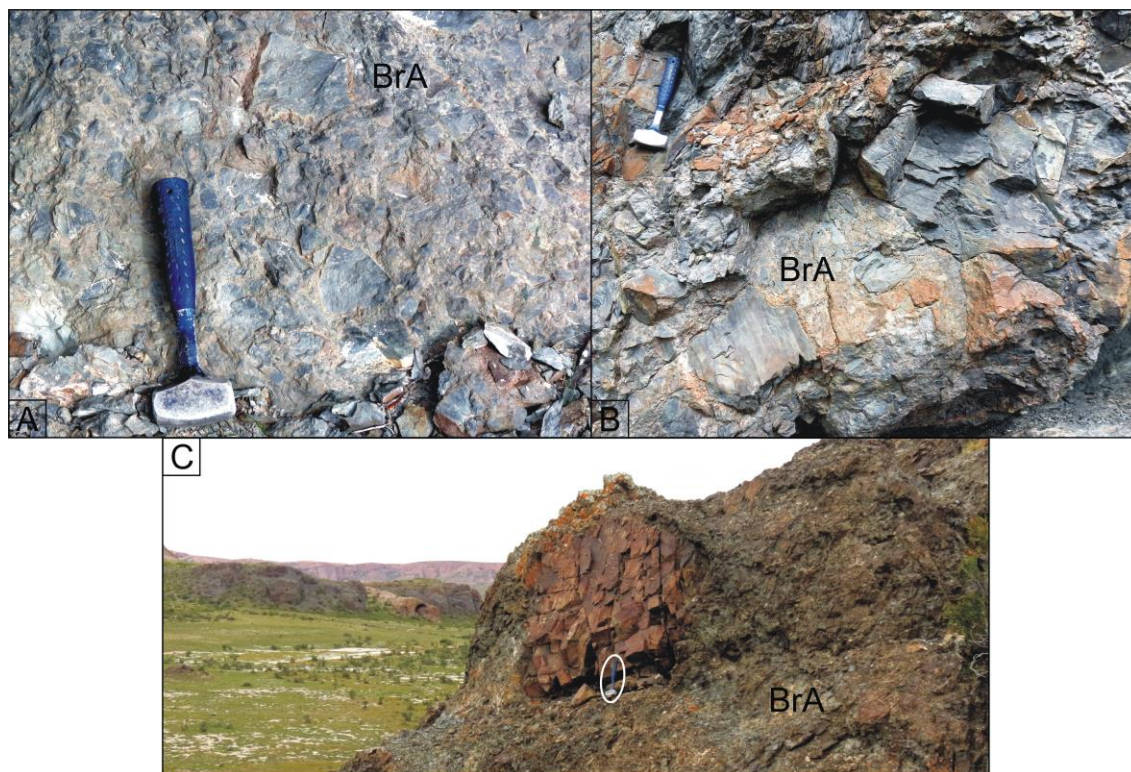


Figura 2.15. Brechas autoclásticas de andesitas. A-B Brechas autoclásticas compuestas por fragmentos menores a 40 cm. C. Fragmentos ocasionales de hasta 1,5 m. Martillo de escala.

**Interpretación (cA, cgA, BrA):** Teniendo en cuenta las características descritas para estas litofacies, se postula que corresponden a coladas lávicas andesíticas con diferentes comportamientos como parte de un mismo flujo como fue sugerido por MacDonald (1953), con zonas que se asemejan a coladas en bloque (brechas autoclásticas) y sectores macizos.

Por otro lado, las marcadas diferencias texturales (cantidad y tamaño de fenocristales) entre distintos cuerpos indican la existencia de distintos episodios que, debido a la falta de conexión física entre los afloramientos y de bases aflorantes, son imposibles de cuantificar y ordenar cronológicamente.

En lo que respecta a las evidencias de desequilibrio encontradas (Figs. 2.10 y 2.14), éstas sugieren la posible presencia de episodios de mezcla de magmas. La textura *sieve*

generada en los fenocristales de plagioclasa posee diversos orígenes que van desde eventos repentinos de despresurización magmática (Nelson y Montana, 1992), a crecimientos acelerados por un subenfriamiento (Anderson, 1984) o bien debido a la mezcla de magmas producida por la inyección en una cámara de magma de mayor temperatura y distinto quimismo (Murphy *et al.*, 2000; Tsuchiyama, 1985). En las rocas estudiadas, los fenocristales que presentan esta estructura muestran una afectación de los sectores internos (Fig. 4B), lo que sumado a la zonación oscilatoria interpretada (Fig. 8A), sugieren un proceso de recalentamiento y mezcla de magma producido por la inyección de un magma de mayor temperatura y basicidad que el que se encontraba en la cámara.

Con respecto a los fragmentos de granitoides asignables a la Formación La Leona encontrados en el cuerpo mayor, son interpretados como provenientes de la roca de caja que albergaba a la cámara magmática andesítica, señalando la posible existencia de un proceso de asimilación.

De acuerdo a la estratigrafía de la región, estos afloramientos de andesitas son asignados a la Formación Bajo Pobre, sin embargo el modo de yacer como bloques englobados en rocas piroclásticas (ignimbritas y mesobrechas que serán luego descriptas) sin evidencias de contactos tectónicos, permite interpretar a estos afloramientos como clastos de una **megabrecha** asociados a un colapso caldérico (Lipman, 1976).

#### **2.2.2.1.2. Diques piroclásticos**

Bajo esta clasificación genética se incluye a la litofacies **irheomLT** (toba lapillítica maciza, reomórfica e intrusiva), que conforma escasos afloramientos presentes en la zona norte y centro del área de trabajo. Los asomos mayores se presentan al noroeste de la estancia Laguna Verde al costado de la ruta provincial N°66, mientras que hacia el centro del área se encuentran dos cuerpos, el menor de ellos a unos 500 metros al norte de la estancia La Alicia, al lado de la ruta provincial N°47, mientras que el restante a unos 4 km al noroeste de este último y en cercanías del río Deseado (Fig. 2.16).

**2.2.2.1.2.a. irheomLT:** Toba lapillítica con fábrica reomórfica que aflora como cuerpos intrusivos tabulares sub-verticales de rumbo NO-SE y con espesores que van desde 4 a 50 metros. El afloramiento mayor, ubicado al norte del área de trabajo, en las inmediaciones de la ruta provincial N°66 (Fig. 2.16), posee un espesor aproximado de 50 metros y una longitud estimada de 3 km, y se encuentra intruyendo discordantemente

a depósitos de ignimbritas (Fig. 2.17 A, B). Litológicamente corresponden a rocas de tonalidades claras compuestas por cristaloclastos de cuarzo y feldespatos, escasos litoclastos volcánicos y *fiammes* que se destacan por su disposición vertical y sus longitudes que en ocasiones superan los 20 cm (Fig. 2.17 C). Este afloramiento se encuentra vinculado espacial y estructuralmente con un cuerpo lávico riolítico de geometría globosa que forma parte de una serie de cuerpos que serán abordados luego (Fig. 2.17 A). Un rasgo llamativo de los afloramientos de esta litofacies, es la morfología de los *fiammes*, los cuales poseen formas cilíndricas irregulares, con longitudes de varios centímetros y diámetros de escasos milímetros (Fig. 2.18), los cuales difieren de las formas discoidales habituales de estas estructuras vitroclásticas.

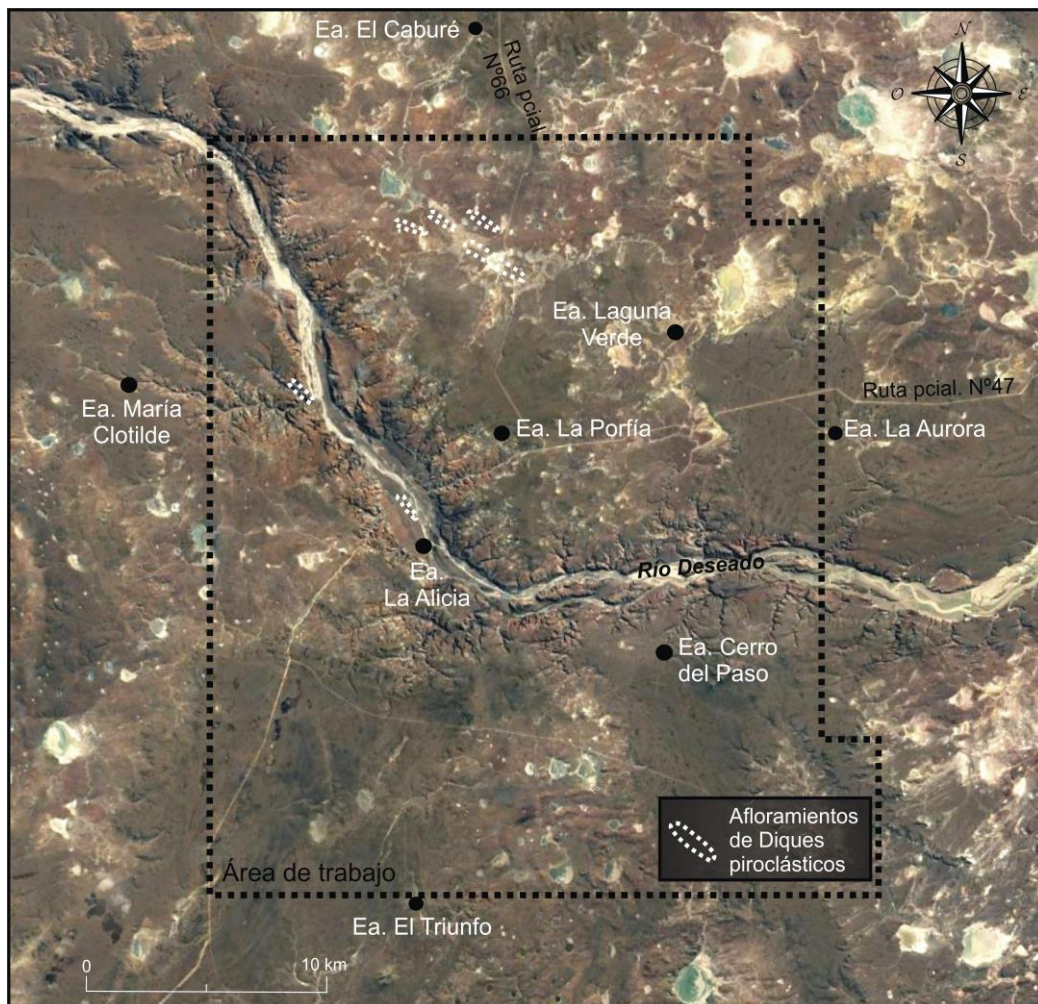


Figura 2.16. Ubicación de los afloramientos de diques piroclásticos sobre una imagen satelital tomada de *Google Earth*.

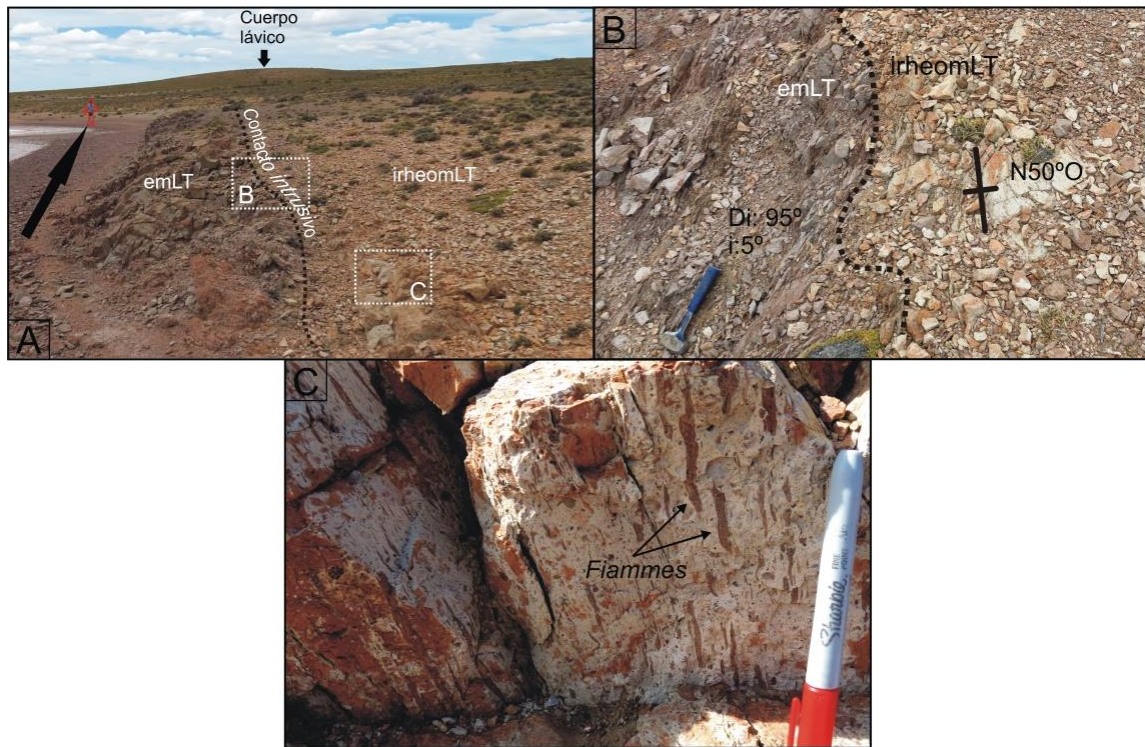


Figura 2.17. Afloramiento de la litofacies irheomLT ubicado al costado de la ruta pcial. N°66. A. Se observa su coloración clara que contrasta con la oscura de la ignimbrita que es intruida (emLT). Asimismo se observa la vinculación espacial con un cuerpo lávico de geometría globosa. Una persona señalada de escala. B. Detalle de la relación de intrusión discordante. C. Detalle de los *fiammes* en posición vertical.

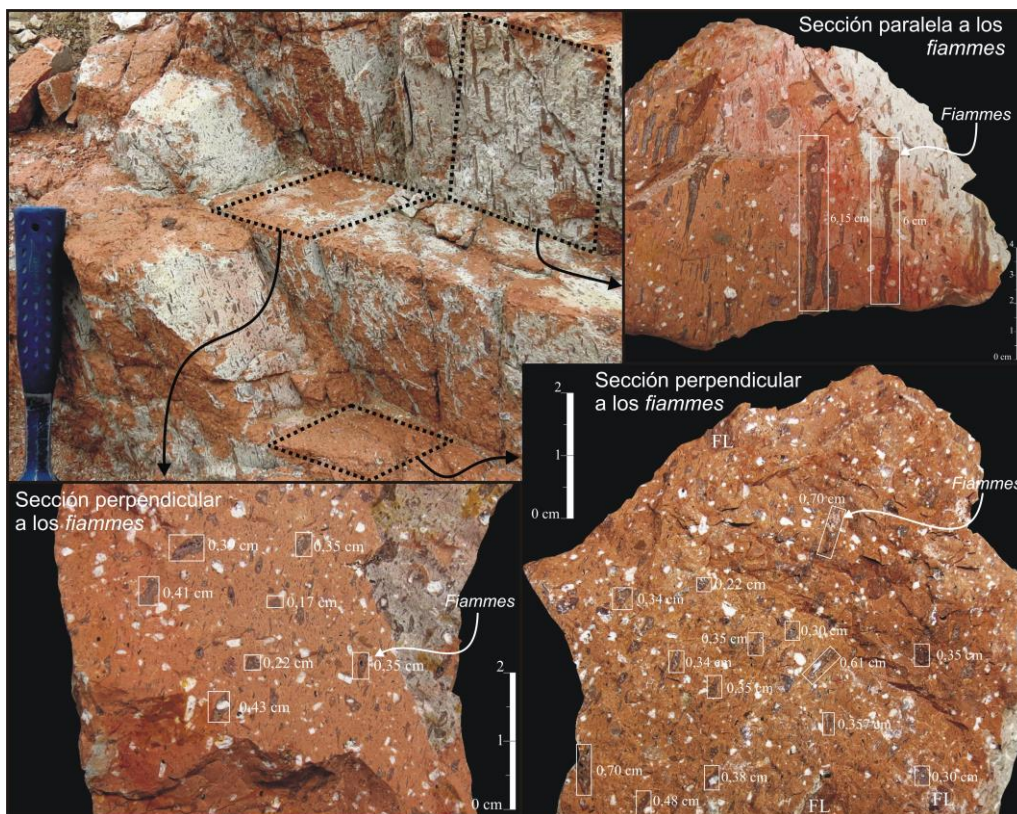


Figura 2.18. Cortes perpendiculares y paralelos a la disposición vertical de los *fiammes*. Se observa claramente las morfologías cilíndricas irregulares, con longitudes de varios centímetros en los cortes paralelos (derecha arriba) y diámetros de escasos milímetros en cortes perpendiculares (abajo).

Por otro lado, el afloramiento ubicado en cercanías de la estancia La Alicia (Fig. 2. 16) se presenta como un cuerpo rocoso de morfología tabular de entre 4 m y 10 m de potencia y una longitud aproximada de 100 metros. El mismo se encuentra intruyendo a un depósito de brecha piroclástica (Mesobrechas) y se compone de cristaloclastos cuarzo, sanidina y *fiammes* verticales paralelos a la dirección del cuerpo que no superan los 5 cm de largo (Fig. 2.19).

Bajo el microscopio se observan escasos cristaloclastos de cuarzo, sanidina, plagioclasa, biotita y litoclastos de rocas volcánicas ácidas y básicas de hasta 2mm, inmersos en una matriz de marcada textura eutaxítica y parataxítica (por rotación de cristaloclastos y litoclastos), integrada por vitroclastos colapsados conformando *fiammes*, trizas vítreas igualmente deformadas y material pulverulento intersticial interpretado como polvo vítreo (Fig. 2.20).

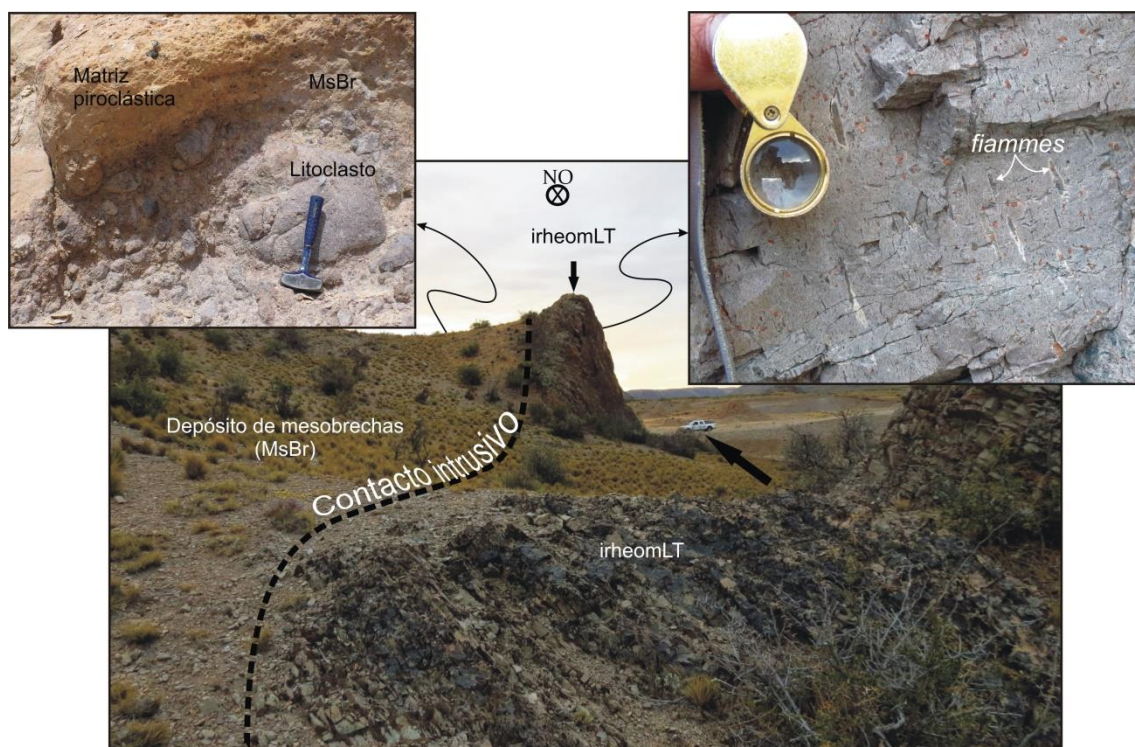


Figura 2.19. Cuerpo intrusivo de la litofacies irheomLT en cercanías de la estancia La Alicia, a orillas de la ruta pcial. N°47. Se presenta intruyendo a un depósito de mesobrechas (MsBr) (izquierda arriba) y presenta *fiammes* de hasta 5 cm (derecha arriba). Camioneta de escala.

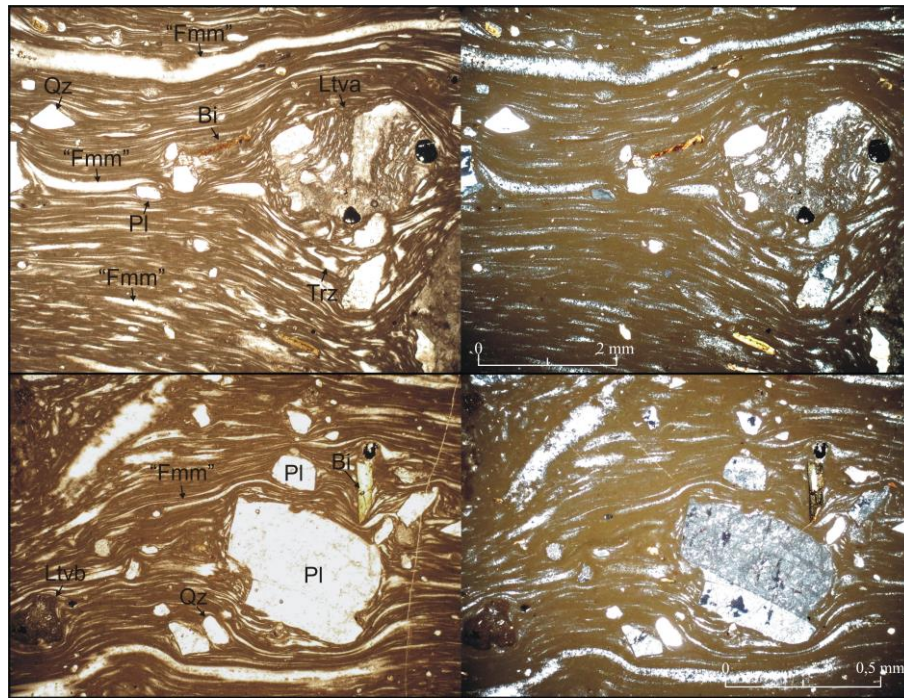


Figura 2.20. Microfotografía de la litofacies irheomLT en donde se observan cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, biotita y litoclastos de rocas volcánicas ácidas y básicas, inmersos en una matriz de fuerte textura eutaxítica integrada por fiammes y trizas colapsadas. Abreviaturas en pág. 30.

**Interpretación (irheomLT):** Se interpreta a estos cuerpos intrusivos de tobas lapillíticas con fábrica reomórfica, como conductos eruptivos fosilizados por los cuales fue extruido el material que dio origen a todas las facies piroclásticas del área. Éstos son definidos como diques piroclásticos similares a los descritos en la Sierra Madre Occidental de México por Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003), los que responderían a conductos eruptivos fisurales (Fig. 14). Esto explica además la vinculación espacial con cuerpos lávicos riolíticos de morfología globosa, como se aprecia en la Figura 2.21.

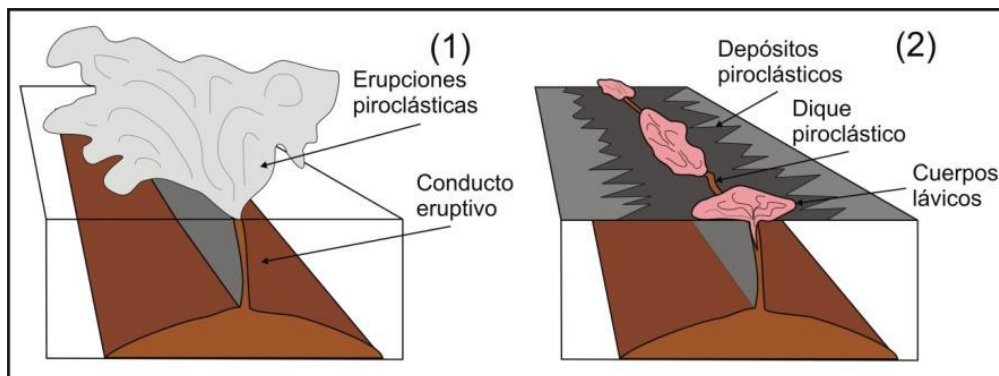


Figura 2.21. Modelo esquemático para explicar la generación de diques piroclásticos. 1. Erupciones piroclásticas fisurales. 2. Conducto fosilizado integrado por diques piroclásticos parcialmente cubiertos por efusiones de lávicas posteriores.

### 2.2.2.1.3. Ignimbritas y Mesobrechas

Por encima y englobando a los clastos de megabrecha conformados por grandes fragmentos de rocas andesíticas, se disponen dos espesas secuencias de ignimbritas intercaladas habitualmente con potentes depósitos de brechas coignimbríticas (mesobrechas). Estas secuencias se encuentran en determinados sectores del área de trabajo separadas por depósitos sedimentarios, mientras que en otros afloran en contacto directo. Conforman las unidades más extendidas en el área de trabajo y se las encuentra a ambos lados del Río Deseado, destacando como altos paredones que a menudo superan los 100 metros de desnivel con respecto al valle del río (Fig. 2.22). Estas unidades presentan importantes variaciones laterales de espesor y se componen por numerosos depósitos ignimbríticos en donde predominan las litofacies de tobas lapillíticas eutaxíticas (emLT), reomórficas (rheomLT) y *lava-like* (lava like-T). Los mayores espesores descritos se encuentran en la región centro-occidental del área de trabajo, en proximidades de las estancias La Alicia, La Porfía y María Clotilde, en donde rondan los 500 m (Fig. 2.23; 2.30). Mientras que hacia las estancias Cerro del Paso, La Aurora, El Triunfo y el Caburé disminuyen notablemente alcanzando espesores cercanos a 100 m.



Figura 2.22. Aspecto general de los afloramientos de ignimbritas y mesobrechas a ambos lados del Río Deseado.

**2.2.2.1.3.1. Mesobrechas (MsBr):** Potentes bancos mantiformes (20 – 200m) de brechas mal seleccionadas, clasto a matriz sostén, compuestas por bloques líticos inmersos en una matriz piroclástica que no supera el 30% del depósito, aflorantes en el sector centro occidental del área de trabajo (Fig. 2.23). Éstas se ubican con frecuencia en la base de depósitos ignimbríticos a los cuales gradan de manera transicional (Fig. 2.24) y muestran, por sectores, un control tectónico en su distribución, en especial en los alrededores de la estancia La Alicia y en los depósitos ubicados a unos 7 km al NE de la misma. En dichos sectores, fallas normales rectas de rumbo NO-SE interrumpen su distribución hacia el oeste, restringiendo los afloramientos hacia los sectores más cercanos al río Deseado.



Figura 2.23. Ubicación de los afloramientos de Mesobrechas sobre una imagen satelital de Google Earth.

Los fragmentos líticos presentan una disposición espacial aleatoria y tamaños promedio entre 20 a 40 cm, aunque son abundantes los tamaños superiores a 2 o 3 m de diámetro (Fig. 2.25 A, B). Poseen composiciones variables que van desde fragmentos de rocas volcánicas intermedias (similares a las rocas andesíticas descritas previamente), a rocas volcánicas ácidas, entre las que dominan los de ignimbritas. Ocasionalmente, se han observado fragmentos de rocas metamórficas de esquistos micáceos en un depósito al noreste de la estancia La Alicia (Fig. 2.25 C). No se han encontrado litoclastos que

podieran corresponder a fragmentos solidificados del magma ácido en erupción (cognatos) arrastrados desde la cámara magmática.

En los depósitos ubicados al NE de la estancia La Alicia, se han observado litoclastos de tamaños excepcionales de hasta 22 m, los que en ocasiones son confundibles con afloramientos independientes (Fig. 2.26).

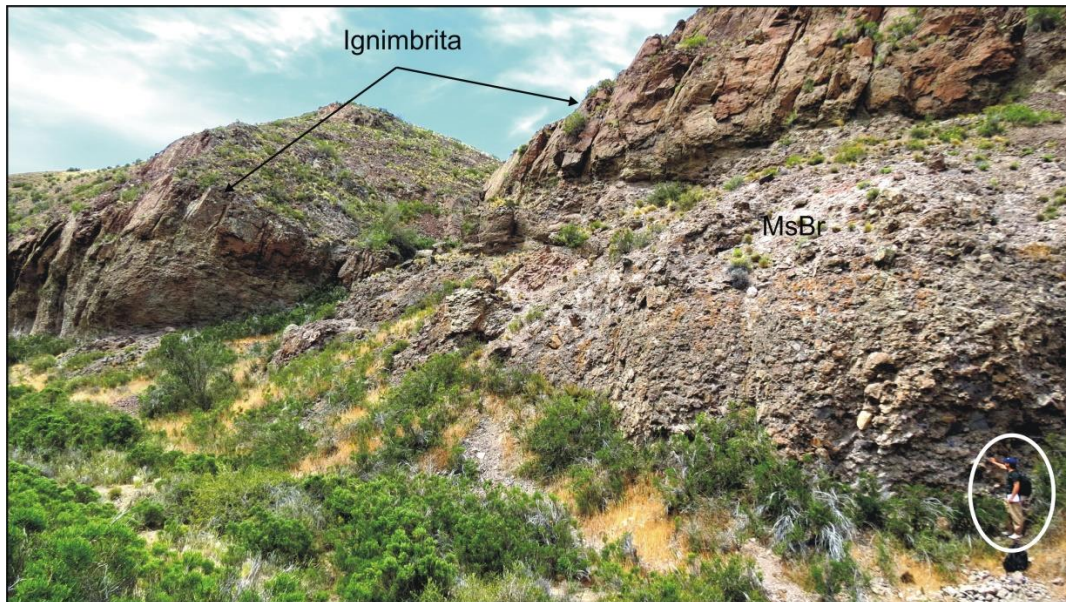


Figura 2.24. Banco de mesobrecha en la base de una ignimbrita. Una persona de escala

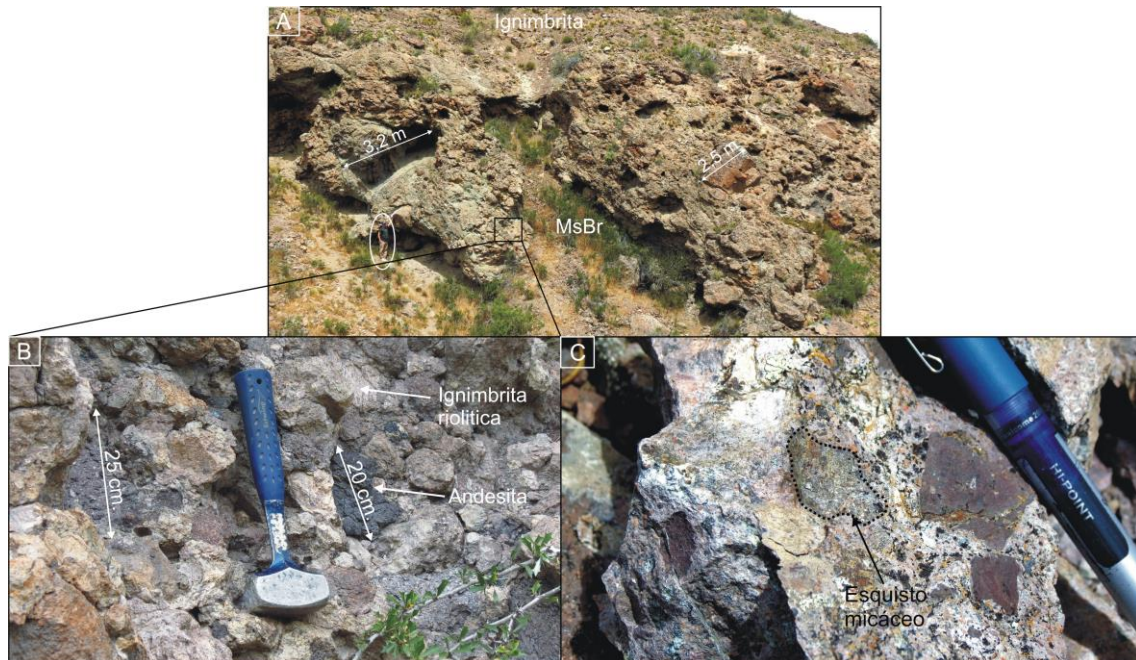


Figura 2.25. A. Depósito de mesobrecha en la base de una ignimbrita al noreste de la estancia La Alicia. Una persona señalada de escala. B. Detalle de los componentes líticos menores de la mesobrecha. C. Litoclasto metamórfico (esquistó micáceo) en la mesobrecha.

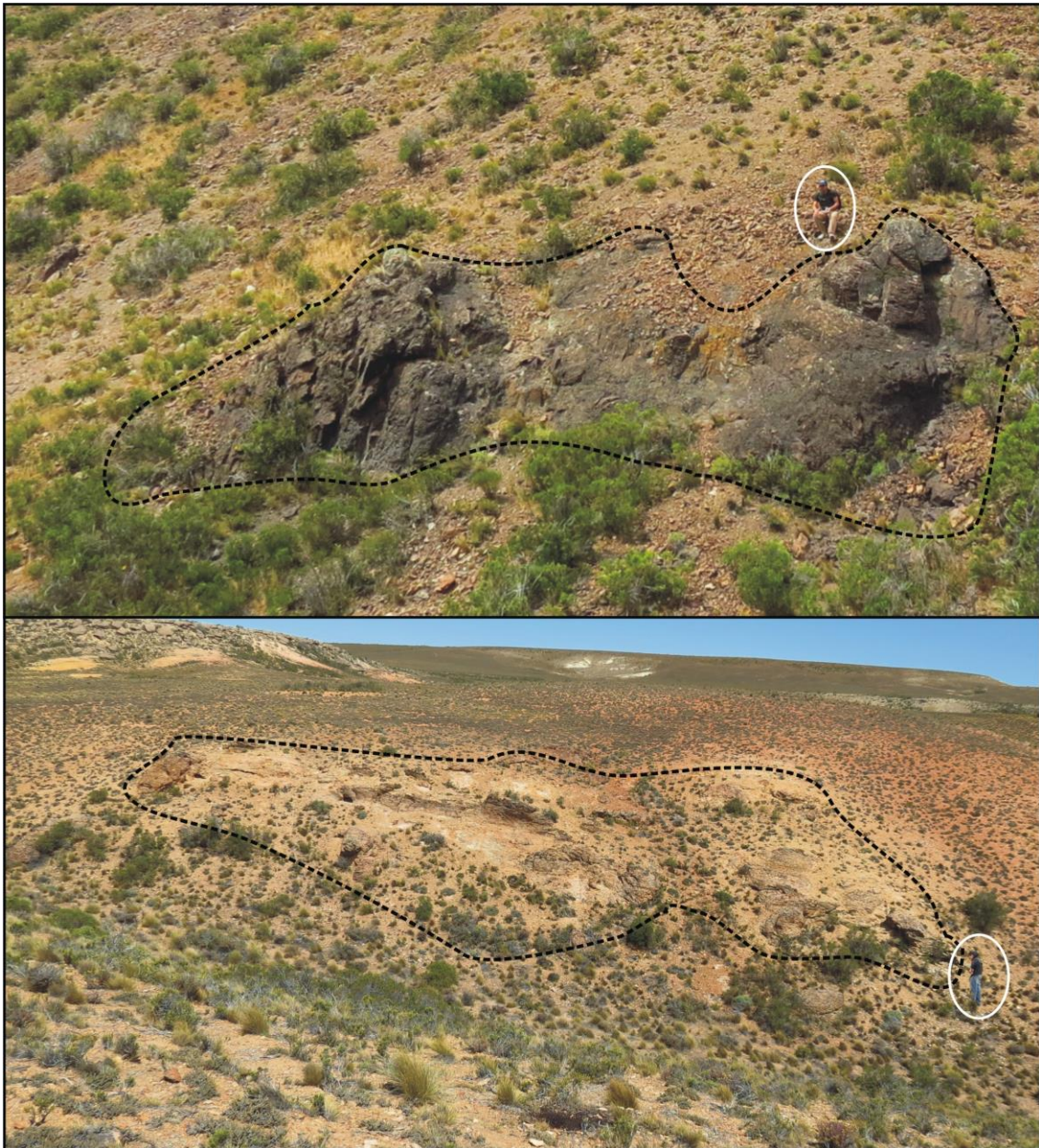


Figura 2.26. Litoclastos de tamaños que superan los 20 metros en depósitos de mesobrechas. La imagen superior corresponde a un depósito ubicado a aprox. 150 metros al noreste de la estancia La Alicia. La imagen inferior corresponde a un afloramiento ubicado al sureste de la estancia La Alicia, en proximidades de la ruta pcial. N° 47. Una persona señalada de escala.

Estos depósitos se ubican preferentemente en las porciones inferiores de potentes cuerpos ignimbríticos (litofacies emLT, lemLT, rheomLT y lava-likeT) y muestran, en aquellas zonas en donde es posible observar la base de los mismos, variaciones de espesor que responden al paleorelieve, como ha sido observado al noroeste de la estancia Cerro del Paso (Fig. 2.27).

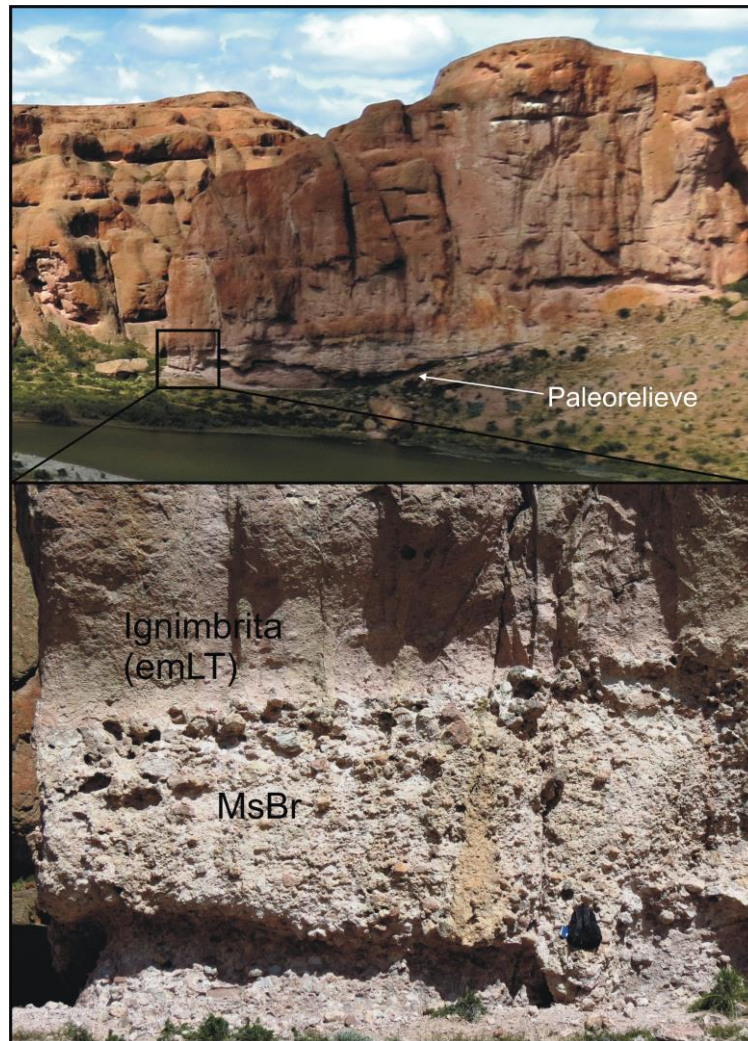


Figura 2.27. Depósito de mesobrechas subyaciendo a ignimbritas al noreste de la estancia Cerro del Paso, en el cual se observa el control ejercido por el paleorelieve en la depositación.

La matriz de estos depósitos se compone de fragmentos líticos menores, cristaloclastos y material piroclástico (fragmentos pumíceos y trizas vítreas) con bajo grado de soldamiento (Fig. 2.28 A). En un solo depósito se ha observado un grado de soldamiento similar al de la ignimbrita que le suprayace con el desarrollo de *fiammes*, al noroeste de la estancia La Porfía (Fig. 2.28 B).

Petrográficamente la matriz se caracteriza por la presencia de vitroclastos sin evidencias de soldamiento (trizas vítreas de diversas morfologías y fragmentos pumíceos no colapsados) que engloban a cristaloclastos de plagioclasa, con sanidina y cuarzo subordinados, y litoclastos centimétricos de composiciones similares a los bloques mayores (Fig. 2.29).



Figura 2.28. A. Mesobrecha matriz sostén con litoclastos de hasta 1,5 metros. Detalle de la matriz piroclástica en donde se observan fragmentos pumíceos con poco aplastamiento. B. Mesobrecha matriz sostén con litoclastos de hasta 2 m con matriz soldada, con el desarrollo de *fiammes*.

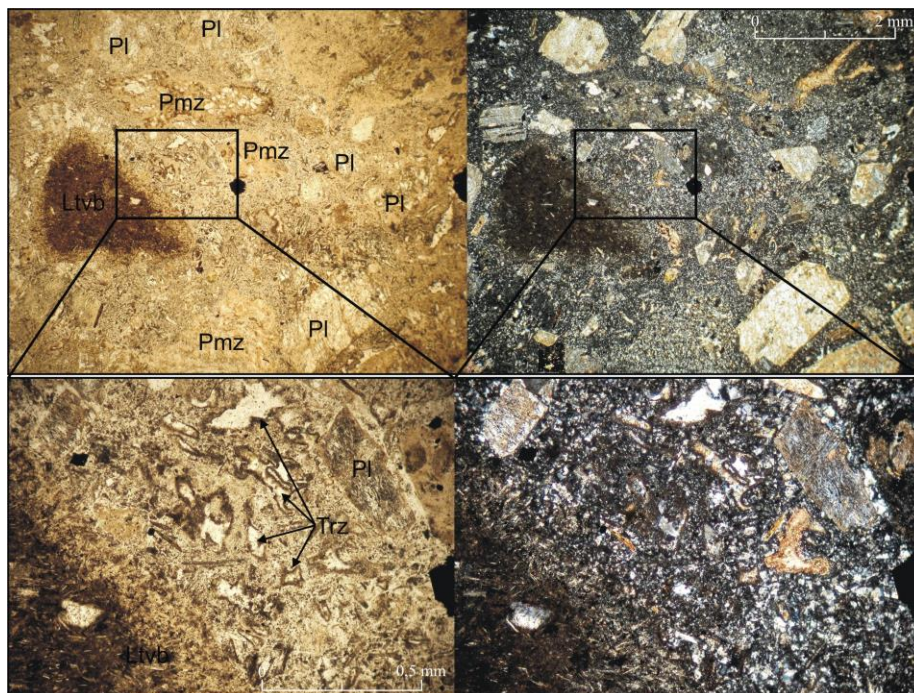


Figura 2.29. Microfotografías (arriba: 2,5X, abajo: 10X) de la matriz de un depósito de mesobrechas. Se observan fragmentos líticos y cristaloclastos inmersos en una matriz piroclástica compuesta por vitroclastos sin soldamiento. Abreviaturas en pag. 30.

**Interpretación (MsBr):** Los depósitos de mesobrechas fueron descritos originalmente por Lipman (1976) en la región oeste de las Montañas de San Juan en Colorado, Estados Unidos, quien los interpretó como originados por deslizamientos gravitacionales hacia el interior de una depresión producida por el colapso volcano-tectónico de una caldera. Posteriormente Branney y Kokelaar (1994), Moore y Kokelaar (1998) y Rocher y Vallecillo (2014) se refieren a depósitos de mesobrechas como generados a partir de corrientes de densidad piroclásticas que incorporaron litoclastos provenientes de escarpas de fallas en el interior de una caldera de colapso. Por otro lado Pittari *et al.* (2008) y citas incluidas, los definen como brechas líticas o brechas co-ignimbríticas (entre otras denominaciones) y atribuyen el origen de los litoclastos a la erosión producida en las paredes de los conductos eruptivos en períodos de clímax eruptivo asociado al inicio de colapsos de calderas. Estos autores plantean además la dificultad que implica establecer si la proveniencia de los litoclastos corresponde a zonas internas de los conductos (litoclastos accesorios) o bien si han sido generados en superficie durante el evento de colapso caldérico (litoclastos accidentales), marcando la necesidad de utilizar criterios de geología regional para establecer la posible fuente.

Los depósitos de MsBr de la zona de Paso Gregores son interpretados como originados por corrientes de densidad piroclástica por su estrecha vinculación con depósitos de ignimbritas a los cuales subyace con contactos graduales. En lo que respecta al origen de los litoclastos, estos corresponden predominantemente a litologías similares a las del evento volcánico en estudio (ignimbríticos predominantemente), por lo que un escenario en el cual las corrientes de densidad piroclástica los colectan en superficie parece probable. Sin embargo, la presencia de fragmentos líticos del basamento metamórfico no aflorante en la región entre los componentes de las mesobrechas evidencian una proveniencia vinculada a la erosión de las paredes de los conductos a profundidades del nivel de fragmentación. Por lo tanto se interpreta que la proveniencia de los litoclastos estaría vinculada tanto a una fuente superficial como a una profunda, producto de la erosión de los conductos eruptivos durante un clímax eruptivo.

En lo que respecta al bajo grado de soldamiento mostrado por las mesobrechas, a pesar de encontrarse en relación directa con facies soldadas de alto grado, se podría explicar por la importante participación de litoclastos fríos al momento de la depositación, los que disminuyen la temperatura del depósito por debajo de la temperatura de transición del vidrio ( $T_g$ ) (Pittari *et al.*, 2008; Rocher y Vallecillo, 2014).

En referencia a su génesis, estos depósitos han sido siempre vinculados a colapso de caldera, hipótesis que para la zona se ve fortalecida por la asociación con depósitos de megabrechas (MgBr descritas arriba) y con grandes espesores de ignimbritas.

### 2.2.2.1.3.2. Ignimbritas

En el área de trabajo se ha constatado la presencia de numerosos cuerpos de ignimbritas con diferentes grados de soldamiento y marcadas variaciones texturales, entre las cuales se han diferenciado ignimbritas con bajo grado de soldamiento, de moderado a alto grado, y de alto a extremadamente alto grado sobre la base de los rasgos texturales descritos por Branney y Kokelaar (1992). Corresponden a las litologías más representadas en el área de trabajo y comprenden las siguientes litofacies: **mLT** (toba lapillítica maciza), **dbLT** (toba lapillítica difusamente estratificada), **emLT** (toba lapillítica eutaxítica maciza), **lemLT** (toba lapillítica con textura eutaxítica rica en litoclastos), **rheomLT** (toba lapillítica reomórfica maciza), **rheomLLT** (toba lapillítica reomórfica con litofisas), **lava likeT** (toba con fábrica *lava like*).



Figura 2.30. Ubicación de los depósitos de ignimbritas sobre una imagen satelital de Google Earth.

**2.2.2.1.3.2.a. Toba lapillítica maciza (mLT):** depósitos tabulares poco potentes (1 – 3 m) de tobas lapillíticas macizas mal seleccionadas compuestas por fragmentos pumíceos, cristaloclastos de cuarzo, sanidina, plagioclasa, biotita, litoclastos de rocas volcánicas de composición andesítica a riolítica, incluidos en un matriz vitroclástica (Fig. 2.31). El porcentaje de cristaloclastos varía desde 5 a 10%, mientras que el de litoclastos entre 10 y 15% con tamaños promedio de 7 cm y máximos de 20 centímetros. Los afloramientos de esta litofacies son escasos y se ubican preferentemente en el sector centro-oriental del área, en cercanías de la estancia Cerro del Paso (Fig. 2.30).

Con respecto al grado de soldamiento, corresponden esencialmente a rocas de grado II y III con valores de oblación entre 0.5 a 0.71 (ver tabla en Anexo 1) (Quane y Russel, 2005) y relaciones de aplanamiento de 1/2 a 1/2,5, de acuerdo a las mediciones realizadas macroscópicamente en fragmentos pumíceos (Fig. 2.32).

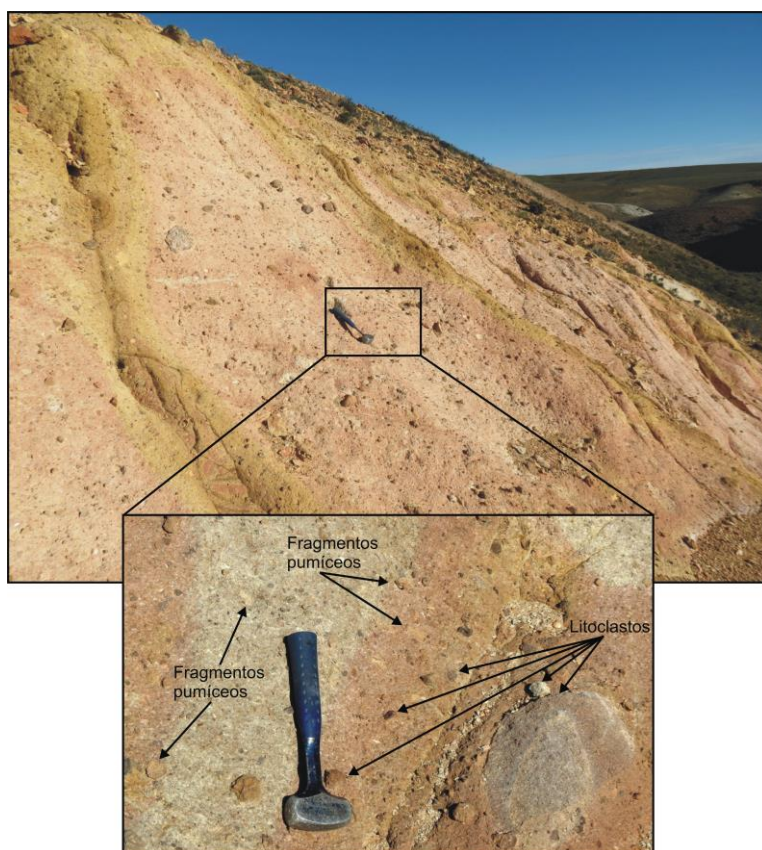


Figura 2.31. Toba lapillítica maciza. Detalle de los fragmentos pumíceos y litoclastos presentes en el depósito.

Petrográficamente se describen como tobas lapillíticas vitro-cristaloclasticas (Fig. 2.33) a vitroclásticas (Fig. 2.34) compuestas por vitroclastos pumíceos poco colapsados, cristaloclastos de cuarzo, sanidina  $\pm$  biotita, inmersos en una matriz piroclástica fina conformada por trizas con morfologías cuspidas y en plato, rodeadas de material criptocristalino intersticial que es interpretado como polvo vítreo. Los fragmentos

pumíceos y trizas mayores se destacan por su mayor grado de desvitrificación con desarrollo de textura esferulítica (esferulitas cerradas compuestas por cristales fibrosos de crecimiento radial de cuarzo, sanidina ± microlitos de óxidos de hierro?), granofírica con crecimiento anhedral a subhedral de cuarzo (Fig. 2.29) y axiolítica (cristales fibrosos de cuarzo y sanidina) (Fig. 2.30), en relación al material circundante que se presenta recristalizado como un agregado microcristalino a criptocristalino de cuarzo y feldespato (textura felsítica).

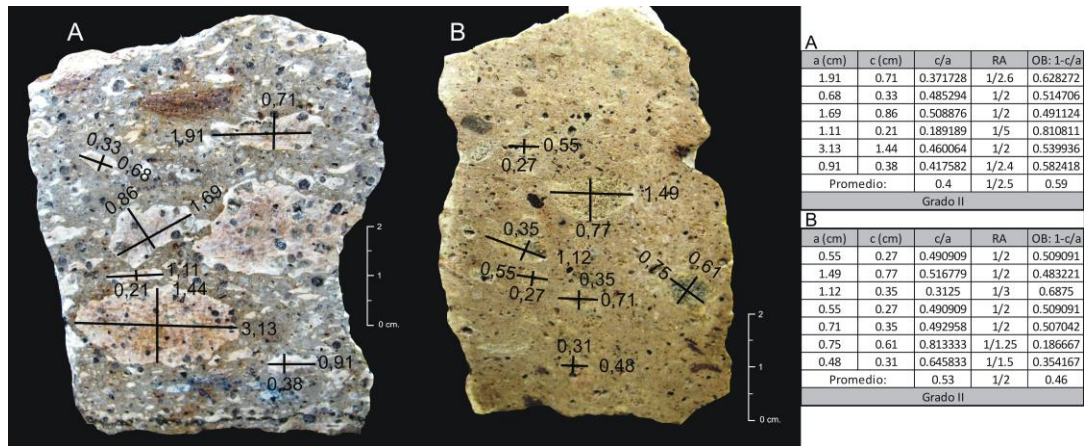


Figura 2.32. Mediciones de los parámetros a y c en fragmentos pumíceos (A y B) para calcular la oblación y determinar el grado de soldamiento de acuerdo a Quane y Russel (2005). Parámetros: a= largo, c= altura, RA= Relación de aplanamiento, OB= Oblación. La figura es a modo de ejemplo, para más datos ver tabla anexa (Anexo 1).

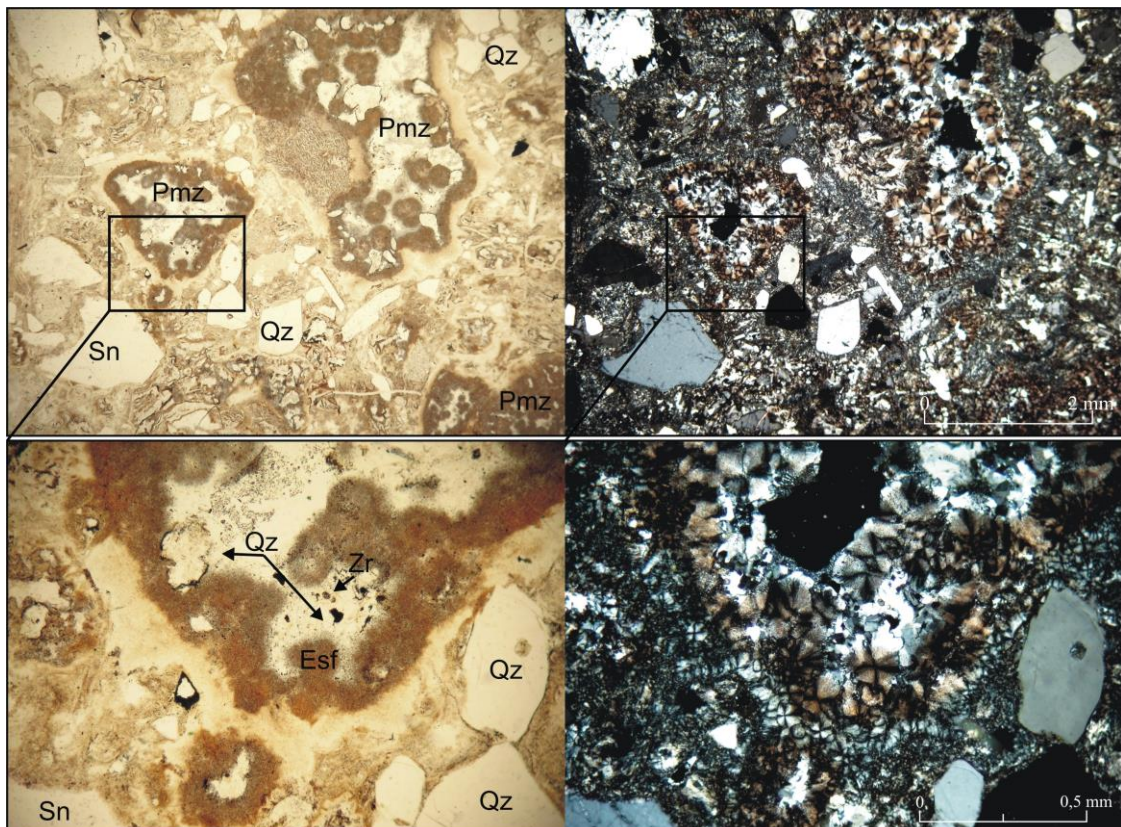


Figura 2.33. Microfotografía (arriba: 2,5X, abajo: 10X) de toba lapillítica maciza de bajo grado de soldamiento. Se destaca el alto grado de desvitrificación alcanzado por los vitroclastos mayores con generación de esferulitas. Abreviaturas en pag. 30.

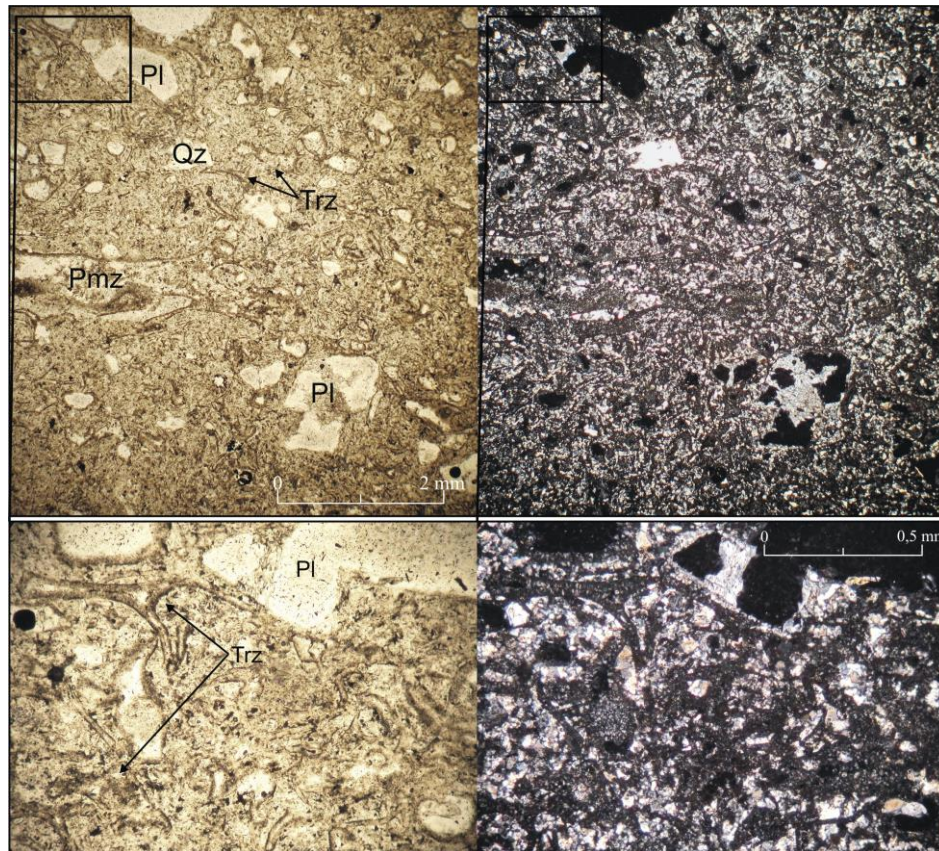


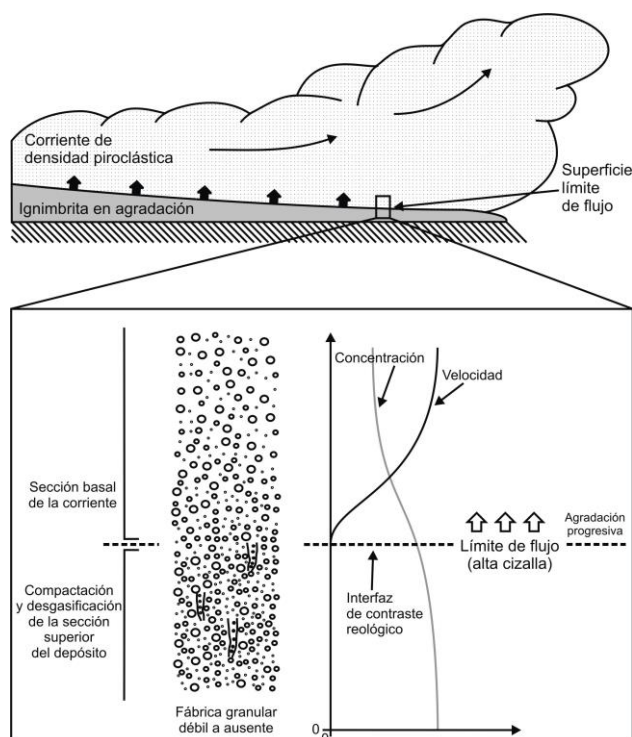
Figura 2.34. Microfotografía (arriba: 2,5X, abajo: 10X) de toba lapillítica maciza sin soldamiento. Abreviaturas en pag. 30.

**Interpretación (mLT):** La carencia de estructuras (maciza) y la pobre selección de los depósitos permite interpretarlos como producto de la depositación a partir de corrientes de densidad piroclástica concentrada (PDC), por medio de una agradación progresiva controlada por una zona límite de flujo dominada por el escape de gases (Fig. 2.35) (Branney y Kokelaar, 2002). El bajo grado de soldamiento indica una ineficiente conservación del calor magmático en el flujo, lo que sugiere un origen por colapso de columna eruptiva pliniana o subpliniana, que favoreció la pérdida de calor y el desarrollo de PDCs bajo un estilo eruptivo dominado por inercia (Doronzo, 2012).

La presencia de litoclastos de hasta 20 cm indica una moderada a importante competencia de la corriente de densidad piroclástica.

El desarrollo de esferulitas cerradas como estructuras de desvitrificación, observado en la primer muestra petrográfica, se interpreta como generadas a temperaturas levemente

por encima a la de transición del vidrio ( $T_g$ ) con alto contenido de volátiles (Mundula *et al.*, 2009; Lofgren, 1971a; McArthur, 1998), mientras que el menor grado de desvitrificación observado en la matriz, con desarrollo de textura felsítica, ha sido



generado a temperaturas por debajo de  $T_g$  (McArthur *et al.*, 1998), en coherencia con el bajo grado de soldamiento.

Una situación similar se produce en la segunda muestra, en donde los vitroclastos se encuentran desvitrificados a texturas axiolíticas, que representa un grado mayor de desvitrificación que la textura felsítica observada en el material intersticial.

Figura 2.35. Modelo de depositación de una toba lapillítica maciza, con una zona límite de flujo dominada por el escape de gases. Tomado de Branney y Kokelaar (2002).

**2.2.2.1.3.2.b. Toba lapillítica difusamente estratificada (dbLT):** depósitos tabulares de tobas lapillíticas difusamente estratificadas y moderada selección que conforman bancos estratiformes de escasa potencia (1,5 – 10 m.) poco representados en el área de trabajo. Se componen de fragmentos pumíceos con tamaños de entre 0,5 a 3 mm, cristaloclastos de cuarzo, feldespatos, biotita y litoclastos de rocas volcánicas con tamaños promedio de 5 cm, inmersos en una matriz piroclástica fina. Los estratos poseen potencias de entre 1 a 1,5 m y muestran hacia el tope una mayor concentración de fragmentos pumíceos de mayor tamaño (Fig. 2.36).

Los afloramientos se presentan con coloraciones marrón clara y se ubican en el sector sur-oriental del área de trabajo, en cercanías de la estancia Cerro del Paso del lado norte del Río Deseado (Fig. 2.30).

Petrográficamente se describen como tobas lapillíticas de textura vitroclástica compuesta por fragmentos pumíceos con leves a nulos indicios de soldamiento, y cristaloclastos de cuarzo, sanidina y biotita, englobados en una matriz piroclástica fina

compuesta por trizas vítreas y polvo vítreo (Fig. 2.37). Los fragmentos pumíceos se presentan fuertemente desvitrificados a texturas granofíricas y esferulítica abierta, mientras que las trizas y el material vítreo intersticial se presenta con textura felsítica. Los cristaloclastos de sanidina se encuentran fracturados, probablemente por fracturación primaria debido a la descompresión durante la erupción (van Zalinge *et al.*, 2018), mientras que los de cuarzo se presentan con engolfamientos ocasionales.

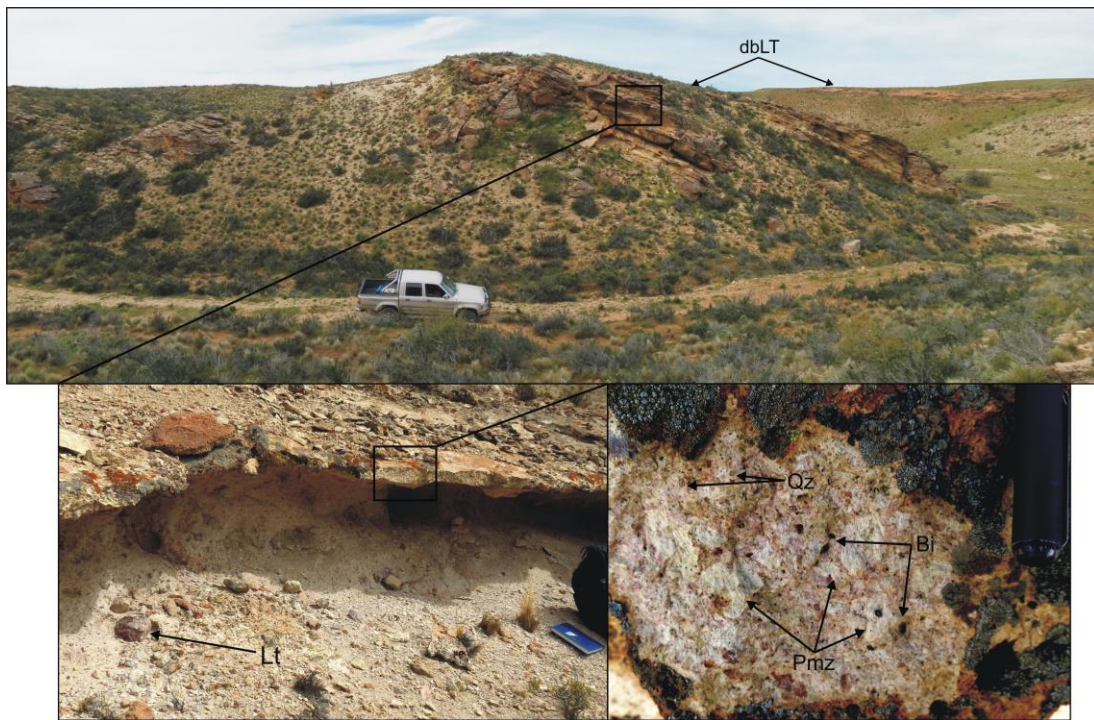


Figura 2.36. Afloramientos de la litofacies dbLT, en donde se observa la estratificación difusa y la concentración de vitroclastos pumíceos hacia el tope de los estratos. Abreviaturas en pag. 30.

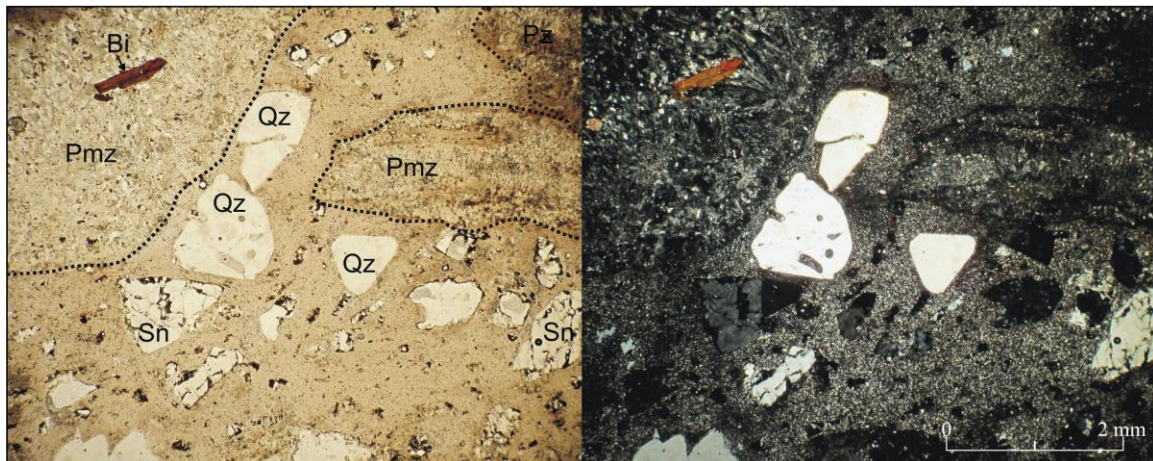


Figura 2.37. Microfotografía (2,5X) de la litofacies dbLT. Se observan cristaloclastos de cuarzo y sanidina inmersos en una matriz vitroclástica compuesta por fragmentos pumíceos, trizas y polvo vítreo. Los cristaloclastos de sanidina se presentan con fracturación primaria (?) y los de cuarzo con engolfamientos ocasionales, mientras que los fragmentos pumíceos se encuentran sin evidencias de colapso y desvitrificados a texturas esferulítica abierta y granofírica. Abreviaturas en pag. 30.

**Interpretación:** Depósitos generados a partir de corrientes de densidad piroclástica diluidas (PDC) por agradación progresiva con una zona límite de flujo dominado por tracción con alta cizalla, con o sin flujo granular (Fig. 2.38) (Branney y Kokelaar, 2002)

La gradación inversa observada se habría generado por percolación o tamizado cinético del material fino (Branney y Kokelaar, 2002). El bajo grado de soldamiento permite

inferir un origen por colapso de columna eruptiva de mediana a gran altura, con pérdida de calor magmático bajo un modelo eruptivo dominado por inercia (Doronzo, 2012).

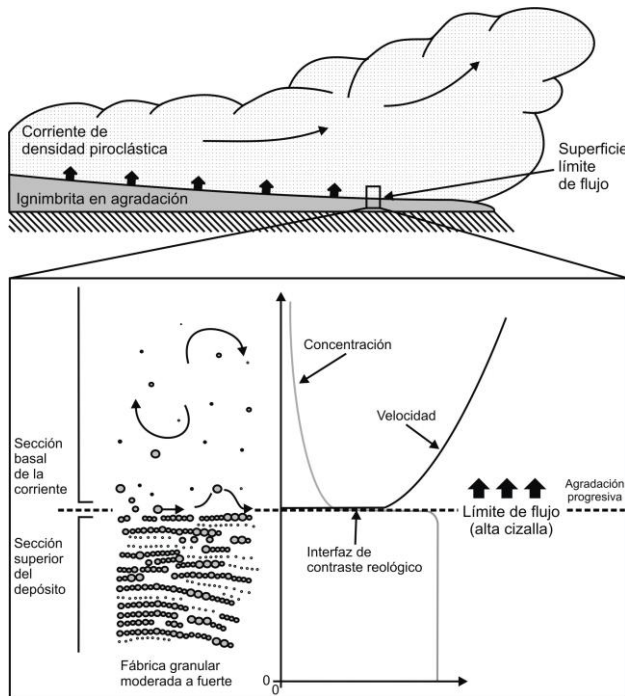


Figura 2.38. Modelo de generación de los depósitos de tobas lapillíticas difusamente estratificadas con una zona límite de flujo dominada por flujo tractivo de alta cizalla. Tomado de Branney y Kokelaar (2002).

**2.2.2.1.3.2.c. Tobas lapillíticas macizas con textura eutaxítica (emLT):** depósitos mantiformes de moderada a alta potencia (20 – 90 m) de tobas lapillíticas macizas con textura eutaxítica, mal seleccionadas, los cuales en ocasiones suprayacen con contacto gradual a cuerpos de mesobrechas (Fig. 2.39 A). Esta litofacies es la más abundante en el área de trabajo y se presenta como potentes cuerpos con alta relación de aspecto (HARI) con evidencias de control topográfico (Fig. 2.39) y tectónico en su depositación (Fig. 2.40 A). Eventualmente, se observa disyunción columnar hacia el tope de las unidades de enfriamiento (Fig. 2.40 B).

La disposición de los afloramientos de esta litofacies es irregular, encontrándose en los sectores alejados al río Deseado hacia el sur, oeste, noreste y este, en posiciones subhorizontales o con inclinaciones menores a  $20^\circ$  (Fig. 2.39 A), mientras que en el sector centro occidental del área, en las zonas próximas al río Deseado, se presentan fuertemente disturbadas tectónicamente, con inclinaciones de hasta  $70^\circ$  controladas por fallas normales de rumbo general NO-SE y NE-SO (Fig. 2.41).

Litológicamente corresponden a ignimbritas fenoriolíticas a fenodácicas compuestas por *fiammes*, cristaloclastos de cuarzo, feldespatos, biotita y litoclastos volcánicos de composiciones variadas con tamaños lapilli a bloque, englobados en una matriz piroclástica de textura eutaxítica (Fig. 2.42). Las relaciones de aplanamiento de los *fiammes* varía entre 1:5 a 1:12 con valores de oblación (OB) entre 0,7 - > 0,82, correspondientes al rango de grados de soldamiento IV, V y VI (Fig. 2.43, 2.44) (Quane y Russel, 2005) (ver tabla en Anexo 1).

La proporción de *fiammes* varía desde 10 a 45% entre las diferentes unidades, mientras que la de cristaloclastos de 5 a 40%. Los litoclastos por su parte presentan contenidos variables entre 3% y 15%, los cuales muestran enriquecimientos relativos hacia los sectores inferiores de los depósitos en donde ocasionalmente se encuentran niveles compuestos por litofacies ricas en litoclastos tales como lemLT y MsBr.

De manera general se observa macroscópicamente un alto grado de desvitrificación de los *fiammes* con desarrollo de texturas granofíricas y esferulíticas, mientras que la matriz se muestra afanítica o criptocristalina (Fig. 2.45).

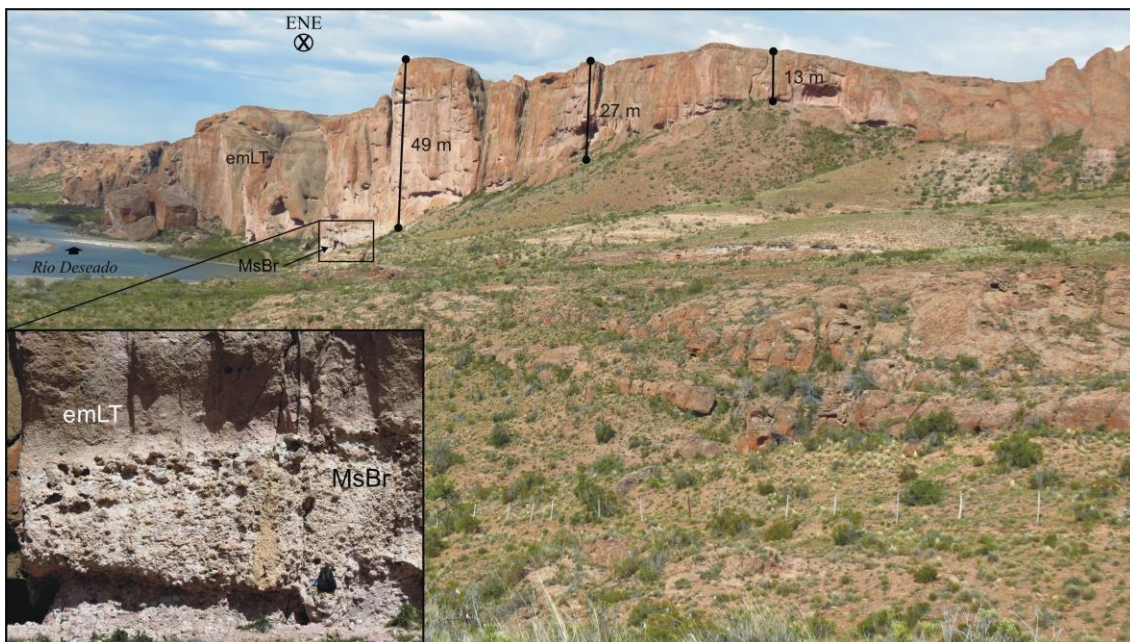


Figura 2.39. Afloramiento de la litofacies emLT suprayaciendo a un depósito de mesobrechas (MsBr). Se observa un fuerte control ejercido por el paleorelieve en el espesor depositado

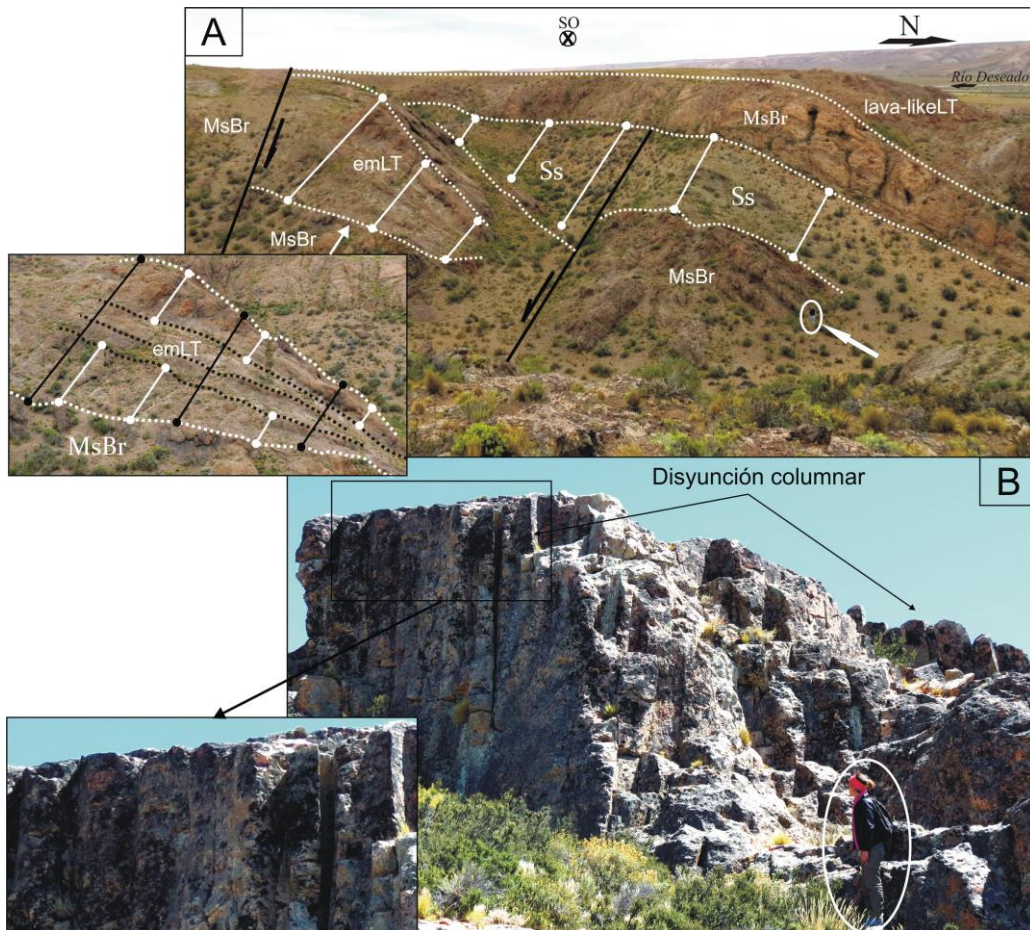


Figura 2.40. A. Control tectónico evidenciado en depósitos de la litofacies emLT con geometrías acuñadas y mayor espesor hacia una falla de cinemática normal. B. Disyunción columnar en el tope de una unidad de enfriamiento.

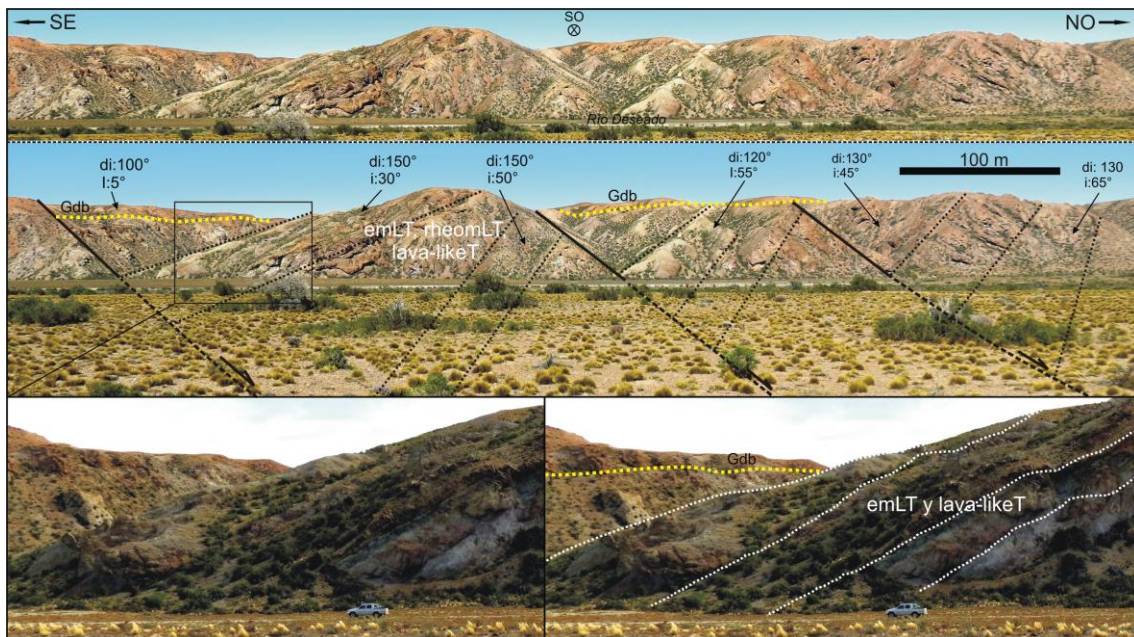


Figura 2.41. Disposición espacial de ignimbritas en facies emLT, rheomLT y lava-likeT fuertemente inclinadas controladas por fallas de cinemática normal. Asimismo, se observa la litofacies Gdb (conglomerados difusamente estratificados), suprayaciendo en clara discordancia angular (en amarillo).

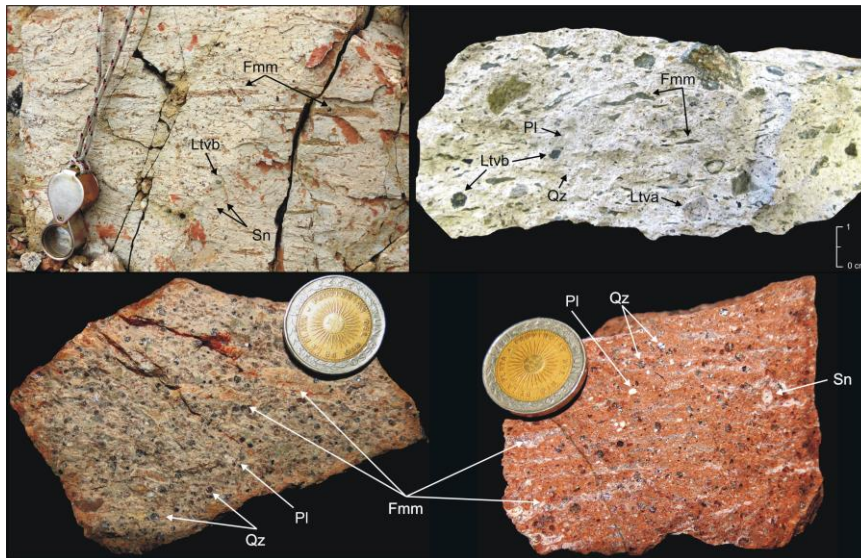


Figura 2.42. Rocas de la litofacies emLT en donde se observa el contenido variable de cristaloclastos y el marcado colapso de los vitroclastos conformando *fiammes*. Abreviaturas en pag. 30.

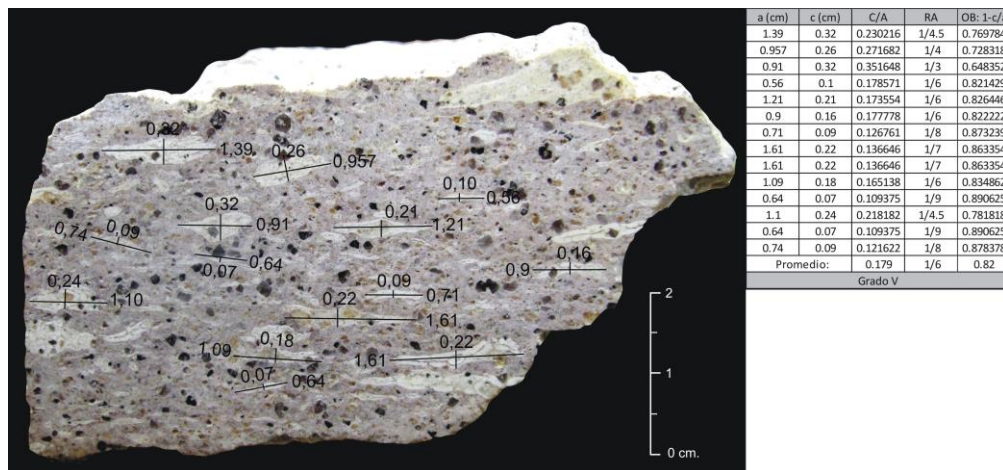


Figura 2.43. Mediciones realizadas en los *fiammes* para calcular la oblación de acuerdo a Quane y Russel (2005). Parámetros: a= largo, c= altura, RA= Relación de aplanamiento, OB= Oblación. La figura obra a modo de ejemplo, para más valores ver tabla anexa de cálculos de oblación (Anexo 1).



Figura 2.44. Mediciones de *fiammes* realizadas en cortes delgados para calcular oblación de acuerdo a Quane y Russel (2005). La figura obra a modo de ejemplo, para más valores ver tabla anexa de cálculos de oblación (Anexo 1).

a (mm)	c (mm)	c/a	RA	OB: 1-c/a
4.55	0.44	0.096703	1/10.5	0.903297
2.02	0.45	0.222772	1/4.5	0.777228
1.58	0.24	0.151899	1/7	0.848101
1.26	0.25	0.198413	1/5	0.801587
0.96	0.11	0.114583	1/9	0.885417
2.16	0.32	0.148148	1/7	0.851852
2.44	0.3	0.122951	1/8	0.877049
1.62	0.14	0.08642	1/12.5	0.91358
Promedio:	0.14		1/7	0.85
Grado VI				

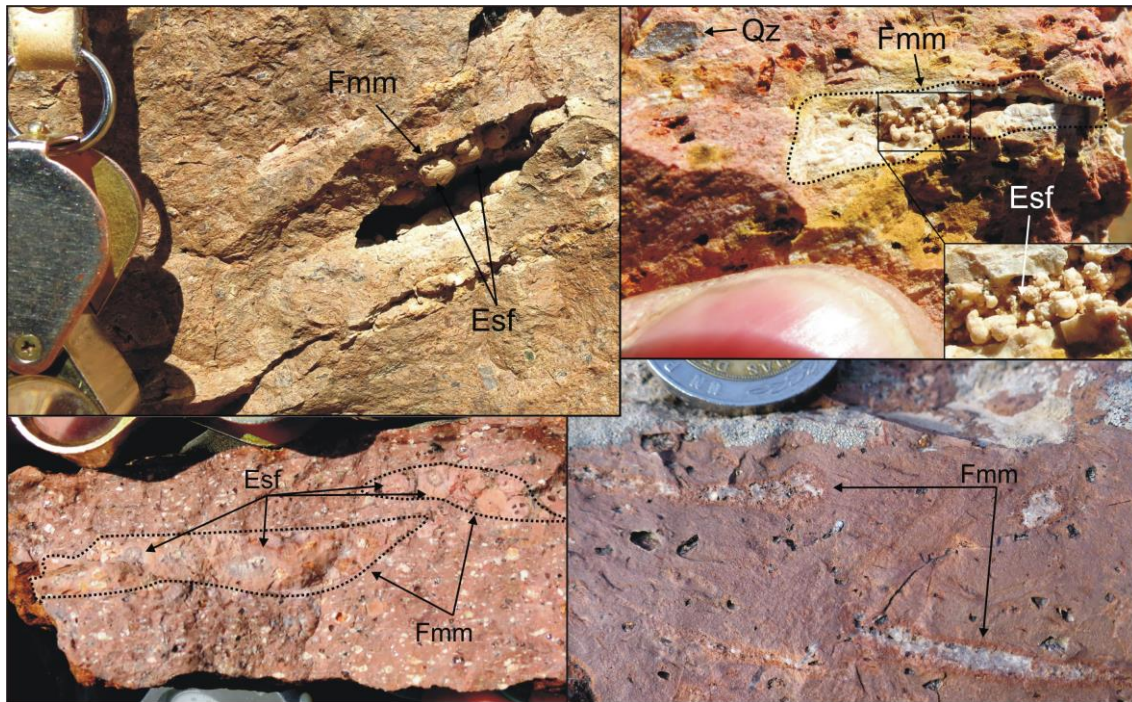


Figura 2.45. Detalle de fiammes desvitrificados a texturas esferulíticas visibles macroscópicamente y granofírica. Abreviaturas en pag. 30.

Bajo el microscopio se describen como tobas lapilíticas fenoriolíticas a fenodácicas vitroclásticas, vitro-cristaloclasticas y cristaloclasticas compuestas por *fiammes*, cristaloclastos de cuarzo, sanidina, biotita y ocasionalmente circón, junto a litoclastos de rocas volcánicas ácidas y básicas, inmersos en una matriz vitroclástica de textura eutaxítica constituida por trizas vítreas colapsadas y polvo vítreo intersticial (Figs. 2.46, 2.47, 2.48 y 2.49).

Los *fiammes* y trizas mayores se presentan fuertemente desvitrificadas en los bordes a textura axiolítica y hacia el interior, esferulítica a granofírica equigranular, con cristalización de cuarzo y sanidina (Figs. 2.46, 2.47, 2.48 y 2.49), en contraste con la matriz circundante que se presenta vítrea a débilmente desvitrificada a textura felsítica. Esporádicamente, se preservan las morfologías tubulares de las vesículas internas de los *fiammes* (Fig. 2.46). Los cristaloclastos tienen morfologías anhedrales a subhedrales, en ocasiones con engolfamientos (cuarzo) (Fig. 2.47) y evidencias de fragmentación secundaria (Figs. 2.46 y 2.47) producida durante el soldamiento y compactación de la ignimbrita (van Zalinge *et al.*, 2018). El porcentaje de cristaloclastos muestra una clara disminución hacia los niveles de esta litofacies que se ubican en posiciones altas de la columna general del área, desde el 30% (Fig. 2.46 y 2.47) que caracteriza a los niveles inferiores al 5% de los superiores (Fig. 2.48 y 2.49).

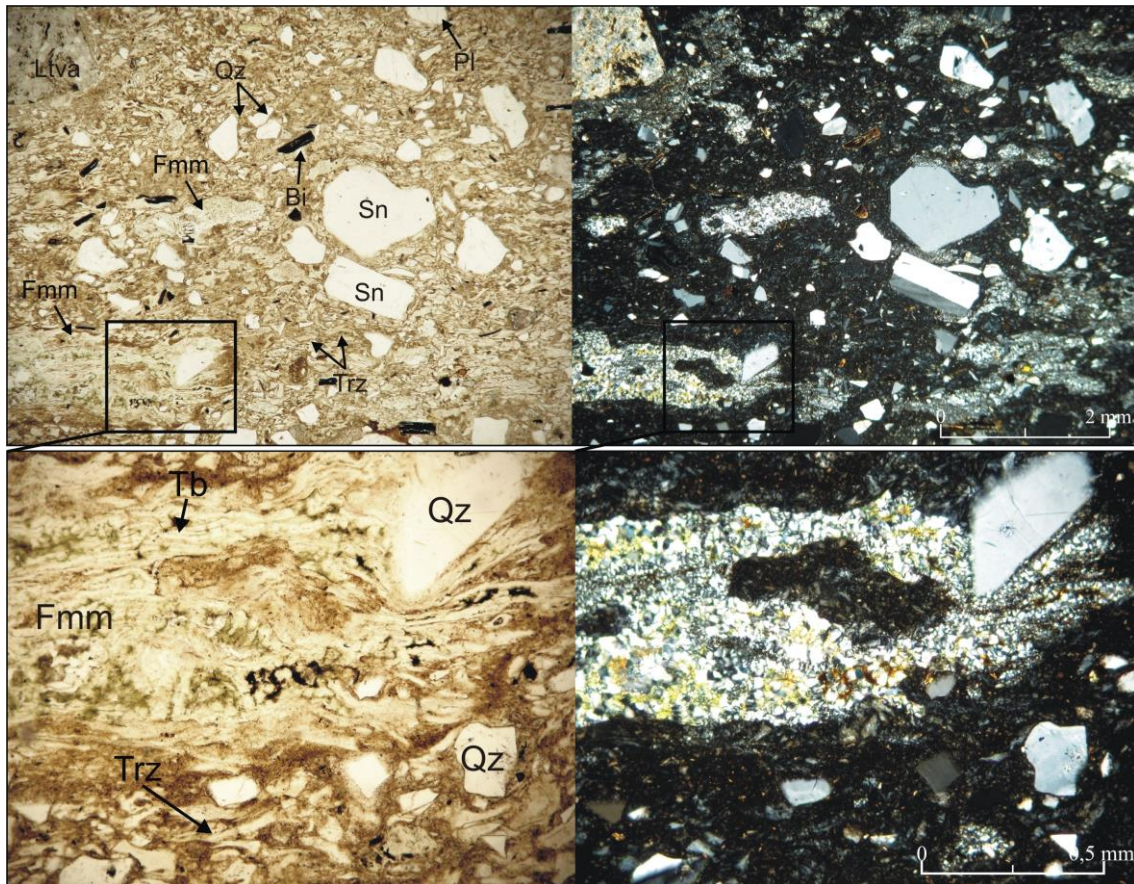


Figura 2.46. Microfotografías (arriba: 2,5X, abajo: 10X) de una roca de la litofacies emLT. Se observan abundantes cristaloclastos de sanidina y cuarzo, con morfologías fragmentarias. Los *fiammes* están desvitrificados a un agregado de textura granofírica y preservan morfologías tubulares. La matriz presenta vítrea. Abreviaturas en pag. 30.

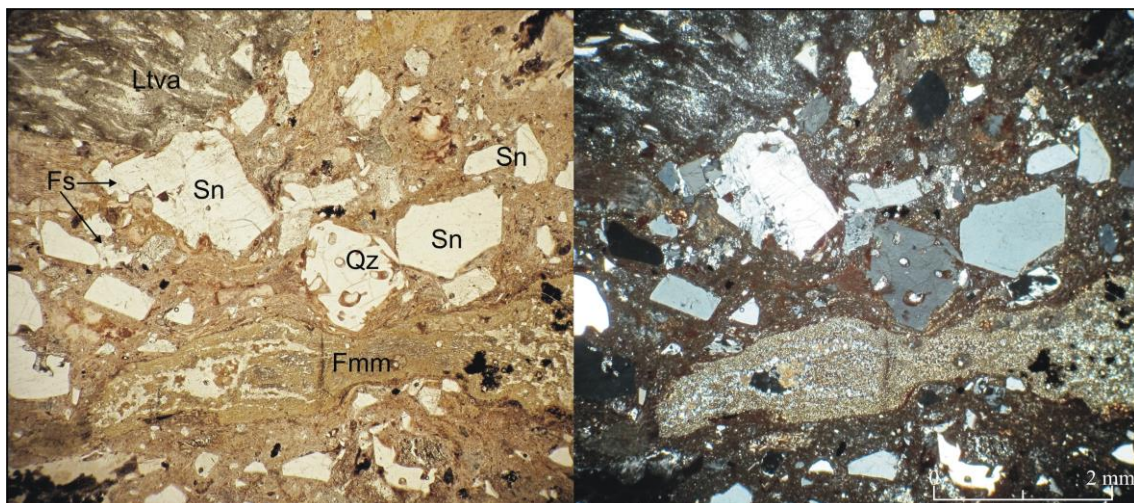


Figura 2.47. Microfotografía (2,5X) de una roca de la litofacies emLT. Se observan abundantes cristaloclastos de cuarzo (con engolfamientos ocasionales) y sanidina, entre los cuales se observa un cristal con evidencias de fracturación secundaria (Fs). Los *fiammes* se encuentran desvitrificados a un agregado de textura granofírica y felsítica. Los litoclastos son de rocas volcánicas ácidas. Abreviaturas en pag. 30.

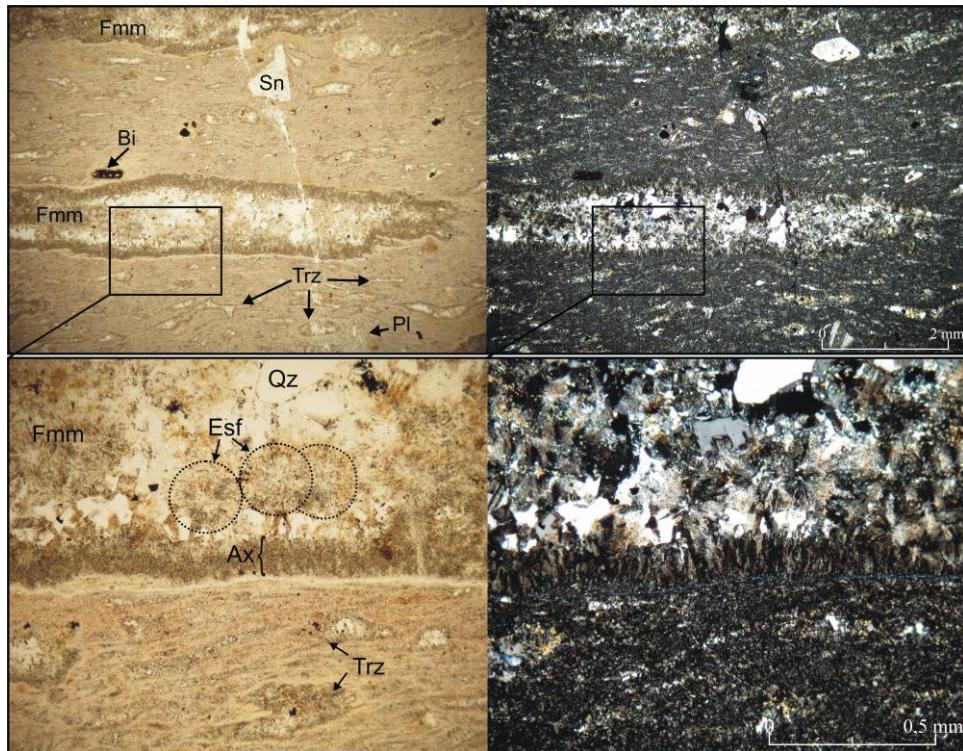


Figura 2.48. Microfotografía (arriba: 2,5X, abajo: 10X) de la litofacies emLT. Se observan escasos cristaloclastos de sanidina, biotita y plagioclasas inmersos en una matriz con textura eutaxítica. Se observan *fiammes* totalmente desvitrificados con texturas axiolíticas (Ax) en los bordes, esferulíticas hacia el interior (Esf) y cristales de cuarzo y feldespato en la porción central. Abreviaturas en pag. 30.

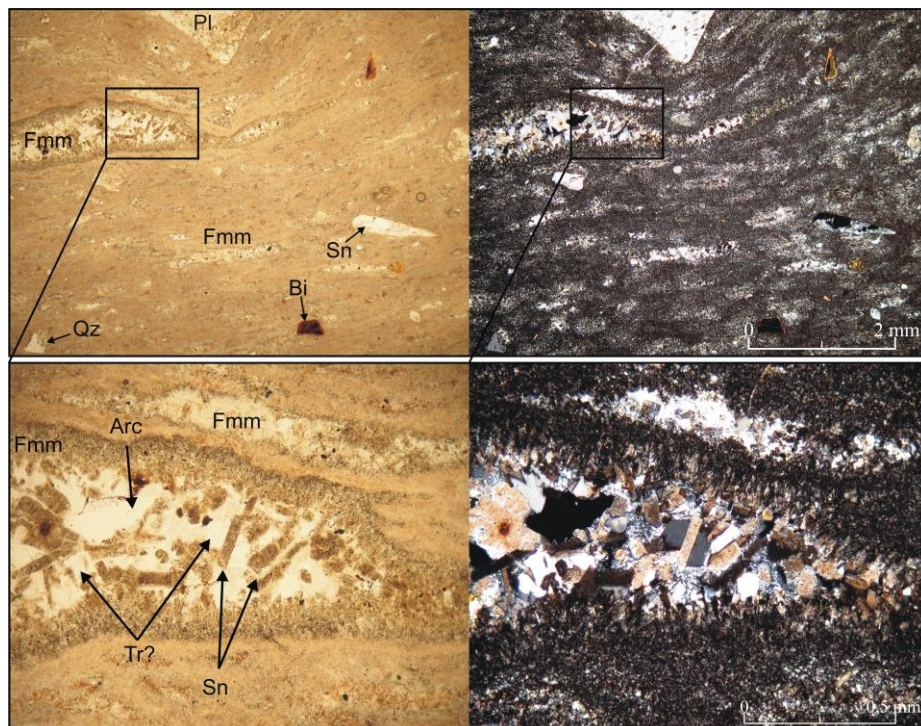


Figura 2.49. Microfotografía (arriba: 2,5X, abajo: 10X) de una roca de la litofacies emLT. Se observan escasos cristaloclastos de plagioclasas, sanidina, biotita y cuarzo, inmersos en una matriz de textura eutaxítica. Los *fiammes* se presentan intensamente desvitrificados a textura granofírica con cristales de cuarzo (tridimita?), sanidina y minerales fibrosos (arcillas) intersticiales. Abreviaturas en pag. 30.

En una de las rocas estudiadas, dentro de una *fiamme* fuertemente desvitrificada a cuarzo (tridimita?) y sanidina, se presentan minerales fibrosos que son interpretados como arcillas (Fig. 2.49), las cuales fueron identificadas como caolinita y un interstratificado irregular de illita y esmectita por difracción de rayos X a través de tres tratamientos que incluyeron una muestra orientada, una glicolada y una calcinada a 550°C (Fig. 2.50 - por más detalles de la metodología ver capítulo 1). Al superponer los difractogramas de dichas muestras, se observa en las muestras glicolada y orientada un desplazamiento de los picos hacia ángulos de difracción menor (16 y 10.3 - izquierda), los cuales representan mayores espaciamentos de capas atómicas, permitiendo la identificación de esmectita. Mientras que en el tratamiento calcinado, estas arcillas pierden el agua produciendo el desplazamiento de los picos hacia espaciamentos atómicos menores (derecha). Por su parte la illita, al glicolar la muestra, no incorpora vapores en su estructura por lo que no se generan modificaciones en el difractograma. Por último, durante el calcinado, se observa la desaparición de picos (3.58 y 7.1) producida por la destrucción de una fase mineral, lo que permite interpretar la presencia de caolinita.

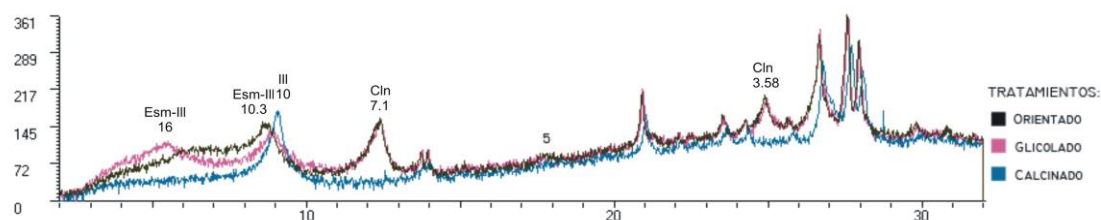


Figura 2.50. Difractograma de discriminación de arcillas. En negro tratamiento orientado, en magenta el glicolado mientras que en azul el calcinado. Abreviaturas en pag. 30.

Por otra parte, mediante una serie de imágenes SEM (Microscopio electrónico de barrido) de 27, 66, 140 y 330 aumentos del interior de un *fiamme* desvitrificado de la misma roca, se visualizan cristales bien desarrollados de tridimita y sanidina, con caolinita y esmectita-illita en los sectores intersticiales. La caolinita se presenta con morfologías de capas apiladas de formas poliédricas tipo libro (*booklets*), en tanto que la esmectita-illita lo hace con crecimiento acicular/fibroso en red (Fig. 2.51).

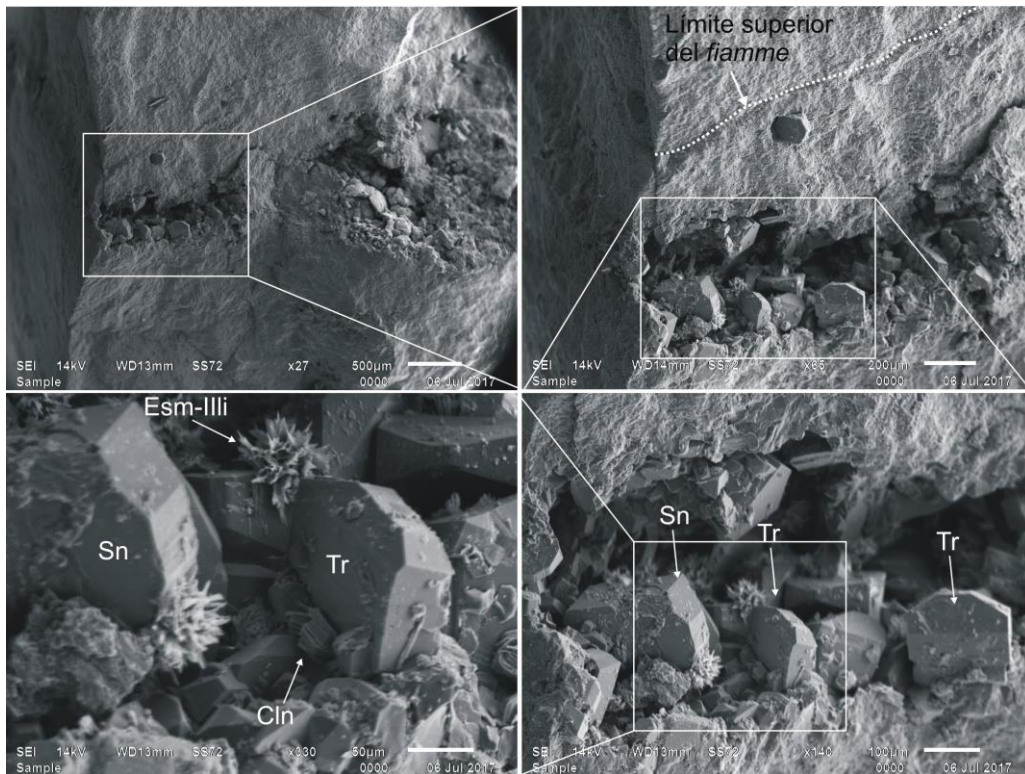
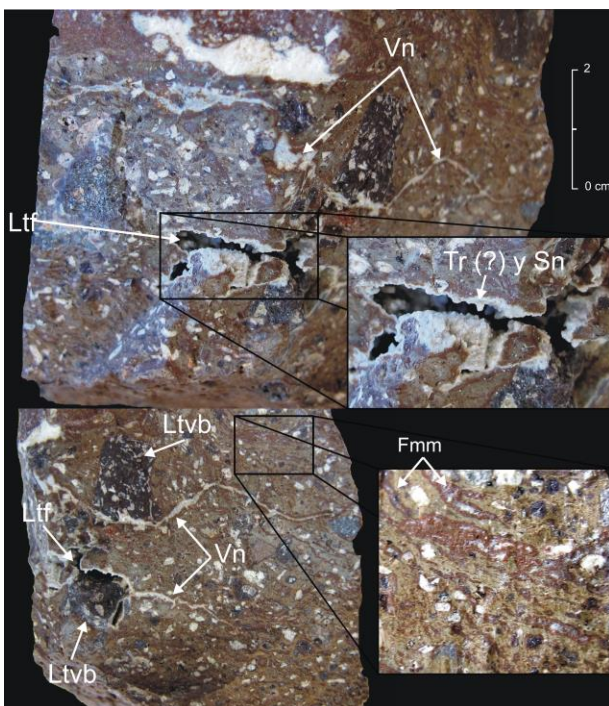


Figura 2.51. Imagen SEM del interior de un *fiamme* desvitrificado. Abreviaturas en pag. 30.

Por otra parte se han identificado venillas de hasta 2 mm de espesor y 30 cm de largo, rellenas de tridimita (?) y sanidina, que nacen desde cavidades tipo litofisas tapizadas de los mismos minerales (Fig. 2.52). Tanto estas cavidades como las venillas, atraviesan la totalidad de los componentes de la roca (litoclastos, cristaloclastos, matriz, etc.) y generan un halo rojizo a su alrededor (Fig. 2.52). Bajo el microscopio se observa que las



venillas conectan litofisas del interior de *fiammes* distantes (Fig. 2.53) y generan una alteración rojiza a su alrededor, posiblemente por la cristalización de óxidos de hierro, que a su vez provoca un leve aumento en el grado de desvitrificación de la matriz afectada, con mejor desarrollo de textura felsítica (Fig. 2.54).

Figura. 2.52. Muestra de la litofacies emLT en donde se observan venillas rellenas de tridimita (?) y sanidina que convergen en una litofisa. Abreviaturas en pag. 30.

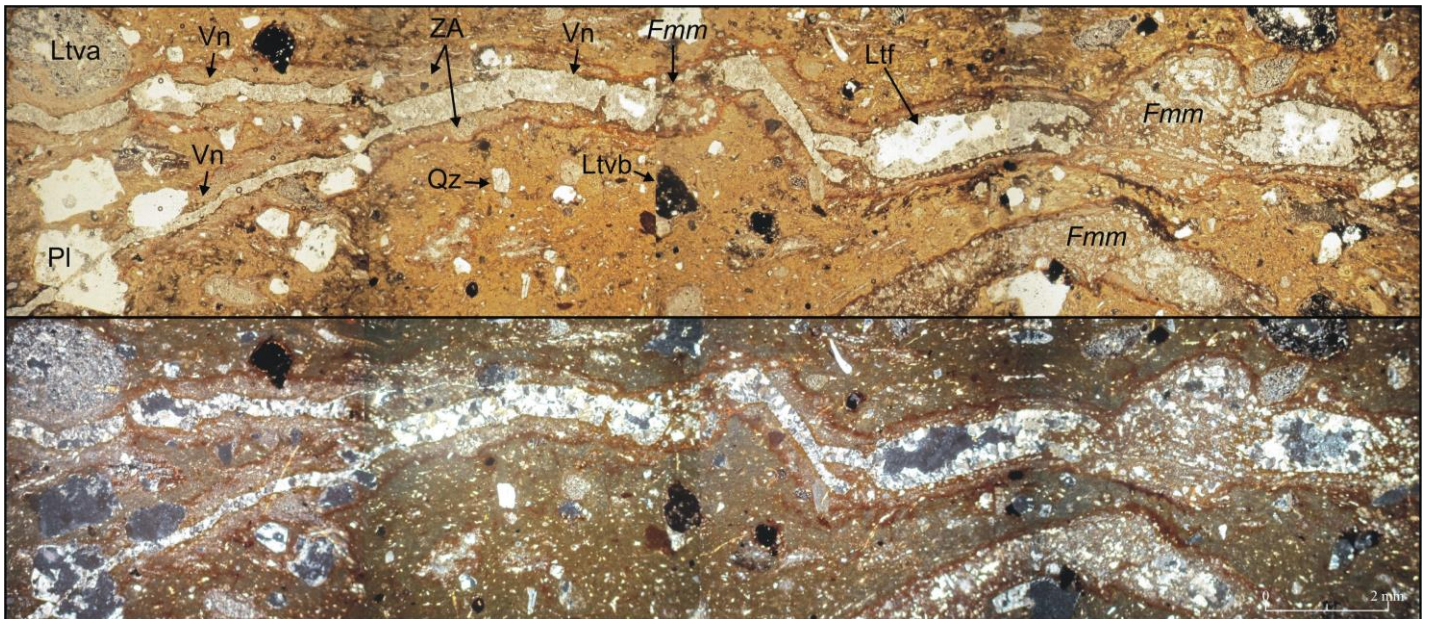


Figura 2.53. Microfotografías (2,5X) que muestran el nacimiento de las venillas (Vn) silíceas en los fiammes, la generación de litofisas, la conexión que producen entre *fiammes* y las facturas de cristaloclastos. También se muestra la zona de alteración rojiza alrededor de las venillas. ZA: Zona de alteración. Abreviaturas generales en pag. 30.

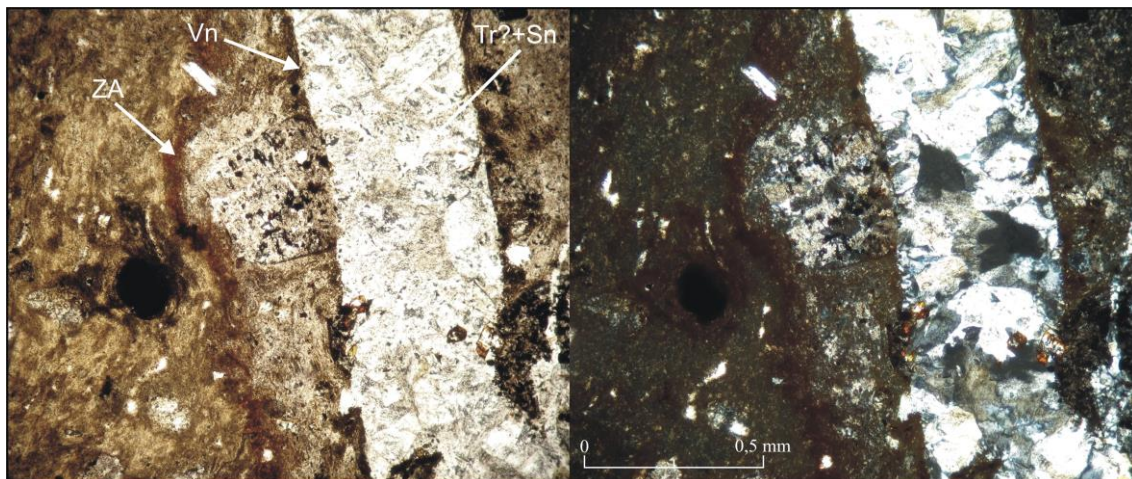


Figura 2.54. Microfotografía (10X) de detalle de una venilla rellena de tridimita(?), sanidina y la zona de alteración circundante. Nótese el leve aumento en el grado de desvitrificación de la zona afectada por la alteración, en tanto que la matriz se presenta vítrea. ZA: Zona de alteración. Abreviaturas generales en pag. 30.

### Interpretación (emLT)

La carencia de estructuras (maciza) y la pobre selección de los depósitos permite interpretarlos como producto de la depositación a partir de corrientes de densidad piroclástica concentrada (PDC), con agradación progresiva controlada por una zona de límite de flujo dominada por el escape de gases (Fig. 2.31) (Branney y Kokelaar, 2002).

La textura eutaxítica desarrollada por el colapso del material vitroclástico a una temperatura superior a la de transición del vidrio durante el proceso de soldamiento ( $T_g$  entre 620 y 750° para composiciones riolíticas de acuerdo a Watkins *et al.* 2009 y citas incluidas), indica una eficiente conservación del calor magmático en el flujo. Ello sugiere un origen para el depósito por colapso de una columna eruptiva de escasa altura (subpliniana?), o bien por erupciones tipo fontana sostenida o *boiling over* (Branney y Kokelaar, 2002; Wolf, 1878 respectivamente). Esto habría favorecido la conservación de calor y el desarrollo de PDCs bajo un estilo eruptivo dominado por convección forzada (Doronzo, 2012).

Por otro lado, el alto grado de desvitrificación observado en los *fiammes*, con desarrollo de texturas granofíricas, esferulíticas cerradas y axiolíticas, evidencian bajas tasas de enfriamiento y contenidos mayores de volátiles con respecto a las trizas y polvo vítreo circundante, que sólo desarrollan texturas felsíticas (Lofgren, 1971a; McArthur, 1998; Briggs, 1976; Mundula *et al.*, 2009 y citas incluidas).

Castro *et al.* (2008) y Watkins *et al.* (2009) entre otros, han mostrado que el crecimiento de esferulitas provoca la expulsión de agua (especies minerales hidratadas) hacia las zonas exteriores por la cristalización de especies minerales anhidras en el interior de la estructura (tridimita, cristobalita y sanidina). Esto genera una concentración anómala de agua en la zona próxima a las esferulitas, que va disminuyendo hacia el resto de las zonas vítreas de la roca. Se considera que este proceso de expulsión de agua por cristalización de especies minerales anhidras durante la desvitrificación, es extrapolable a las demás texturas producto de este proceso (granofírica, axiolítica, etc.). Por otra parte, Riehle (2015) considera que la liberación del calor latente por el proceso exotérmico de cristalización durante la desvitrificación, es considerable como para aumentar la temperatura de la roca en las zonas aledañas a las estructuras generadas por este proceso (esferulitas, etc.). Este autor propone que durante el proceso de desvitrificación la interacción entre los procesos de expulsión de agua y el incremento de la temperatura, generan una liberación de vapor de agua que, al expandirse adiabáticamente por el discreto aumento de la temperatura, pueden generar estructuras tipo litofisas y venilleo silíceo. Teniendo en cuenta estas propuestas, las litofisas y las venillas silíceas que nacen desde ellas, observado en rocas de esta litofacies (Figs. 2.52, 2.53 y 2.54), son interpretadas como producto de la expansión adiabática del vapor de agua liberado durante el proceso de desvitrificación que afectó a los vitroclastos luego de su colapso y que condujo en primer lugar a una sobrepresurización localizada con

generación de litofisas, para luego generar fracturamiento y relleno silíceo. En cuanto a los halos rojizos que rodean a las venillas serían producidos por la alteración hidrotermal que produce el vapor de agua con cristalización de óxidos de hierro, así como también el leve incremento de la desvitrificación de esta zona.

De acuerdo a Watkins *et al.* (2009), este proceso necesariamente se genera a temperaturas por encima de los 400°C, que es el límite inferior de difusividad del agua y se lo considera como un segundo episodio de cristalización en fase vapor, entendiendo como primero a la liberación de vapor durante el proceso de aplastamiento y soldamiento (Riehle, 2015).

**2.2.2.1.3.2.d. Tobas lapillíticas macizas con textura eutaxítica rica en litoclastos (lemLT):** Depósitos de escasa potencia (2 – 4 m) de tobas lapillíticas macizas con textura lito-vitroclástica que yacen en ocasiones entre las litofacies MsBr y emLT, o por debajo de la emLT. Esta litología se compone de litoclastos volcánicos de composiciones variables y cristaloclastos de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita, inmersos en una matriz vitroclástica de textura eutaxítica asociada con el desarrollo de *fiammes* (Fig. 2.55). El porcentaje de cristaloclastos es de 10 a 15%, el de litoclastos entre 20 y 30%, mientras que la matriz vitroclástica varía entre 55 y 70%. El tamaño de litoclastos es de entre 1 y 10 cm, con tamaño promedio de 3 cm. Los litoclastos de tamaños mayores a 6 cm (bloque) son muy escasos, en consecuencia no se clasifica al depósito como un toba brechosa.

Su ubicación intercalada entre la litofacies MsBr y emLT, a las que pasa de manera gradual, le confiere un carácter transicional entre ambas. Si bien son rocas de moderado a alto grado de soldamiento, su grado es intermedio entre el de la litofacies MsBr subyacente y el de la litofacies emLT.

Al igual que el resto de las litofacies ignimbríticas, su disposición espacial es variable con sectores subhorizontales y otros fuertemente disturbados tectónicamente.

Petrográficamente se observan grandes litoclastos volcánicos ácidos y básicos (predominan los ácidos), cristaloclastos de plagioclasa, escaso cuarzo y circón como mineral accesorio, y una matriz vitroclástica de textura eutaxítica con *fiammes* y trizas colapsadas que se adaptan a la morfología y posición de los litoclastos (Fig. 2.56).

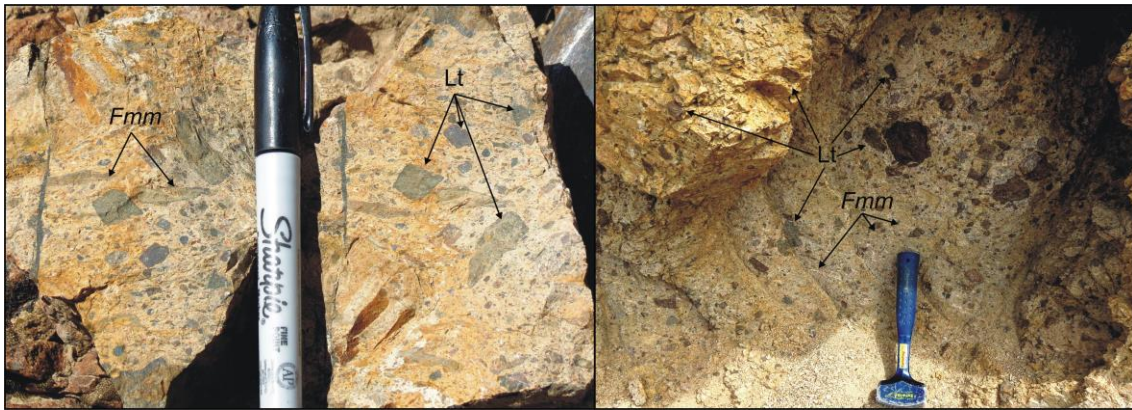


Figura 2.55. Toba lapillítica maciza con textura eutaxítica y abundantes litoclastos visibles macroscópicamente. Abreviaturas en pag. 30.

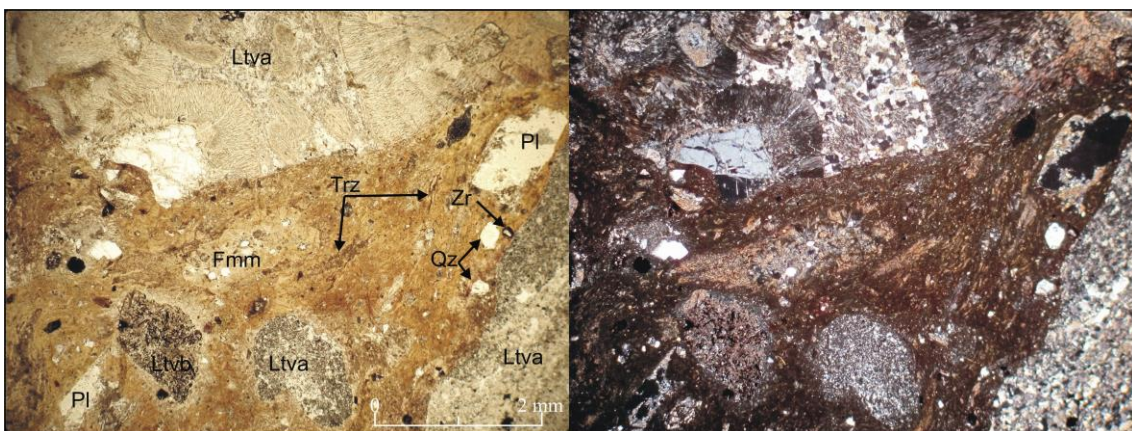


Figura 2.56. Microfotografía (2,5X) de la litofacies lemLT, en donde se observan grandes fragmentos líticos de riolitas con alto grado de desvitrificación y escasos de volcanitas básicas. Los *fiammes* y trizas colapsadas se adaptan a la posición y morfología de los litoclastos. Abreviaturas en pag. 30.

**Interpretación (ImLT):** al tratarse de un depósito transicional entre las litofacies MsBr y emLT, generadas durante el mismo episodio volcánico, los mecanismos de generación son similares a los descritos para esas litofacies. El menor grado de soldamiento observado con respecto a la litofacies emLT se debe a la abundancia de litoclastos (hasta 40% por sectores) que disminuyen la temperatura general del depósito. Este efecto producido por los litoclastos ya fue mencionado para la litofacies MsBr en una escala mucho mayor.

**2.2.2.1.3.2.e. Tobas lapillíticas macizas con fábrica reomórfica (rheomLT):** potentes depósitos mantiformes de entre 20 y 100 metros de tobas lapillíticas macizas fuertemente soldadas con fábrica reomórfica, que afloran en zona centro-norte del área de trabajo (Fig. 2.30). Afloran sobreyaciendo a los depósitos de mesobrechas, de los que

gradan de manera gradual, o bien cubre a niveles de ignimbritas de moderado a alto grado de soldamiento (emLT, lemLT).

Al igual que el resto de las litofacies ignimbríticas, los mantos de esta litofacies se presentan altamente deformados tectónicamente en la zona centro-occidente del área de trabajo, en cercanías de la intersección de la ruta pcial. N° 47 con el río Deseado (Paso Gregores), producto de múltiples fallas de cinemática normal (Fig. 2.41), mientras que en áreas alejadas a este sector, los mantos se encuentran en posiciones subhorizontales, similares a las de depositación.

Litológicamente corresponden a tobas lapillíticas fenoriolíticas con fuerte textura eutaxítica compuestas por *fiammes* intensamente colapsados, cristaloclastos de cuarzo, sanidina, escasa biotita y plagioclasa, litoclastos de rocas volcánicas ácidas y básicas, inmersos en una matriz con fábrica foliada producto del intenso soldamiento de las trizas vítreas. Los *fiammes* presentan longitudes que pueden alcanzar los 60 cm (Fig. 2.57 A), con relaciones de aplanamiento promedio 1:30. Para esta litofacies, la metodología de Quane y Russel (2005) aplicada en las litofacies previas con el fin de determinar el grado de soldamiento, no es aplicable debido a la gran longitud alcanzada por los *fiammes* debido al reomorfismo.

La foliación discontinua de la matriz sumada al fuerte colapso de los *fiammes* le otorga a los afloramientos un ligero aspecto foliado (Fig. 2.57 B, D). Los niveles de mayor grado de soldamiento dentro de esta litofacies, comienzan a insinuar coalescencia de *fiammes* mediante cuellos de aglutinación (*sintering neck* de Seville *et al.*, 1998) (Fig. 2.57 C, D), rasgo que caracteriza a la litofacies de *lava-like*.

Por otro lado el desarrollo de textura parataxítica por rotación de litoclastos (Fig. 2.57 C) y el de pequeños pliegues de flujo es por sectores abundante. Ocasionalmente se han observado pliegues de escala métrica (Fig. 2.58 A), *fiammes* con dimensiones de hasta 70x15 cm (Fig. 2.58 B) y autobrechas que se presentan como “bolsones” de fragmentos de la misma litofacies incluidos dentro del depósito (Fig. 2.59).

Petrográficamente corresponden a tobas lapillíticas fenodacíticas a fenoriolíticas cristaloclásticas (Fig. 2.60), vitro-cristaloclásticas (Fig. 2.61) y vitroclásticas (Fig. 2.62) caracterizadas por una marcada textura eutaxítica, con *fiammes* fuertemente colapsados rodeados de una matriz con fábrica foliada por la intensa deformación de las trizas vítreas (Fig. 2.60, 2.61 y 2.62). La textura parataxítica es habitual, con deformación del material vítreo por rotación post-colapso de cristaloclastos o litoclastos (Fig. 2.61 y 2.62).

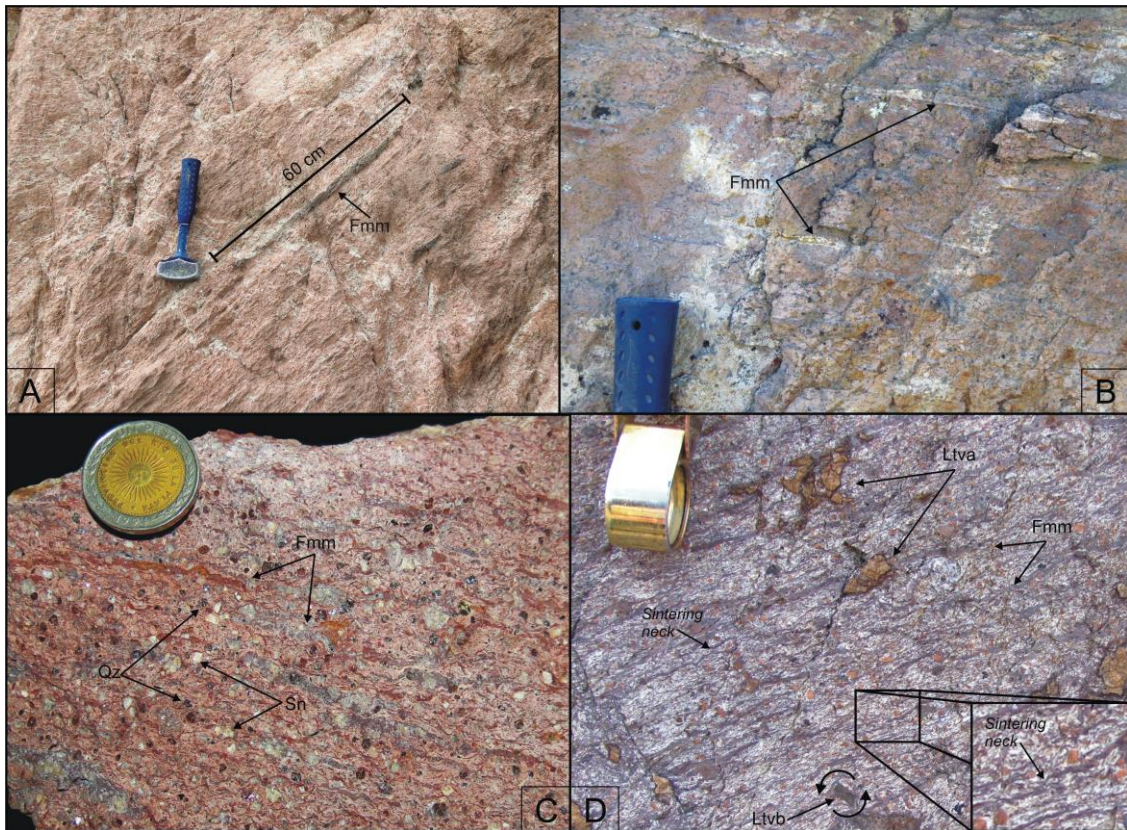


Fig. 2.57. Toba lapillítica reomórfica en afloramiento. A. Detalle de un *fiamme* de 60 cm de largo. B. Detalle de *fiammes* fuertemente colapsados. C. Fábrica foliada y textura parataxítica por rotación de litoclastos. D. Detalle de la rotación de litoclastos y de los cuellos de aglutinación (*sintering neck*) entre *fiammes*. Abreviaturas en pag. 30.

Como se ha mencionado en litofacies previas, los *fiammes* y trizas mayores se encuentran fuertemente desvitrificados a texturas granofíricas, mientras que la matriz circundante sólo desvitrificó a textura felsítica. El porcentaje de cristaloclastos varía entre 3 y 15%, mientras que el de litoclastos de 5 a 10%.

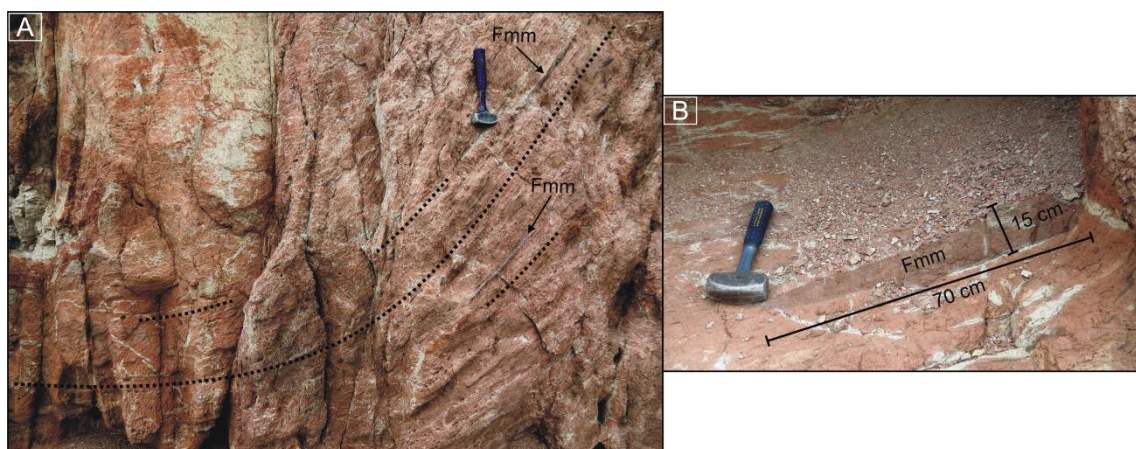


Figura 2.58. A. Pliegue reomórfico de escala métrica. B. *Fiamme* de 70cmx15cm en toba lapillítica reomórfica. Abreviaturas en pag. 30.

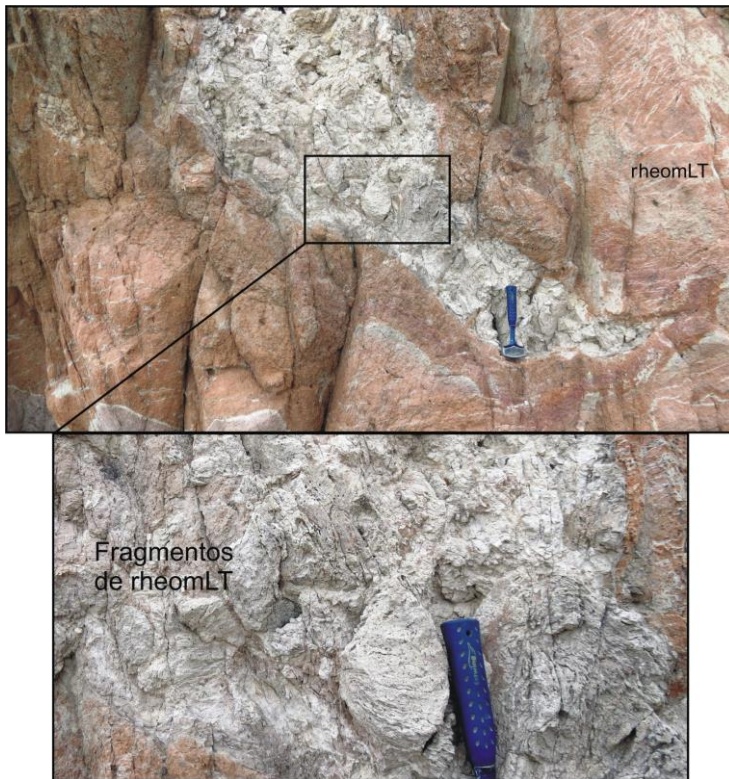


Figura 2.59. Bolsón de fragmentos autobrechados en depósito de toba lapillítica reomórfica.

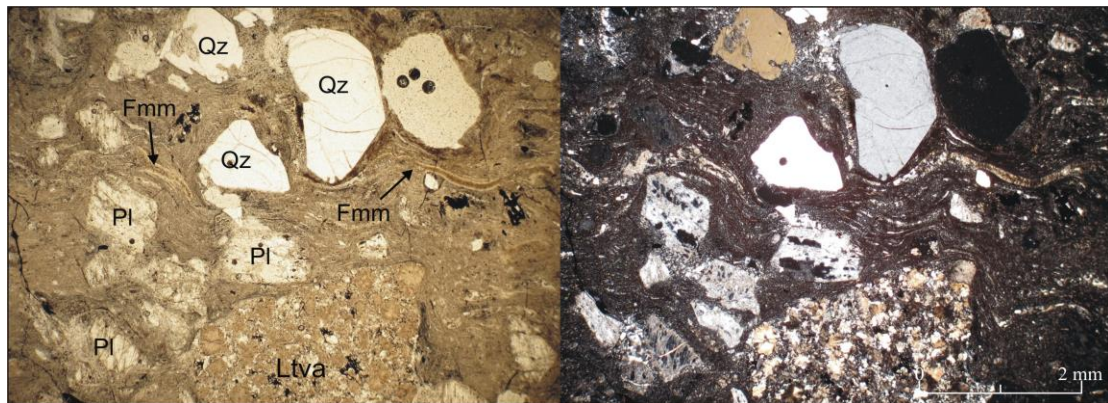


Figura 2.60. Microfotografía (2,5X) de toba lapillítica fenoriolítica cristaloclástica con fuerte textura eutaxítica. Abreviaturas en la pag. 30.

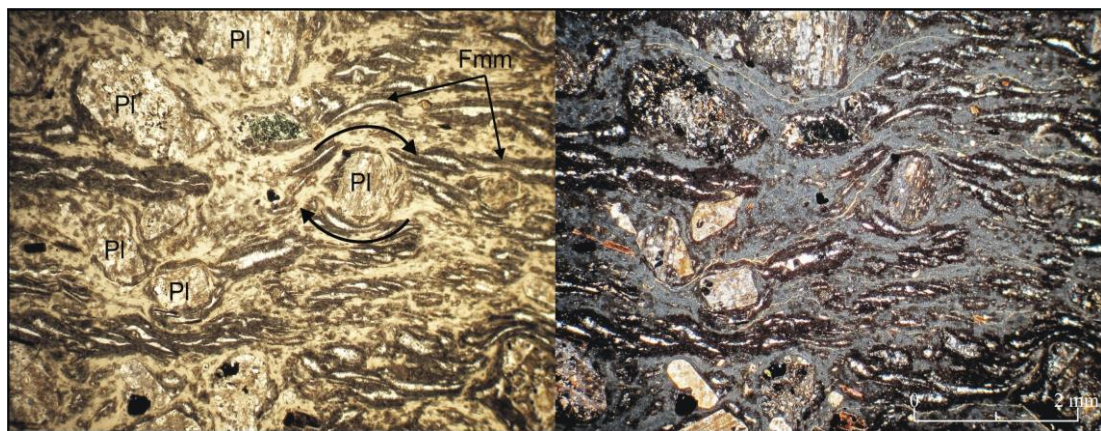


Figura 2.61. Microfotografía (2,5X) de toba lapillítica fenodacítica vitro-cristaloclástica con texturas eutaxítica y parataxítica. Detalle de la rotación evidenciada en el cristaloclasto de plagioclasa. Abreviaturas en la pag. 30.

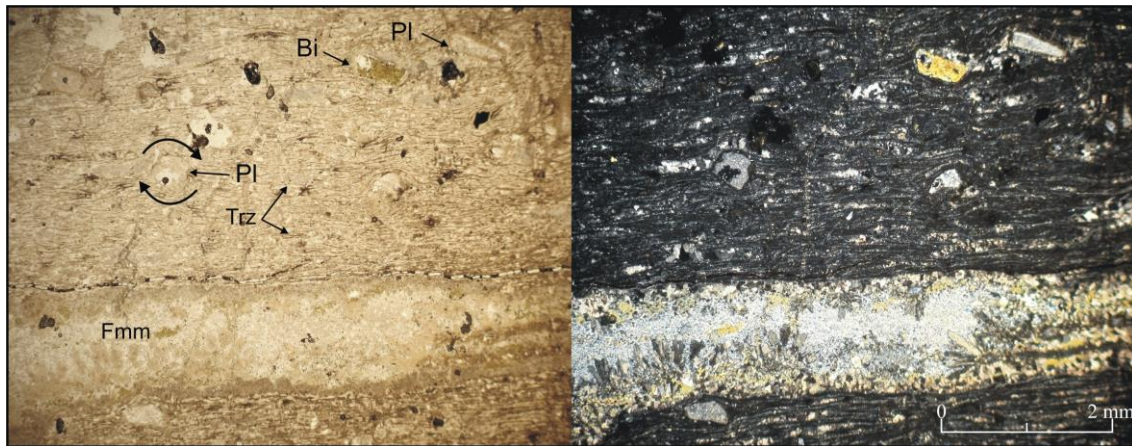


Figura 2.62. Microfotografía (2,5X) de toba lapillítica fenoriolítica vitroclástica con matriz de fábrica foliada por intenso colapso de trizas vítreas. Detalle de la rotación evidenciada en el cristaloclasto de plagioclasa. Abreviaturas en la pag. 30.

**Interpretación (rheomLT):** Se interpreta a estos depósitos como generados por agradación progresiva a partir de corrientes de densidad piroclástica concentradas con una zona límite de flujo en la que la aglutinación inmediata de los piroclastos calientes y la fuerte cizalla producida justo por debajo de ella, genera un flujo tractivo no particulado en donde los piroclastos son fuertemente deformados durante la depositación (Fig. 2.63) (Branney y Kokelaar, 1992; Pioli y Rosi, 2005; Andrews y Branney, 2011). Las texturas parataxíticas y los plegamientos son productos del mismo flujo no particulado, el que habría generado además el autobrechamiento del depósito por su capacidad de continuar fluyendo luego de que la corriente de densidad se haya disipado.

Estos depósitos han debido ser generados a temperaturas altas, muy por encima de la temperatura de transición del vidrio ( $T_g$ ), para propiciar la aglutinación y deformación sindepositacional de los piroclastos (Andrews y Branney, 2005; 2011). Por esto y por la ausencia de depósitos de caída proximal asociados, se los interpreta como producidos por erupciones tipo fontana baja sostenida o *boiling over* (Branney y Kokelaar, 2002; Wolf, 1878 respectivamente), sin una columna eruptiva que favorezca la pérdida de calor magmático, bajo un estilo dominado por convección forzada (Doronzo, 2012). Por otro lado, la presencia de vitroclastos de grandes dimensiones indicaría una profundidad somera del nivel de fragmentación (Dufek *et al.*, 2012).

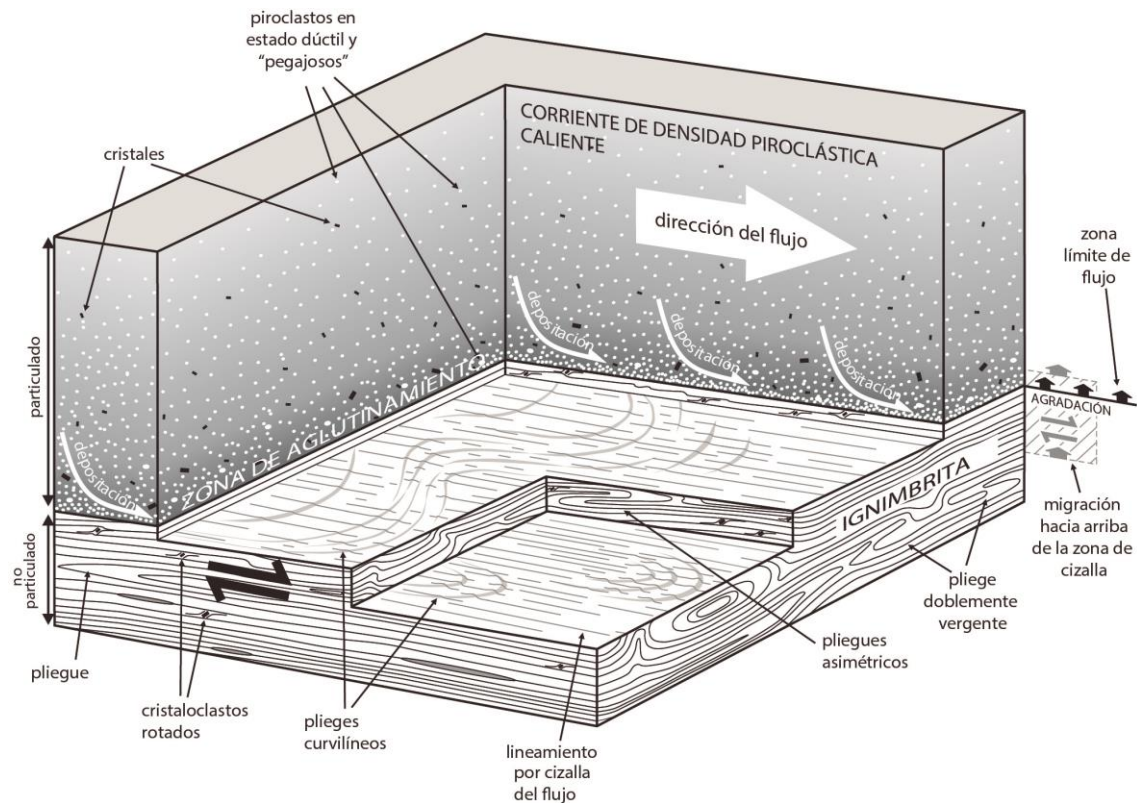
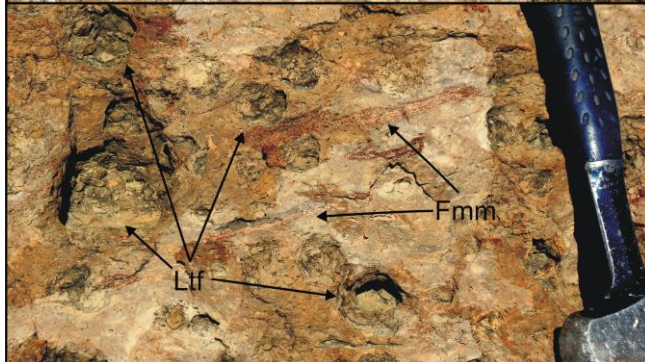
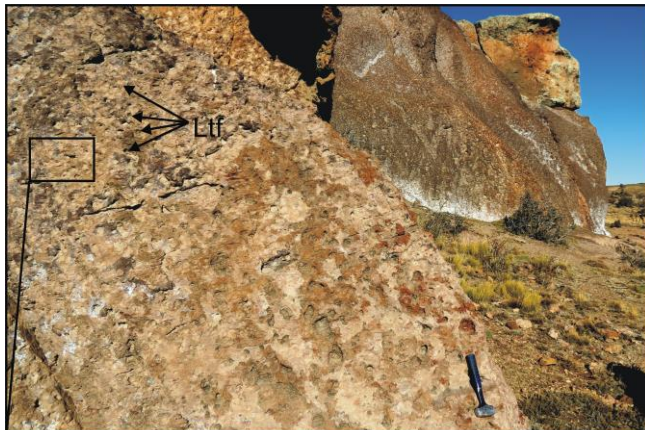


Fig. 2.63. Diagrama esquemático del mecanismo de deposición de los depósitos ignimbéricos con fábrica reomórfica. Este esquema es válido también para las litofacies posteriores rheomLLT y lava-likeT. Tomado de Andrews y Branney (2011).

**2.2.2.1.3.2.f. Tobas lapillíticas macizas con fábrica reomórfica y alto contenido de litofisas (rheomLLT):** Depósitos de geometrías mantiformes y de espesores, sin base aflorante, que se aproximan a 15 metros de toba lapillítica reomórfica vitroclástica con abundante contenido de litofisas. Los afloramientos se restringen al sector noreste del área, inmediatamente al norte de la estancia Laguna Verde y en cercanías del cerro Laciár. Esta litofacies se compone de *fiammes* elongados con bajas relaciones de aplastamiento (~1:15 a 1:20), escasos (3 a 5%) cristoclastos de cuarzo, sanidina y biotita, muy escasos litoclastos (<3%) de rocas volcánicas, inmersos en una matriz fina con desarrollo de litofisas (Fig. 2.64). Éstas se presentan con morfologías sub-esféricas de diámetro general aproximado de 3 a 7 cm y con evidencias de generación de deformación dúctil en sus alrededores (Fig. 2.65 A). De estas cavidades en la parte superficial de las rocas, se pasa a motas (Riehle, 2015) claras en el interior que tienen cristales subhedrales de cuarzo (Fig. 2.65 B). Al igual que en el sector externo, se observa deformación dúctil en alrededores de las motas. Las texturas parataxíticas y los plegamientos de pequeña escala son abundantes por sectores.

Bajo el microscopio se observan fiammes fuertemente desvitrificados a texturas axiolíticas y granofíricas, los que se encuentran inmersos en una matriz fuertemente desvitrificada a textura granofírica (Fig. 2.66), a diferencia de las litofacies descritas precedentemente con matriz felsítica. Los cristaloclastos son escasos (cuarzo, sanidina, biotita y circón como accesorio). Las motas se insinúan por bordes de coloraciones oscuras dado por la precipitación de minerales (óxidos de hierro?) y presentan un grado



de desvitrificación similar al observado en toda la roca (Fig. 2.66). En el interior de las motas se encuentran cristales de cuarzo (tridimita?) subhedrales a euhedrales con bandas de crecimiento concéntricas (Fig. 2.67)

Figura 2.64. Afloramientos de la litofacies reomórfica (toba lapillítica reomórfica con litofisas) al norte de la estancia Laguna Verde, en donde se observan grandes fiammes de hasta 17cm x 1,5cm y múltiples litofisas. Abreviaturas en la pag. 30.

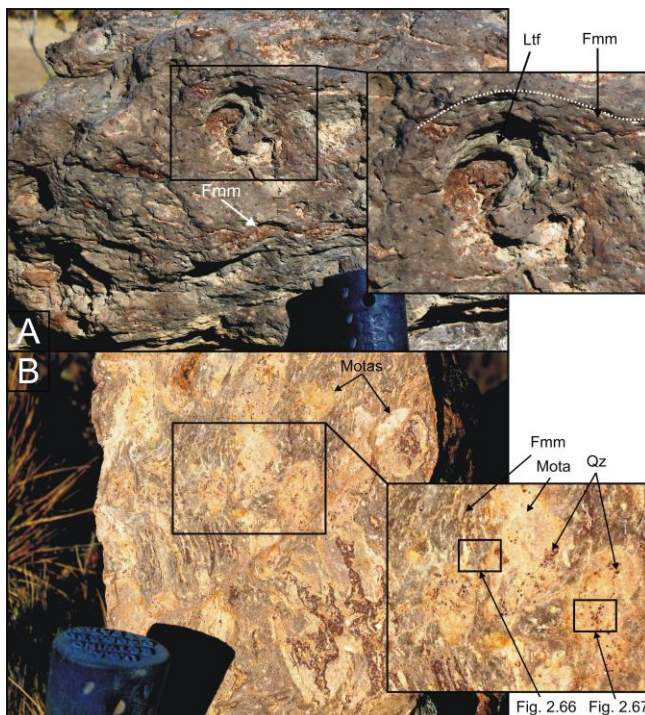


Figura. 2.65. A. Detalle de la deformación dúctil generada en los alrededores de las litofisas. B. Detalle de una roca de esta litofacies en donde se observan motas centimétricas con cristales de cuarzo milimétricos en el interior. Los fiammes y la matriz circundante, levemente foliada, con evidencias de deformación dúctil en los alrededores de las motas. Abreviaturas en la pag. 30.

Fig. 2.66 Fig. 2.67

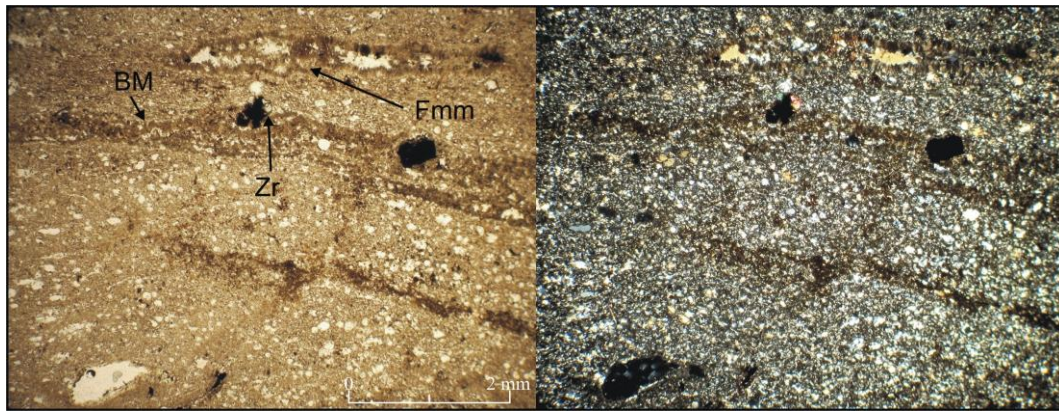


Figura 2.66. Microfotografía (2,5X) de una sección delgada de la litofacies rheomLLT en donde se observan fiammes fuertemente desvitrificados inmersos en una matriz desvitrificada a textura granofíbrica. El borde de las motas se insinúa con un borde de coloración oscura. BM: Borde de mota. Abreviaturas generales en la pag. 30.

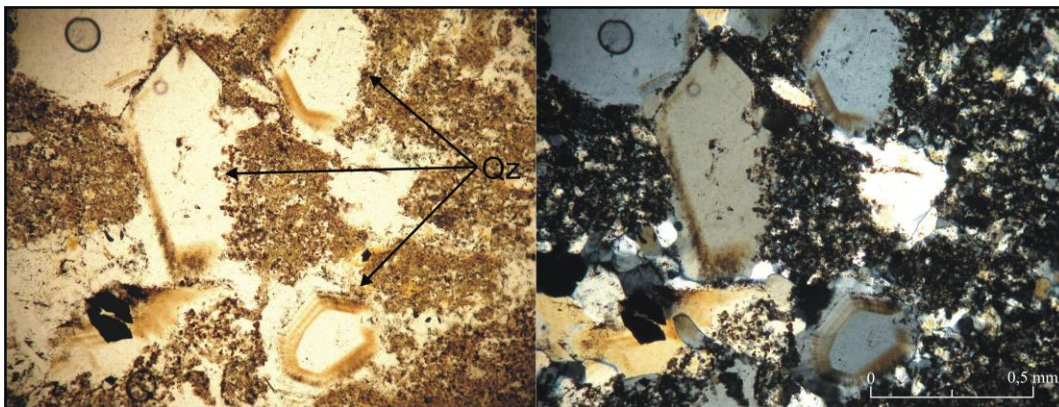


Figura 2.67. Microfotografía (10X) de una sección delgada del interior de una mota de la litofacies rheomLLT, en donde se observan cristales subhedrales a euhedrales de cuarzo con bandas de crecimiento concéntrico. Abreviaturas en pag. 30.

**Interpretación (rheomLLT):** El proceso de generación y de depositación de esta litofacies es similar al de la litofacies previa (rheomLT) (Fig. 2.58).

Las litofisas habrían sido originadas por liberación del vapor de agua producto de la desvitrificación, el cual se vio favorecido por un contenido moderado a alto de agua. El crecimiento de estas estructuras habría ocurrido luego del soldamiento del depósito y a una temperatura necesariamente superior a la de transición del vidrio que permitiría la deformación dúctil de los entornos de las cavidades. De acuerdo a Riehle (2015), la producción de litofisas en ignimbritas riolíticas indica un período mínimo de 2 años a temperaturas superiores a los 600°C. Por otro lado, como se ha mencionado previamente, la desvitrificación libera vapor de agua pudiendo generar litofisas (como este caso) y el relleno de cavidades o venillas con minerales silíceos por esta segunda fase vapor (como fue tratado en la litofacies emLT). En este sentido, los cristales de

cuarzo con bandas de crecimiento concéntrico se interpretan como minerales cristalizados por la segunda fase vapor, rellenando cavidades generadas por la sobrepresión de vapor de agua.

**2.2.2.1.3.2.g. Tobas lapillíticas con fábrica de lava (Lava-likeT):** Potentes depósitos macizos de geometrías mantiformes de entre 80 y 170 metros de potencia (Fig. 2.68) de tobas lapillíticas foliadas que afloran casi exclusivamente en el sector centro occidental del área de trabajo, en el entorno de las estancias La Alicia y La Porfía. Sólo existe un afloramiento menor en los alrededores del casco de la estancia Cerro del Paso.

Esta litofacies presenta una foliación reomórfica mejor desarrollada y más continua que la previa (rheomLT), dada por la coalescencia casi total de los vitroclastos, rasgo que se utiliza para su identificación de acuerdo a Branney y Kokelaar (1992). Dicha foliación produce en los afloramientos un fracturamiento en lajas que se acentúa hacia las partes inferiores, desde donde transicionalmente se pasa a un depósito macizo hacia arriba (Fig. 2.69).

Al igual que el resto de las unidades ignimbríticas, su disposición espacial es variable con sectores subhorizontales en las zonas alejadas a la zona centro occidente del área, y sectores fuertemente disturbados tectónicamente (Fig. 2.41).

Litológicamente corresponden a fenodacitas y fenoriolitas de texturas vitroclásticas a vitro-cristaloclasticas compuestas por *fiammes* coalescentes, cristaloclastos de cuarzo, plagioclasa, sanidina, biotita y escasos litoclastos de rocas volcánicas ácidas y básicas tamaño lapilli a bloque, inmersos en una matriz fina foliada (Fig. 2.70). Ocasionalmente se han observado litoclastos de rocas volcánicas básicas de hasta 2 metros (Fig. 2.71).

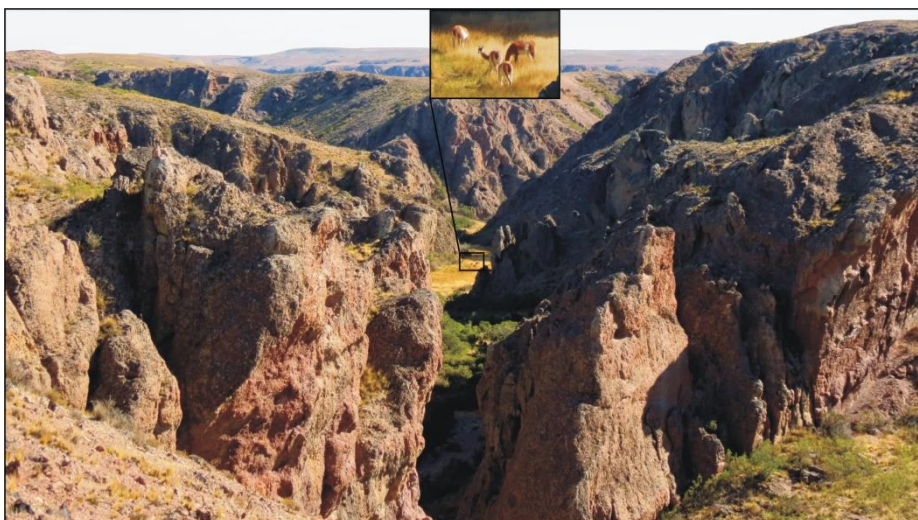


Figura 2.68. Afloramiento de la litofacies lava-likeT. Manada de guanacos como escala.

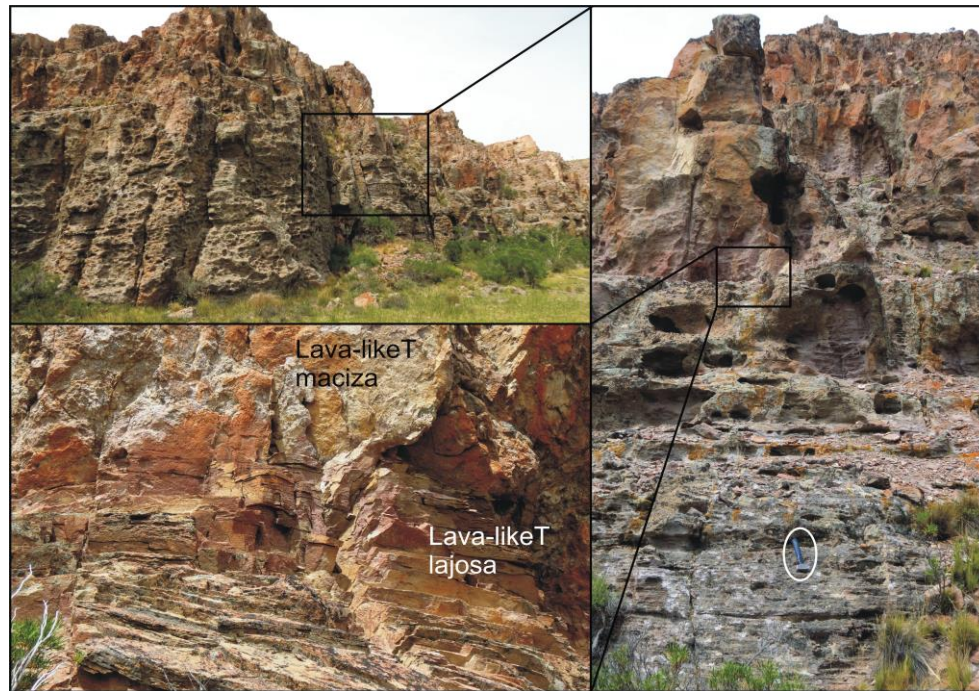


Figura 2.69. Afloramiento de lava-like T con un fuerte “lajamiento” de la porción inferior, mientras que hacia los niveles superiores el depósito es macizo. Martillo de escala.



Figura 2.70. Ejemplos de rocas de la litofacies lava-like T, en donde se observa la foliación reomórfica típica, con *fiammes* coalescentes conformando verdaderas bandas de foliación y las texturas parataxíticas por rotación de litoclastos post-colapso. Abreviaturas en pag. 30.

Petrográficamente corresponden a tobas lapillíticas fenoriolíticas vitro-cristaloclasticas compuestas por *fiammes* coalescentes conformando verdaderas bandas de flujo, cristaloclastos subhedrales a anhedrales de cuarzo, plagioclasa, sanidina, biotita y escasos litoclastos volcánicos, incluidos en una matriz foliada en la que no se reconocen

morfologías de los vitroclastos originales. En forma local se observan plegamientos originados por flujo viscoso rodeando a cristaloclastos (Fig. 2.67), mientras que los procesos de desvitrificación se manifiestan respetando la foliación, con bandas fuertemente desvitrificadas a textura granofírica rodeadas de bandas vítreas a levemente desvitrificadas a textura felsítica (Fig. 2.67 y 2.68). Se asume que las bandas de fuerte desvitrificación corresponden a los vitroclastos mayores (fiammes y trizas mayores), mientras que las bandas vítreas o felsíticas a la matriz piroclástica fina (trizas).

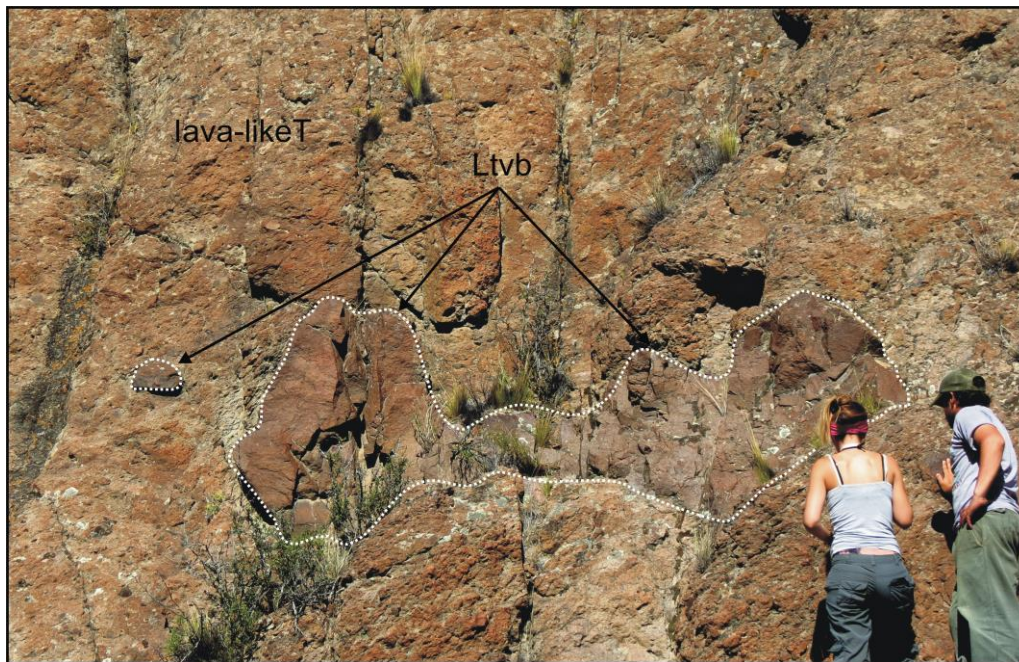


Figura 2.71. Bloques líticos en la litofacies lava-likeT.

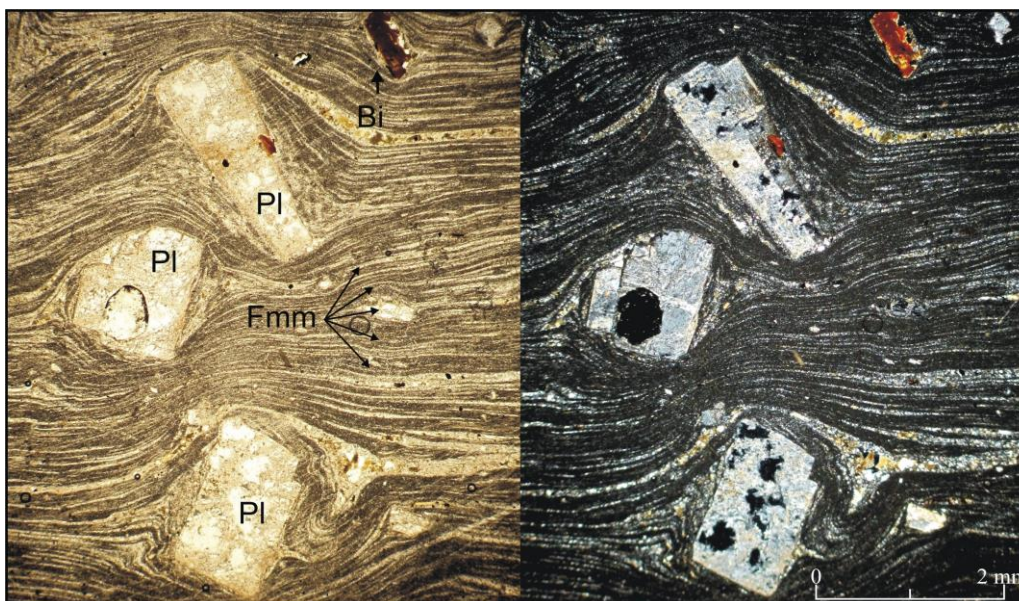


Figura 2.72. Microfotografía (2,5X) de toba lapillítica lava-likeT, en donde se observa una fuerte foliación reomórfica con microplegamientos que engloba a los cristaloclastos, producto de la coalescencia del material vitroclástico. Abreviaturas en la pag. 30.

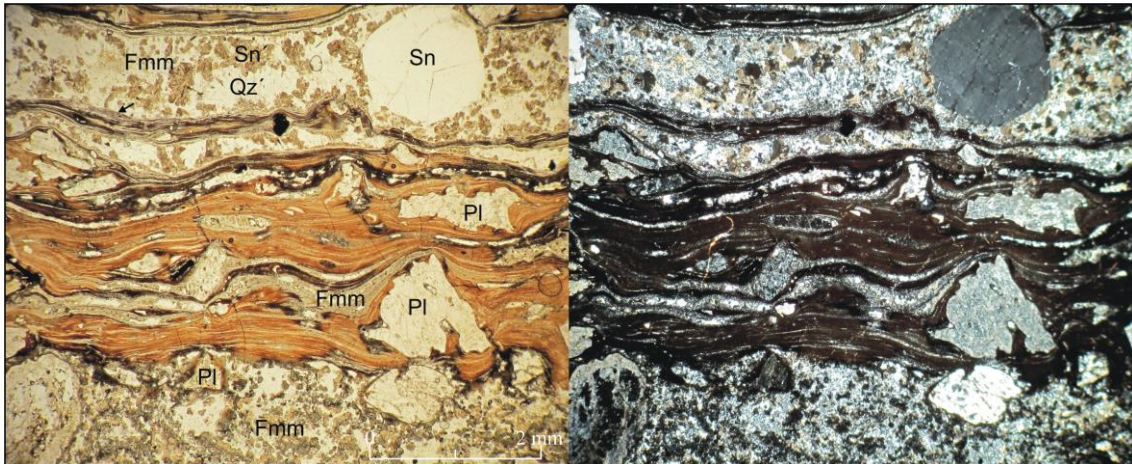


Figura 2.73. Microfotografía (2,5X) de toba lapillítica lava-like, en donde se observa una fuerte foliación reomórfica que rodea a los cristaloclastos, con bandas fuertemente desvitrificadas a textura granofírica y bandas vítreas. Abreviaturas en la pag. 30.

Ocasionalmente, al igual que en la litofacies emLT, se han observado venillas rellenas de cristales de cuarzo (tridimita?) bien desarrollados. Estas venillas por sectores son concordantes con la foliación, haciéndolas quizá confundibles con fiammes altamente desvitrificados, pero en otros se observa claramente una relación de intrusión discordante (Fig. 2.74).

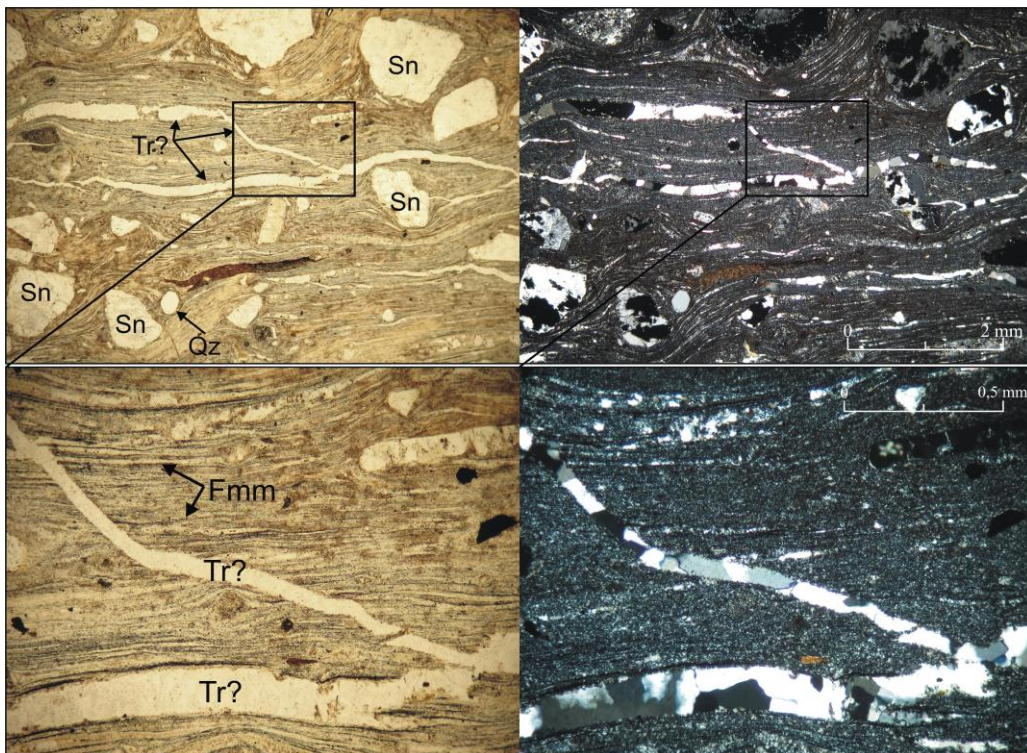


Figura 2.74. Microfotografía (arriba: 2,5X, abajo: 10X) de toba lapillítica lava-likeT, en donde se observan venillas rellenas de cuarzo (tridimita?) de buen desarrollo cristalino cortando la foliación reomórfica de la roca. Abreviaturas en la pag. 30.

**Interpretación (lava-likeT):** A semejanza que la litofacies rheomLT, se interpreta a estos depósitos como generados por agradación progresiva a partir de corrientes de densidad piroclástica concentradas con una zona límite de flujo en la que la aglutinación inmediata del material piroclástico caliente y la fuerte cizalla producida justo por debajo de ella, genera un flujo tractivo no particulado que deforma los piroclastos (Branney y Kokelaar, 1992; Pioli y Rosi, 2005; Andrews y Branney, 2011) (Fig. 2.63). La deformación, de mayor intensidad que la litofacies previa (rheomLT), genera la coalescencia de los vitroclastos, dando como resultado rocas foliadas.

Estos depósitos se habrían generado a temperaturas cercanas a los 900°C, muy por encima de la temperatura de transición del vidrio ( $T_g = 650-720^\circ\text{C}$ ), a la cual los vitroclastos poseen un comportamiento lo suficientemente dúctil y “pegajoso” para propiciar su aglutinación y deformación sindepositacional (Andrews y Branney, 2005; 2011). Por lo mencionado, se interpreta como depósitos producidos por erupciones tipo fontana baja sostenida o *boiling over* (Branney y Kokelaar, 2002; Wolf, 1878 respectivamente), bajo un estilo dominado por convección forzada (Doronzo, 2012), sin desarrollo de columna eruptiva.

Las venillas rellenas de cuarzo (tridimita?) son interpretadas como producto de la liberación y expansión adiabática de vapor de agua durante el proceso de desvitrificación que afectó a los vitroclastos mayores luego de su colapso, a temperaturas superiores a la de transición del vidrio (Riehle, 2015).

#### **2.2.2.1.4. Depósitos piroclásticos de caída**

Estos niveles de rocas piroclásticas se encuentran ubicados estratigráficamente entre las dos potentes secuencias de mesobrechas e ignimbritas que conforman los afloramientos principales del área de trabajo. Los afloramientos principales se ubican en el sector centro-sur del área de trabajo, en proximidades de las estancias La Alicia y Cerro del Paso (Fig. 2.75) y han sido subdivididos en cuatro litofacies denominadas **mT**, **//sT**, **//scT** y **mTpel** (toba de ceniza maciza, toba de ceniza laminada, toba de ceniza con laminación convoluta y toba de ceniza maciza con pellets acrecionales respectivamente).



Figura 2.75. Ubicación de los afloramientos de los depósitos piroclásticos de caída sobre una imagen satelital tomada de Google Earth.

**2.2.2.1.4.a. Tobas de ceniza macizas (mT):** Escasos afloramientos de bancos mantiformes de moderada a baja potencia (3 – 20 m) de tobas de ceniza macizas (Fig. 2.76) bien seleccionadas, compuestas por aproximadamente un 80% por ceniza, 10% de lapilli pumíceo fino y 5% de cristaloclastos. En sección delgada se observan morfologías cuspidas y en plato de las trizas vítreas que conservan las morfologías originales, sin evidencias de soldamiento o retrabajo (Fig. 2.77). Esta litofacies se encuentra a menudo asociada con niveles de la litofacies mTpel y, por el contrario, no se ha observado una vinculación espacial con depósitos sedimentarios.

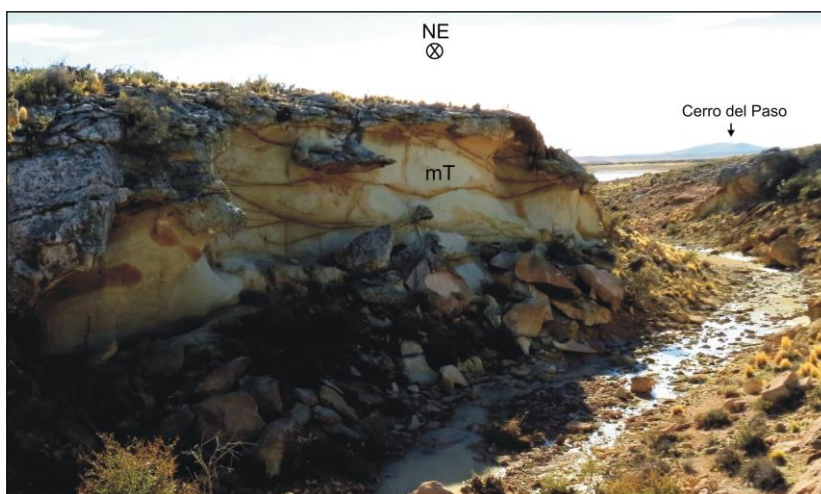


Figura 2.76. Afloramiento de la litofacies mT entre las estancias Cerro del Paso y El Triunfo. En último plano el cerro del Paso.

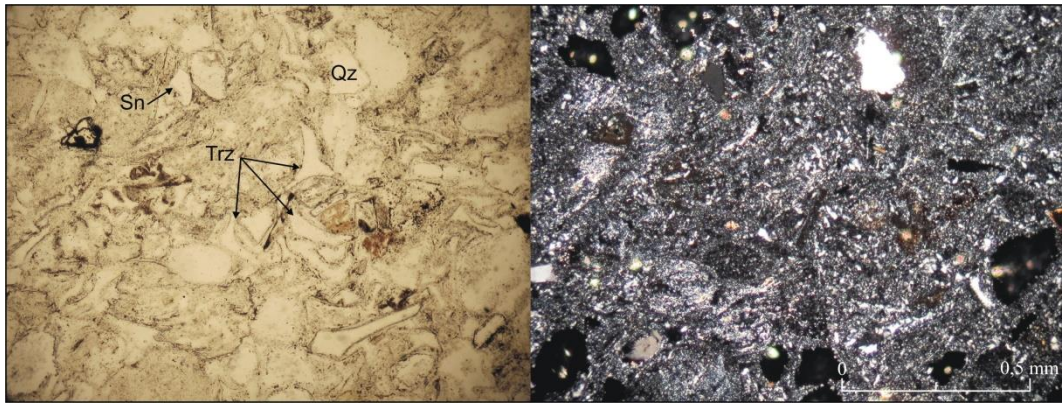


Figura 2.77. Microfotografía (10X) de toba de ceniza en donde se observan morfologías cuspidadas y plato de las trizas vítreas, y escasos cristaloclastos de cuarzo y sanidina. Abreviaturas en pag. 30.

**Interpretación:** La carencia de estructuras tractivas, la buena selección, su vinculación espacial con la litofacies mTpel, las morfologías preservadas de las trizas vítreas y la no vinculación con depósitos sedimentarios permiten interpretar a estos depósitos como generados a partir de la caída directa de ceniza en una ambiente subaéreo, sin retrabajo posterior.

**2.2.2.1.4.b. Tobas de ceniza laminadas (//sT):** Depósitos tabulares de baja potencia (1,5-3 m) de toba de ceniza vítrea laminada bien seleccionada (Fig. 2.78 A, B), con ocasionales improntas de plantas fósiles (Fig. 2.78 C) y laminación ondulática simétrica de oscilación (Fig. 2.78 D). Los afloramientos de esta litofacies son escasos y sólo se presentan en cercanías de la estancia La Alicia y en un bajo topográfico ubicado entre las estancias Cerro del Paso y El Triunfo, alrededor de dos pequeñas lagunas. Los cuerpos se presentan disturbados tectónicamente de su posición original con inclinaciones entre 5 y 25° al SSE y SSO.

Espacialmente se encuentra vinculada con las litofacies mT, mTpel y //scT, y no se observan depósitos sedimentarios en los sectores en donde aflora esta litofacies.

**Interpretación (//sT):** La ausencia de estructuras tractivas, la buena selección y la fina laminación que caracteriza esta litofacies permiten interpretarla como producto de la decantación de ceniza en un cuerpo de agua con oleaje suave (movimiento oscilatorio). Este material podría provenir tanto de la caída directa de ceniza a partir de una pluma de dispersión generada por alguna erupción sub-pliniana a pliniana del entorno o bien haber sido afectado previamente por el retrabajo de un sistema fluvial que desaguaba en un cuerpo de agua en donde se produce la decantación; sin embargo la ausencia de

depósitos sedimentarios en los alrededores de los afloramientos y la vinculación espacial que presenta esta litofacies con otros depósitos con evidencias de haber sido producidos por caída (mT, mTpel), se interpreta a esta litofacies como producida por la caída directa de ceniza en un cuerpo de agua oscilante de poca profundidad, tipo laguna o lago de pequeña envergadura.

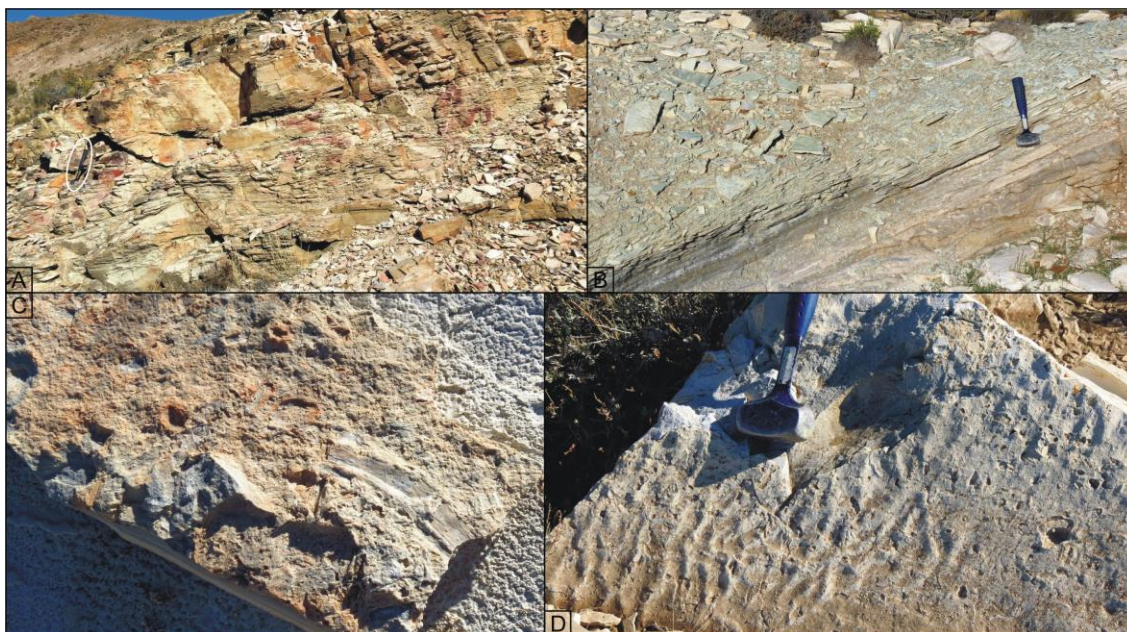


Figura 2.78. Fotografías de la litofacies //sT. A y B. Afloramientos de tobas de ceniza laminadas. C. Improntas fósiles de vegetales. C. Laminación ondulítica simétrica. En A un martillo señalado de escala.

**2.2.2.1.4.c. Tobas de ceniza con laminación convoluta (//scT):** depósitos tabulares de baja potencia (20 – 40 cm) de toba de ceniza vítrea bien seleccionada con laminación convoluta, ubicados entre niveles de tobas vítreas laminadas subhorizontalmente (//sT), de los que sólo se diferencian por su deformación intensa (Fig. 2.79). En conjunto, estos afloramientos se presentan con inclinaciones de 20 a 25° al SSE y se ubican entre las estancias Cerro del Paso y El Triunfo.

**Interpretación (//scT):** El proceso de generación de estos niveles es el mismo que para la litofacies //sT, producto de la caída de ceniza en un ambiente subácueo lagunar o de pequeño lago. La deformación convoluta se interpreta como una deformación producida por licuefacción en estado blando (SSDS: *soft-sediment deformation structures*). Al no encontrar evidencias de impactos meteóricos y por el hecho de que se trata de depósitos continentales someros que descartan la existencia de tsunamis y de corrientes turbidíticas (Shanmugam, 2016 y citas incluidas), la laminación convoluta se interpreta

tentativamente como producida por sismos que desestabilizaron el fondo de la laguna, constituyendo niveles de sismitas (Seilacher, 1969) probablemente vinculadas al volcanismo del sector, similar a lo interpretado por Branney y Kokelaar (1994) en otros terrenos volcánicos.

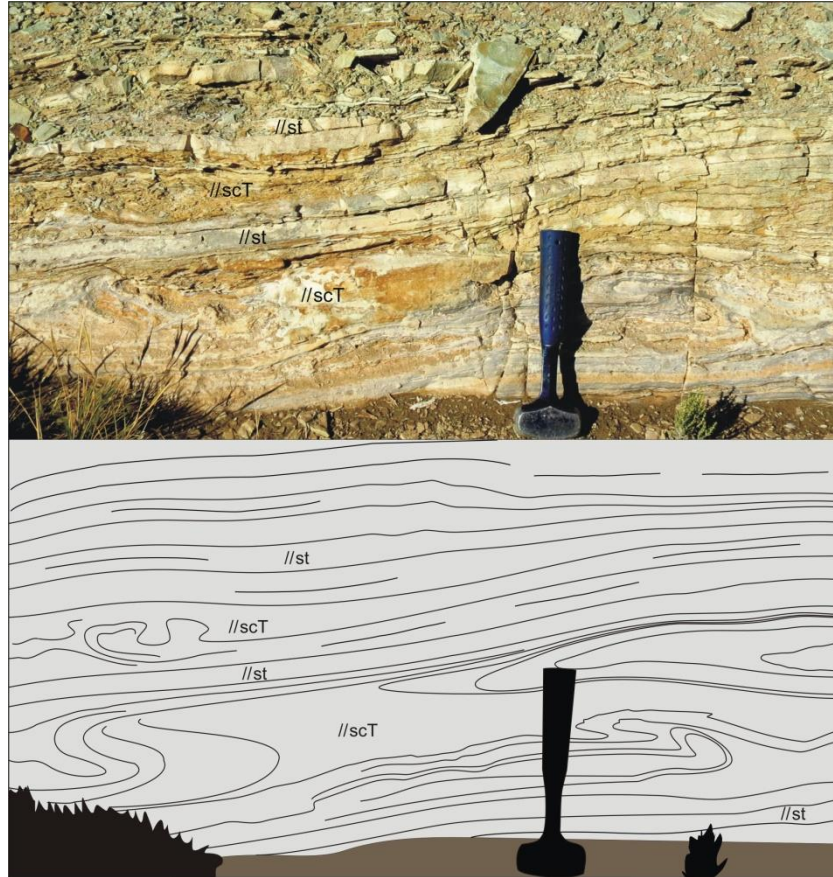


Figura 2.79. Afloramiento de tobas de ceniza con laminación convoluta intercaladas entre tobas con laminación subhorizontal.

**2.2.2.1.4.d. Tobas de ceniza macizas con pellets acrecionales (mTpel):** Depósitos tabulares macizos de baja potencia (1-3 m) constituidos por tobas de ceniza vítrea bien seleccionada con estructuras acrecionales tipo pellets AP2 (Brown *et al.*, 2012), de estructura concéntrica y núcleo de ceniza. Estos se presentan enteros y sólo en raras ocasiones fragmentados. Localmente los pellets representan entre un 10 a 20% del volumen total (Fig. 2.80 A, B), mientras que en otros del 90 al 100% (Fig. 2.80 C, D). Los afloramientos más importantes de esta litofacies se ubican a unos 3 km al suroeste de la estancia La Alicia, donde son bien expuestos por la erosión de un cauce fluvial estacional de rumbo aproximado E-O.

En sección delgada se expone claramente la estructura concéntrica de estas estructuras acrecionales y su centro constituido por ceniza (Fig. 2.81) que confirma su asignación al

tipo AP2 (Brown *et al.*, 2012). Asimismo se puede observar un abundante contenido en trizas vítreas de morfologías cuspidadas, en plato y pumíceas (Fig. 2.81 y 2.82) que por sectores le otorga el carácter clasto sostén, mientras que en otros es matriz sostén con material fino que se asigna a polvo vítreo, el que obra de matriz. El contenido de cristaloclastos es muy bajo (<3%) y se componen de cuarzo, plagioclasa, sanidina, escasa biotita y circón como accesorio.

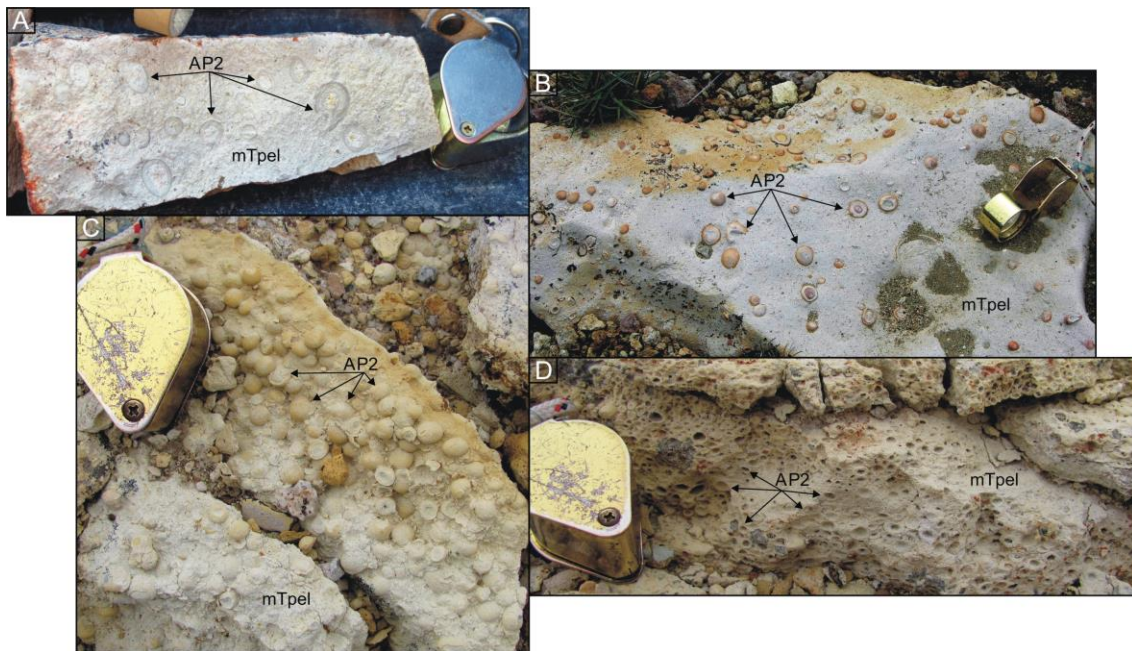


Figura 2.80. Ejemplos de la litofacies mTpel. A y B. Pellets acrecionales AP2 constituyendo entre un 10 a 20% del volumen total. C y D. Pellets acrecionales AP2 conformando entre un 90 y 100% del volumen total.



Figura 2.81. Microfotografía (2,5X) de toba de ceniza con pellets acrecionales, en donde se observa la estructura interna concéntrica de un pellet y su centro constituido por ceniza, así como también trizas vítreas cuspidadas, en plato y pumíceas. Abreviaturas en pag. 30.

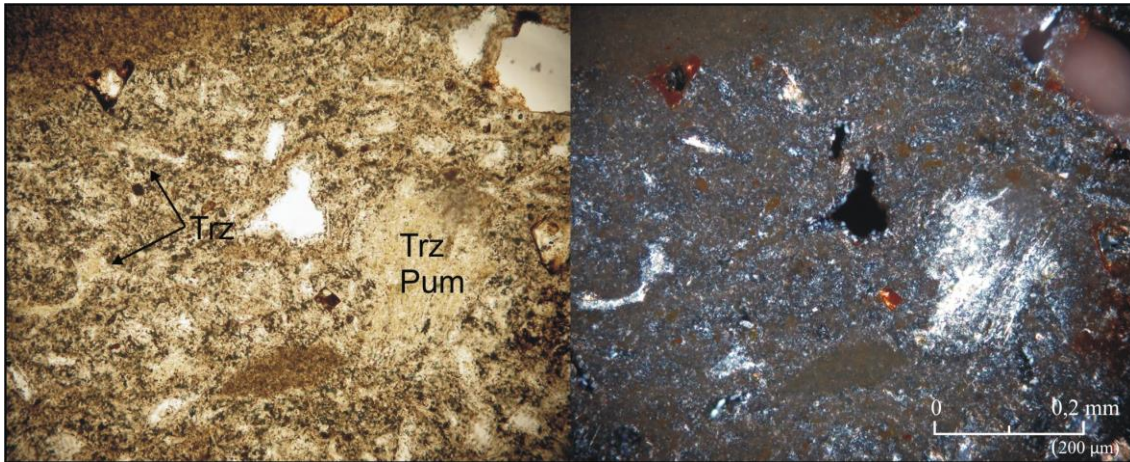


Figura 2.82. Microfotografía (20X) de toba de ceniza con pellets acrecionales, en donde se observan trizas vítreas cuspidadas, en plato y pumíceas. Abreviaturas en pag. 30.

**Interpretación (mTpel):** La ausencia de estructuras tractivas, el abundante contenido de estructuras acrecionales enteras, la ausencia de depósitos sedimentarios en los alrededores y la falta de vinculación con depósitos de corrientes de densidad piroclástica, permiten interpretar a esta litofacies como generada a partir de la caída directa de ceniza proveniente de una pluma de dispersión de ceniza en un ambiente subaéreo. Los pellets acrecionales se habrían formado por la acrecencia de ceniza a un núcleo constituido por gotas de agua (lluvia o humedad atmosférica) o bien por atracción electrostática entre las partículas vítreas (Brown *et al.*, 2012 y citas incluidas).

#### 2.2.2.1.5. Depósitos volcanoclásticos re-sedimentados

Estos depósitos se integran de rocas sedimentarias compuestas por material volcánico re-trabajado y cuyos afloramientos constituyen escasos asomos ubicados en el sector central del área de trabajo, dentro de las estancias La Alicia y La Porfía, y en el sur, al este de la estancia El Triunfo (Fig. 2.83). Estratigráficamente se encuentran tanto intercalados entre las dos potentes secuencias de ignimbritas y mesobrechas, como suprayaciendo a todas las unidades piroclásticas descritas en el área.

Tres litofacies se han diferenciado dentro de este grupo de rocas, las cuales se constituyen de areniscas estratificadas (Ss), areniscas conglomerádicas estratificadas (SGs) y conglomerados difusamente estratificados (Gdb).

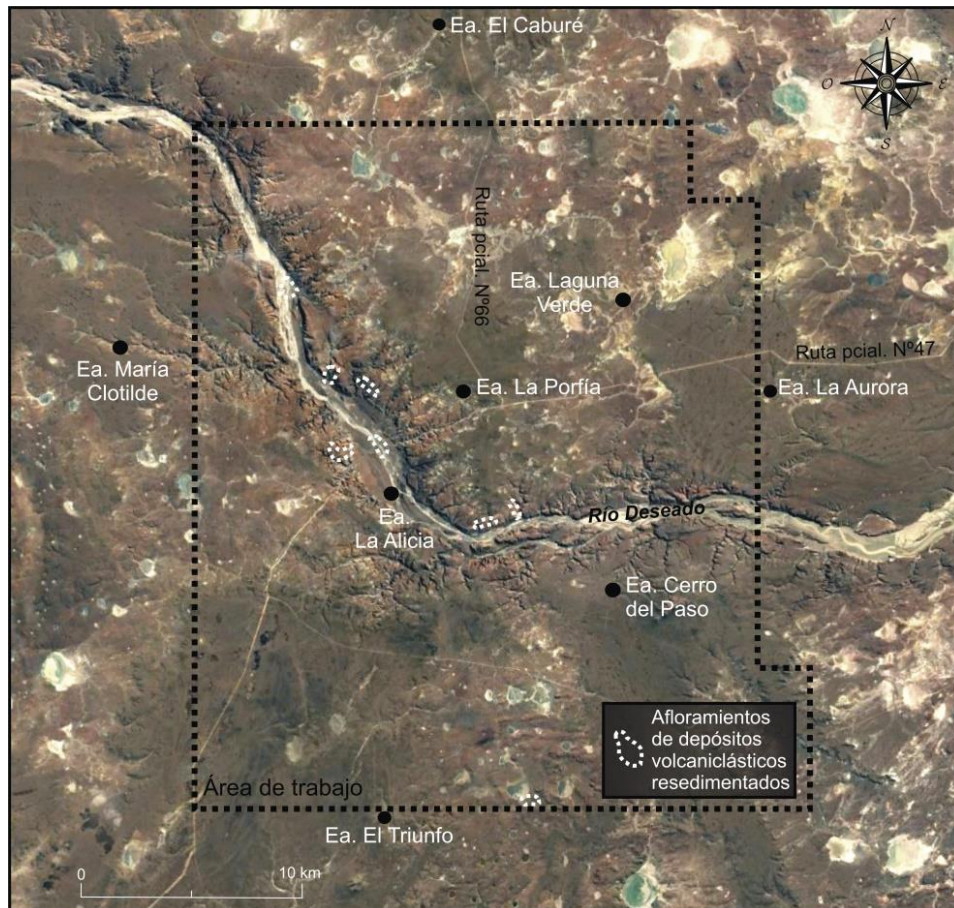


Figura 2.83. Ubicación de los asomos de depósitos volcanoclásticos resedimentados sobre una imagen satelital tomada de *Google Earth*.

**2.2.2.1.5.a. Areniscas estratificadas (Ss):** Se reconocen escasos afloramientos de moderada potencia (5 – 50 m) (Fig. 2.84 A) de areniscas estratificadas finas a gruesas bien seleccionadas, compuestas predominantemente por fragmentos líticos volcánicos angulosos de composición intermedia y ácida, y cristaloclastos subordinados de sanidina, biotita, cuarzo, plagioclasa y anfíboles alterados a calcita y clorita. Los afloramientos están estratificados paralelamente, con tendencia granulométrica granodecreciente, geometrías tabulares y espesores, por estrato, de entre 5 y 20 cm. Excepcionalmente se encuentran fragmentos de líticos volcánicos ácidos de tamaño bloque entre los estratos (Fig. 2.84 B).

Esta litofacies es subyacida habitualmente por la litofacies SGs, que acentúa la tendencia granodecreciente de los cuerpos arenosos, con contactos erosivos locales (Fig. 2.85). Localmente se han reconocido estructuras de deformación sin-sedimentaria, conformadas por sistemas de microfallas con cinemática normal e inversa, que afectan sólo algunos niveles y no se propagan al resto del conjunto rocoso (Fig. 2.86, 2.87 y

2.88). Los afloramientos se presentan fuertemente deformados tectónicamente con altas inclinaciones ( $30\text{-}35^\circ$  al SO) (Fig. 2.84 A) que llegan a alcanzar posiciones subverticales a verticales en las inmediaciones al cruce del río Deseado con la ruta pcial. N° 47 (Fig. 2.84 B, C).



Figura 2.84. A, B y C. Afloramientos de la litofacies de areniscas estratificadas (Ss) en el curso actual del río Deseado. A. Afloramiento de areniscas del sector noroeste con inclinaciones al sudoeste. B y C. Afloramiento del centro-oeste del área, en el cruce del río Deseado con la ruta pcial. N° 47, en donde las areniscas presentan inclinaciones subverticales a verticales. En B se detalla un litoclasto volcánico ácido de tamaño bloque incluido en las areniscas. Un martillo de escala.

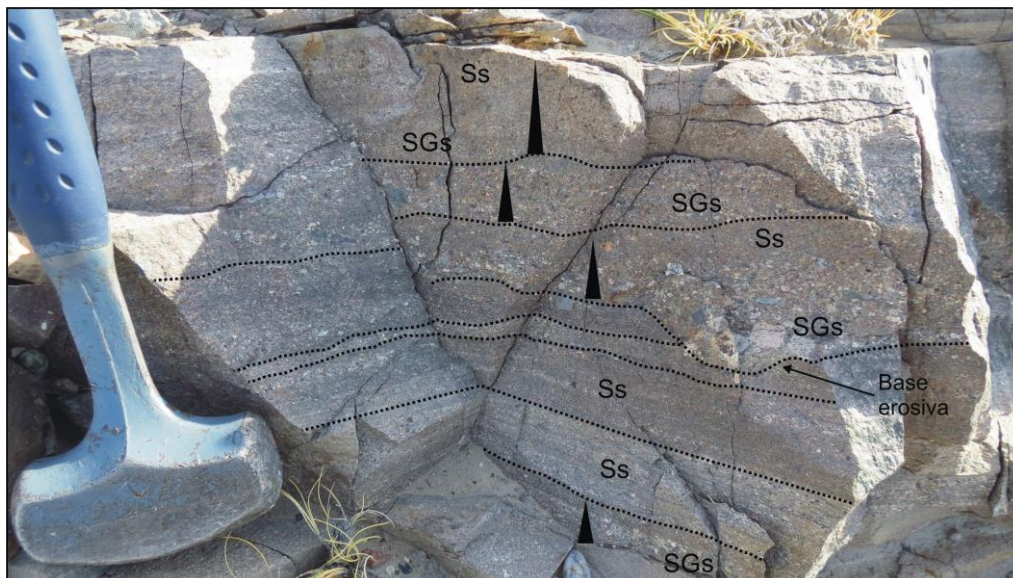


Figura 2.85. Detalle de los afloramientos en donde se observa la vinculación de la litofacies Ss con la SGs, que originan estratos de marcada tendencia granodecreciente con ocasionales contactos erosivos.



Figura 2.86. Detalle de la deformación sin-sedimentaria con sistema de microfallas normales que afectan a niveles granodecrecientes de la litofacies Ss.



Figura 2.87. Detalle de la deformación sin-sedimentaria con microfalla normal y su antitética inversa que afecta a determinados niveles de la litofacies Ss y no se propaga en la totalidad del afloramiento.



Figura 2.88. Detalle de la deformación sin-sedimentaria con un sistema de microfallas inversas que afecta a determinados niveles granodecrecientes de la litofacies Ss y no se propaga en la totalidad del afloramiento.

Al microscopio se observa una clara predominancia composicional de litoclastos volcánicos (de composición intermedia a básica dominantes) por sobre la escasa proporción de cristaloclastos de sanidina, biotita y cuarzo (Fig. 2.89), mientras que la

presencia de matriz y cemento es escasa a nula. Esto permite clasificar a estas rocas como litoarenitas (Folk, 1974) clasto sostén, con morfología angulosa de los fragmentos líticos.

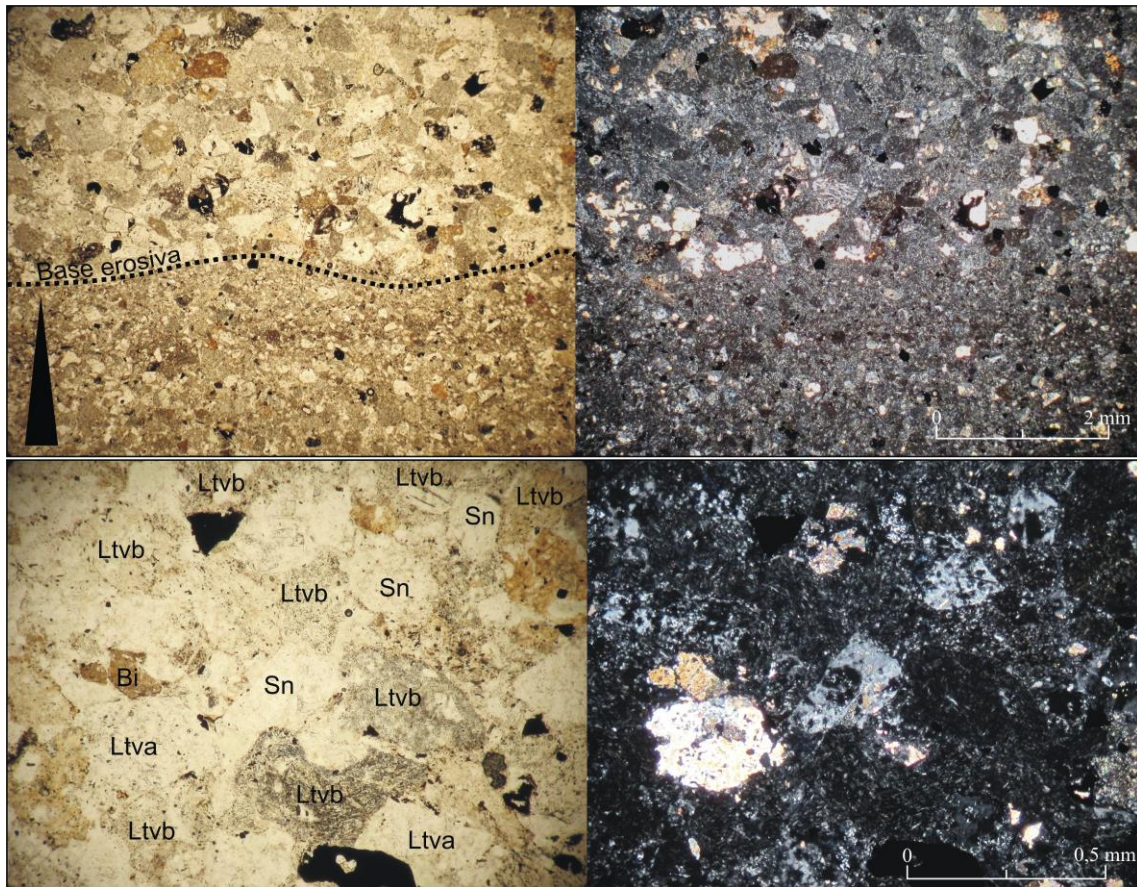


Figura 2.89. Microfotografías (2,5X arriba y 10X abajo) en donde se observa la tendencia granodecreciente, la abundancia de litoclastos volcánicos y la ausencia de matriz. Abreviaturas en pag. 30.

Estratigráficamente, estos niveles de areniscas estratificadas se hayan intercalados entre las dos potentes secuencias de ignimbritas y mesobrechas que constituyen los afloramientos principales del área de trabajo.

**Interpretación (Ss):** Las tendencias granodecrecientes, las geometrías tabulares, el importante contenido de litoclastos volcánicos y su ubicación en la columna estratigráfica local, permite interpretar a estos depósitos de acuerdo a Miall (2006), como generados a partir de flujos acuosos no encauzados (*sheetflood*), que re trabajan los materiales volcánicos aflorantes durante un período intereruptivo.

**2.2.2.1.5.b. Areniscas conglomerádicas estratificadas (SGs):** estas rocas constituyen la sección basal de los depósitos arenosos (Ss), por lo que las características de sus afloramientos son idénticas. Corresponden a areniscas conglomerádicas clasto sostén de base erosiva a neta, compuestas por líticos volcánicos básicos y ácidos tamaño gránulo a guijarro (2 mm – 3 cm) (Fig. 2.85).

**Interpretación (SGs):** El proceso que le dio origen a estos depósitos es similar al interpretado para la facies previa (Ss). Correspondería a zonas basales de flujos no encausados que retrabajan las rocas volcánicas aflorantes (Miall, 2006).

**2.2.2.1.5.c. Conglomerado difusamente estratificado (Gdb):** Depósitos de alta a baja potencia (1,5-40 m) que se presentan con geometrías lenticulares de alta relación ancho/espesor ( $W/T \sim >25$ ) y base erosiva (Fig. 2.90 A), como así también con morfologías lobuladas de base neta y techo convexo (Fig. 2.90 B). Corresponden a conglomerados difusamente estratificados, mal seleccionados, matriz sostén, compuestos por fragmentos líticos tamaño guijarro (4-16 mm) a canto (*boulder*) (>64 mm), angulosos a subredondeados, de rocas volcánicas predominantemente ácidas, inmersos en una matriz arenosa tobácea gruesa (Fig. 2.91). El contenido de matriz no supera el 30% del volumen total de la roca (Fig. 2.91).

Esta litofacies se encuentra aflorando intercalado entre depósitos de tobas de ceniza maciza (mT) del paquete piroclástico de caída ubicado entre las dos potentes secuencias de mesobrechas e ignimbritas (Fig. 2.90 A), o bien suprayaciendo en fuerte discordancia angular a ignimbritas ubicadas en los niveles más altos de la columna estratigráfica (Fig. 2.41 y 2.90 C).

**Interpretación (Gdb):** Los niveles de geometría lenticular, base erosiva, de mala selección con matriz terrígena a tobácea, habrían sido generados a partir de flujos acuosos densos tipo lahar, producto de lluvias intensas durante los eventos eruptivos que dieron origen a los potentes bancos de tobas de ceniza de caída entre los que se intercala (Manville *et al.*, 2009 y citas incluidas).

En referencia a los cuerpos de geometrías lobuladas de base plana y techo convexo, son interpretados como depósitos originados a partir de flujos densos en ambientes de abanicos aluviales. Su relación discordante sobre el paquete superior de ignimbritas y mesobrechas está controlada por la fuerte deformación previa a la depositación de los

abanicos aluviales. Esto habría favorecido la generación de este tipo de depósitos, durante un periodo intereruptivo, por las inestabilidades topográficas producidas por dicho evento deformacional.

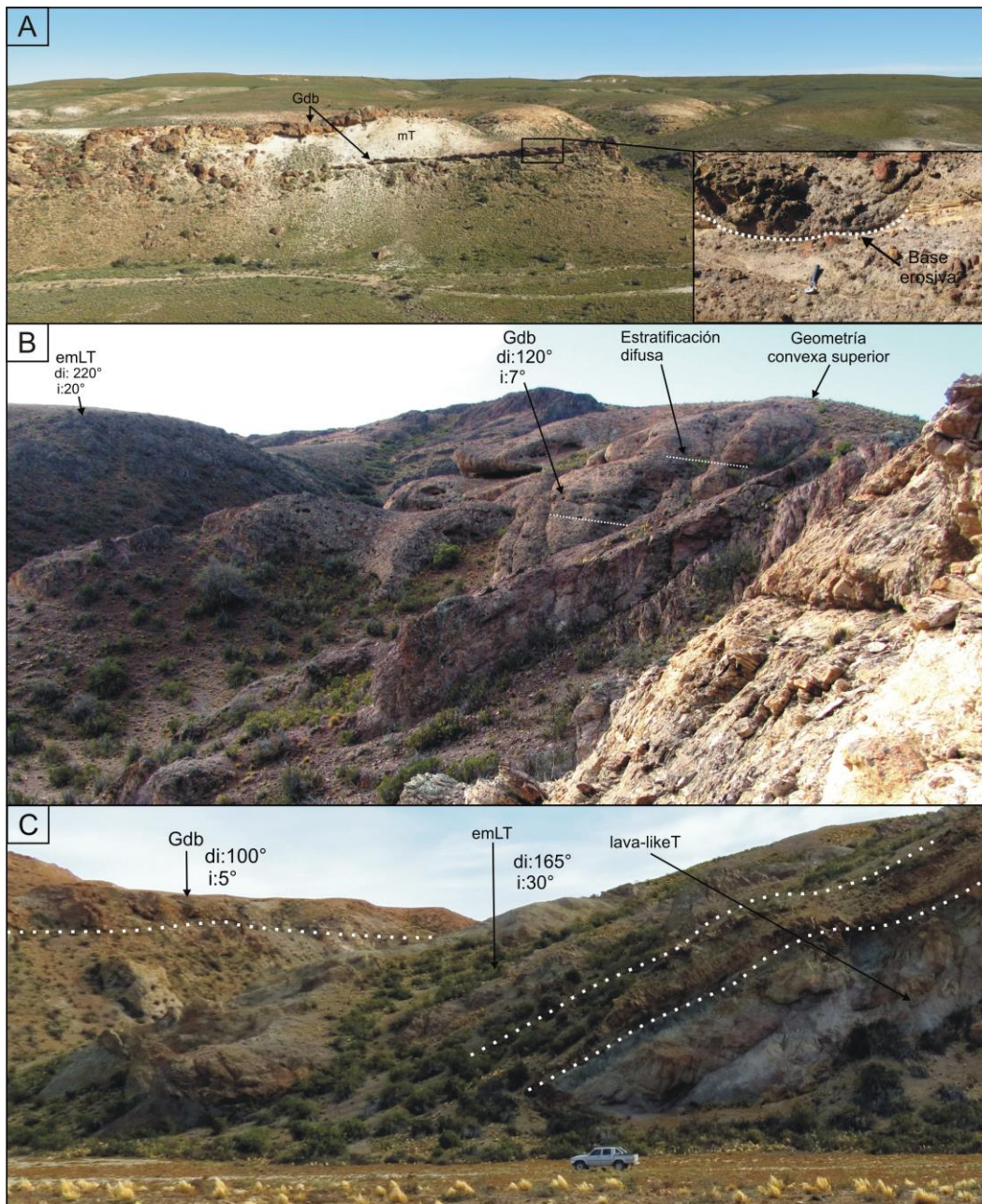


Figura 2.90. Fotografías de afloramientos de la litofacies Gdb. A. Cuerpos con geometrías lenticulares de base erosiva y geometría lobular intercalados entre niveles de la litofacies mT, aflorantes en proximidades del río Deseado entre las estancias Cerro del Paso y La Alicia. B. Depósitos de base plana, techos convexos y estratificación difusamente insinuada, ubicados al oeste de la estancia La Porfía a orillas del río Deseado. C. Niveles de conglomerados en discordancia angular sobre depósitos ignimbríticos a aproximadamente 2 km al noroeste de la estancia La Alicia. Abreviaturas en pag. 30.

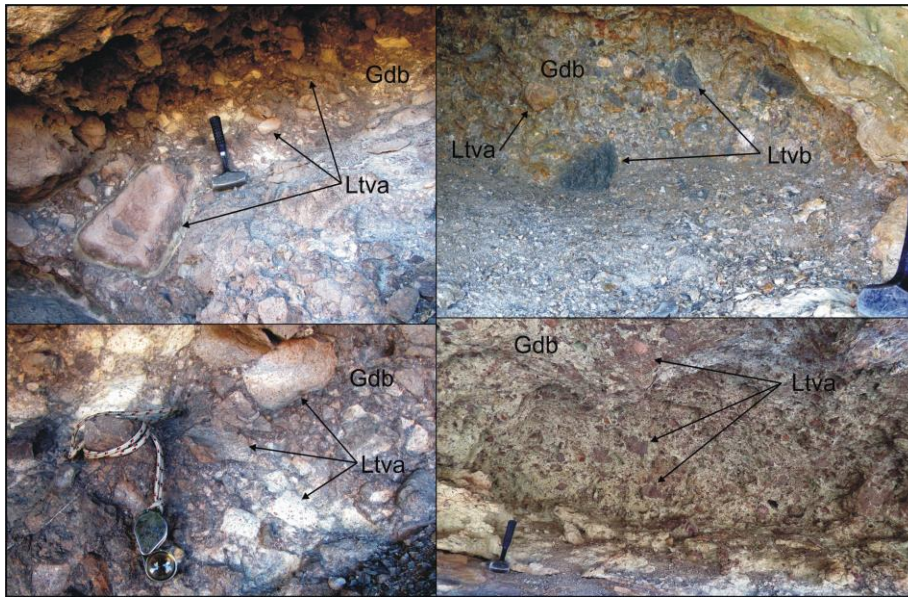


Figura 2.91. Detalle de los depósitos de la litofacies Gdb.

Conglomerados matriz sostén compuestos por fragmentos líticos de rocas volcánicas ácidas (dominante) y básicas inmersos en una matriz terrígena a tobácea.

### 2.2.2.1.6. Lavas ácidas

Se agrupan aquí a las rocas lávicas de composición ácida que coronan la secuencia estudiada y cuyos afloramientos se encuentran ampliamente distribuidos en el área siguiendo dos trenes de afloramientos, por un lado un tren NO-SE en cercanías a la traza del río Deseado y por otro uno NNE-SSO que cruza perpendicularmente al mismo (Fig. 2.92). Estas rocas incluyen las litofacies **cR**, **cfR**, **cfvR**, **cfvR** y **BrRI** (riolita coherente, riolita coherente foliada, riolita coherente foliada vitrofírica, riolita coherente foliada desvitrificada y brecha riolítica lávica respectivamente).



Figura 2.92. Ubicación de los principales afloramientos de rocas lávicas ácidas sobre una imagen satelital tomada de Google Earth.

**2.2.2.1.6.a. Riolita coherente (cR):** Litofacies integrada por rocas fenoríolíticas macizas de textura porfírica compuestas por fenocristales subhedrales de cuarzo, sanidina, plagioclasa, biotita y ocasional anfíbol, inmersos en una pasta afanítica a microgranosa. Se presenta con dos tipos de yacencia: la primera de ellas conformando las porciones internas de cuerpos lávicos de morfología globosa y elongados en una dirección preferencial (Fig. 2.93 A), mientras que la segunda corresponde a cuerpos tabulares intrusivos verticales a subverticales (Fig. 2.93 B).

En la primera de las yacencias la litofacies cR se encuentra habitualmente ligada con las litofacies que se describirán luego, cfR, cfvR, cfdR y BrRI, integrando cuerpos lávicos de potencias que rondan los 60 a 120 m (sin base visible) y extensiones laterales (desde el eje central del cuerpo elongado), que no superan los 500 a 800 m. Estos cuerpos poseen altas relaciones de aspecto, con la relación superficie/altura  $< 10$ , y en ellos esta litofacies se caracteriza por poseer bajos porcentajes de cristalinidad ( $< 15\%$ ), carencia de estructura (maciza) y presencia ocasional de estructuras de desvitrificación aisladas tipo esferulitas y litofisas. Estas se presentan con diámetros inferiores a 5 cm y rellenas de cuarzo cristalino, sin embargo en un cuerpo ubicado a 5 km al noroeste de la estancia Laguna Verde las litofisas se muestran tapizadas de cuarzo de variedad amatista (Fig. 2.94).

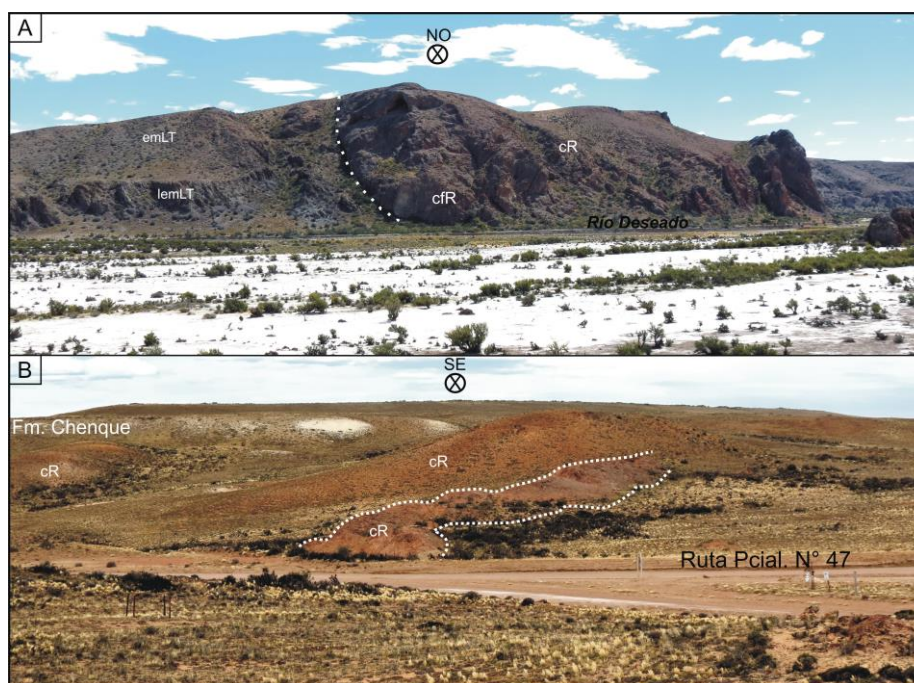


Figura 2.93. A. Cuerpo lávico intruyendo a facies ignimbríticas (emLT y lemLT). Sector central del cuerpo compuesto por la litofacies cR, la cual grada lateralmente a la litofacies cfR. B. Cuerpo lávico riolítico de geometría tabular constituido por la litofacies cR, intruyendo a cuerpo globoso riolítico, igualmente cR.



Figura 2.94. Litofacias cR con litofisas tapizadas de amatista.

El segundo modo de yacencia corresponde a cuerpos tabulares intrusivos macizos, caracterizados por un porcentaje de cristalinidad y un desarrollo cristalino mayor (cristalinidad 15-30% - fenocristales de 2 a 7 mm). Los fenocristales son de cuarzo, sanidina y plagioclasa, los que en general se presentan fuertemente alterados (Fig. 2.95). Estos cuerpos poseen espesores que van desde 1,5 a 25 m (Fig. 2.96), longitudes desde 500 m hasta 4,7 km y rumbos generales NO-SE. Sólo un grupo minoritario de cuerpos ubicados al norte de la estancia Laguna Verde, entre los que se encuentra el de mayor longitud (4,7 km), presentan rumbos generales E-O.

A menudo, estos cuerpos se presentan con buen desarrollo de disyunción columnar subhorizontal (Fig. 2.89) y en posiciones verticales a subverticales que sugieren, probablemente, sus posiciones originales, sin evidencias de deformación tectónica posterior. A 4 km. al noreste de la estancia La Porfía, un cuerpo está cortado por una falla de desplazamiento de rumbo menor con cinemática sinistral.

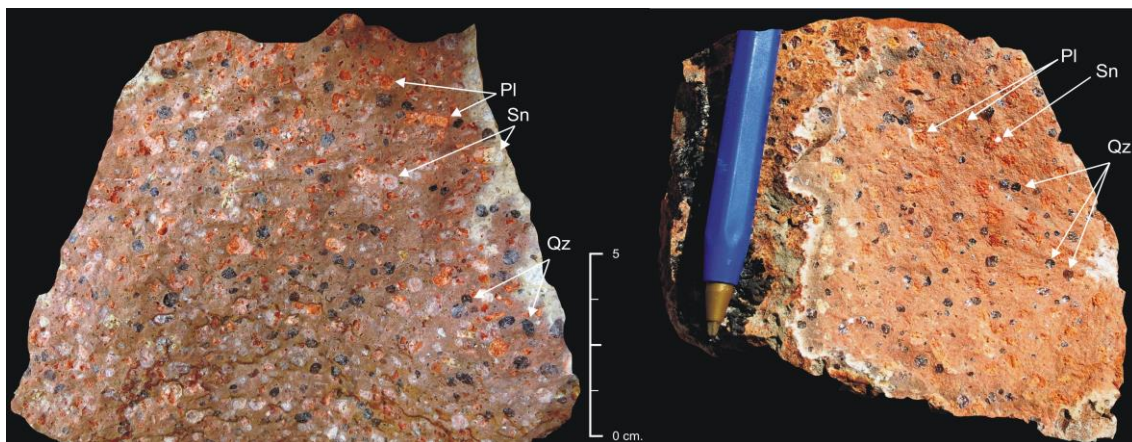


Figura 2.95. Litofacias cR de cuerpos intrusivos tabulares. Abreviaturas en pag. 30.

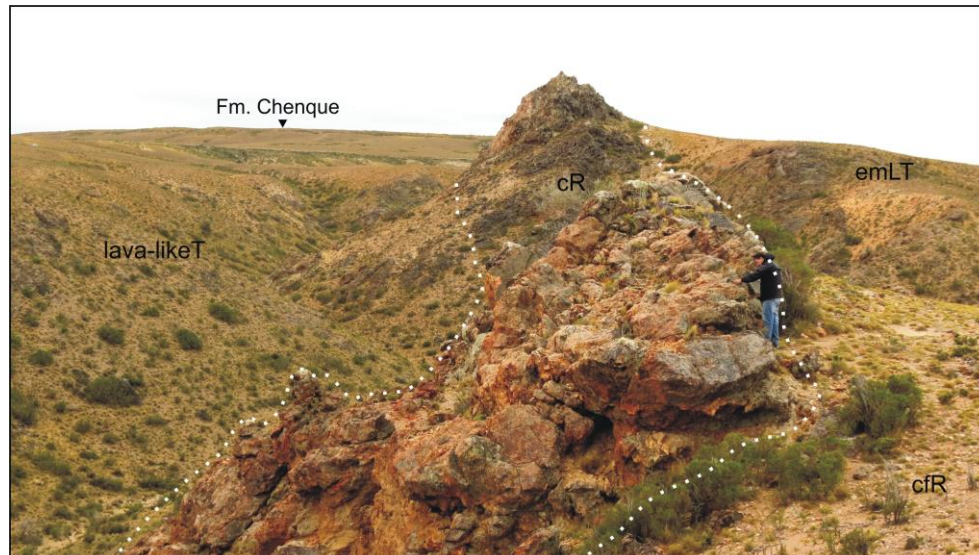
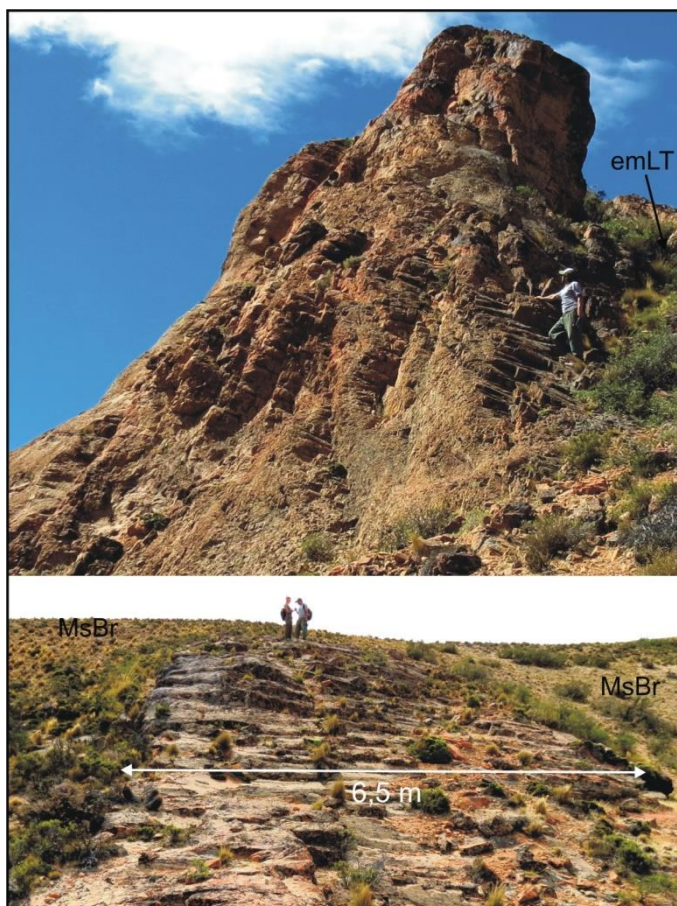


Figura 2.96. Cuerpo intrusivo tabular de la litofacies cR con un espesor máximo de 25 m ubicado a 1 km al suroeste de la estancia La Porfía.



Petrográficamente son fenoriolitas de textura microporfírica a porfírica, compuestas por fenocristales y microfenocristales euhedrales a subhedrales de cuarzo, sanidina, escasa biotita y plagioclasa, ocasional hornblenda y circón como accesorios, inmersos en una pasta, en la mayoría de los casos, desvitrificada a textura granofírica (Fig. 2.98), felsítica (Fig. 2.99) o con litofisas tapizadas y/o rellenas de tridimita(?) (Fig. 2.100). Sólo en ocasiones la pasta se presenta vítrea o con débil

desvitrificación sectorizada (Fig. 2.99). Es habitual la presencia de venillas que conectan litofisas cuando estas son abundantes (Fig. 2.100), como así también la cristalización secundaria en las caras de los fenocristales de cuarzo, los cuales pueden presentarse con engolfamientos (Fig. 2.101) y fragmentación primaria (Fig. 2.99).

Figura 2.97. Cuerpo intrusivo tabular de rumbo NO-SE con marcada disyunción columnar subhorizontal ubicado a 3 km al noreste de estancia La Porfía.

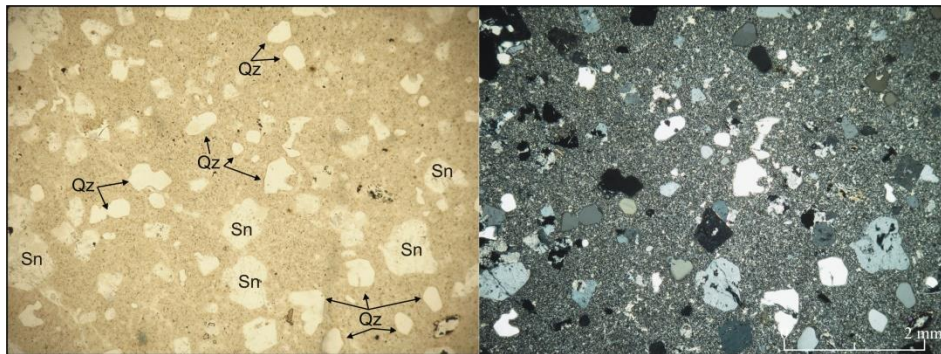


Figura 2.98. Microfotografía (2,5X) de roca de la litofacies cR en la que se observa una textura microporfírica compuesta de microfenocristales de cuarzo y sanidina inmersos en una pasta desvitrificada homogéneamente a textura granofírica. Abreviaturas en la pag. 30.

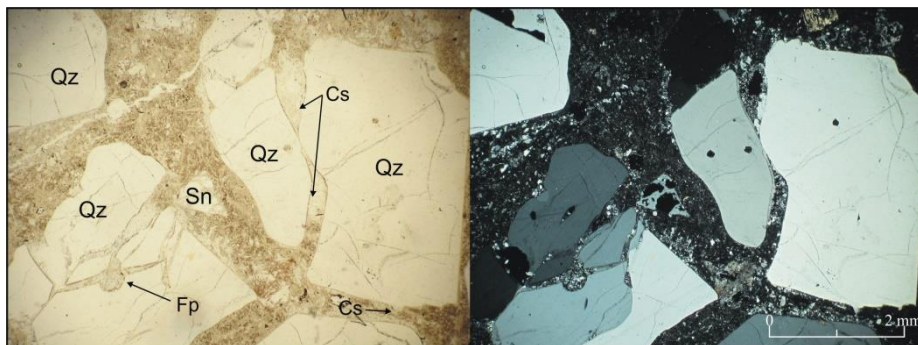


Figura 2.99. Microfotografía (2,5X) de roca de la litofacies cR en donde se observan fenocristales de cuarzo y sanidina de hasta 4 mm inmersos en una pasta vítrea a levemente desvitrificada. Se destaca la cristalización secundaria en las caras de algunos fenocristales de cuarzo y el fracturamiento primario de fenocristales de cuarzo. Fp: fragmentación primaria. Cs: Cristalización secundaria. Abreviaturas en la pag. 30.

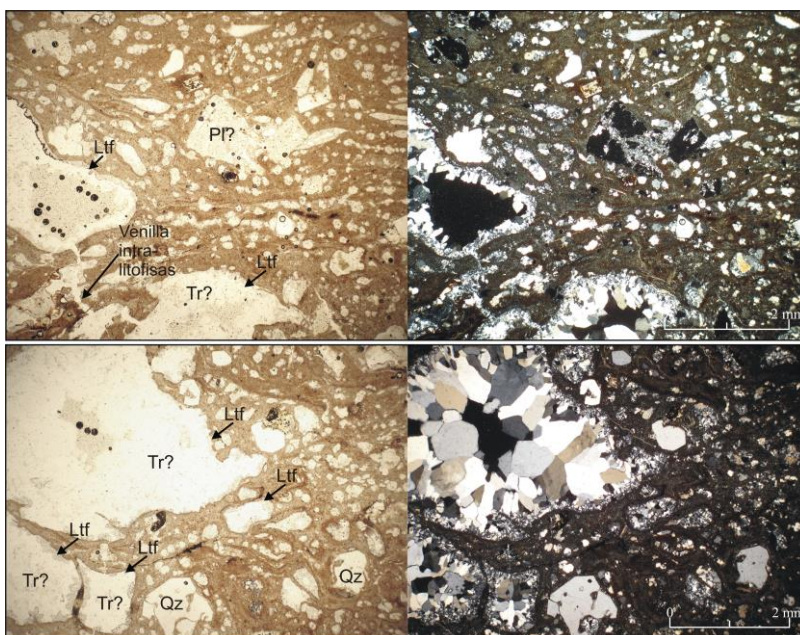


Figura 2.100. Microfotografías (2,5X) de roca de la litofacies cR, en donde se observan microfenocristales de cuarzo y plagioclasa (?) inmersos en una pasta con leve foliación de flujo y litofisas rellenas y tapizadas de cristales de tridimita (?) con tendencia euhédrica. Abreviaturas en la pag. 30.

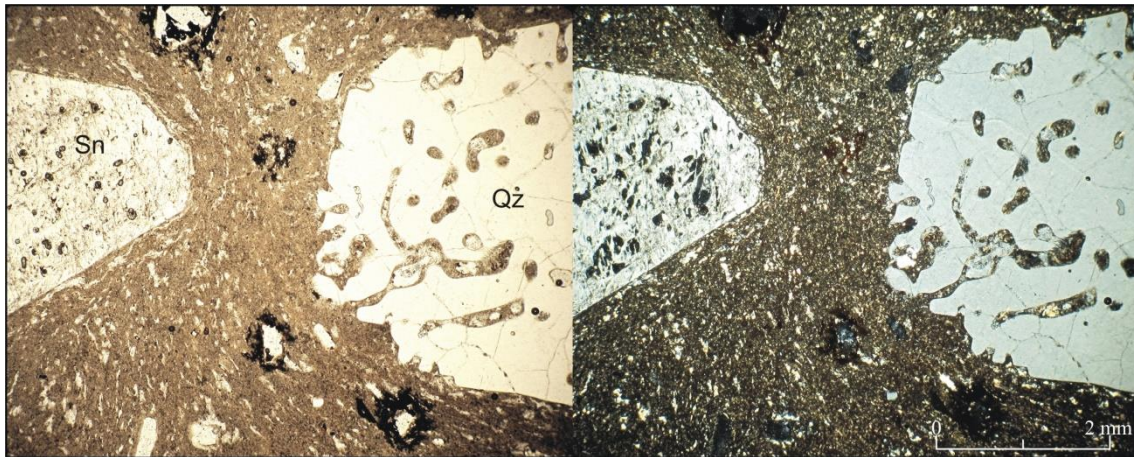


Figura 2.101. Microfotografía (2,5X) de roca de la litofacies cR en la que se observan fenocristales de cuarzo y sanidina inmersos en una pasta vítrea levemente foliada y débilmente desvitrificada. Se destaca el engolfamiento que afecta el fenocristal de cuarzo. Abreviaturas en la pag. 30.

**Interpretación (cR):** En lo que respecta al primer modo de yacencia, en donde conforma los sectores internos de cuerpos lávicos de geometría globosa, sólo es posible llevar a cabo la interpretación puntual de esta litofacies, no así de los cuerpos lávicos que involucran total o parcialmente a un grupo de litofacies (cR, cfR, cfvR, cfdR y BrRl), por lo que recién luego de haberlas definido e interpretado individualmente se podrá realizar su interpretación.

La ausencia de foliación de flujo, abundante en otros sectores de los cuerpos lávicos (litofacies cfR, cfvR y cfdR), es interpretada como producto de la homogeneidad térmica y del contenido de microlitos del sector central del cuerpo lávico, a diferencia de los externos en donde bandas con diferentes viscosidades, dadas por diferencias en el contenido de microlitos (Castro et al., 2005), fluyen sincrónicamente dando como resultado una marcada foliación de flujo.

Por otra parte, los cuerpos aflorantes bajo el segundo modo de yacencia de esta litofacies son interpretados como diques riolíticos que intruyen a toda la secuencia estratigráfica descrita previamente, con un mayor desarrollo cristalino por su carácter tardío magmático. Estos cuerpos tabulares se intruyen preferencialmente con rumbo NO-SE, evidenciando un posible control estructural en su emplazamiento.

Las litofisas y las venillas que las conectan son producidas por la exsolución de volátiles sobrepresurizados, con cristalización de cuarzo (tridimita?), generados durante el proceso de desvitrificación (Riehle, 2015 y citas incluidas).

**2.2.2.1.6.b. Riolita coherente foliada (cfR):** Conformada por potentes afloramientos (50 – 100 m) (Fig. 2.102) de rocas riolíticas porfíricas de tonalidades claras con una marcada foliación de flujo, ubicada en las porciones externas de cuerpos lávicos de geometría globosa. Se encuentra íntimamente ligada con la litofacies cR, a la que grada vertical y lateralmente, y de la cual se diferencia por su marcada foliación de flujo milimétrica a centimétrica, así como por un contenido menor de fenocristales. Asimismo, también se vincula espacialmente con las litofacies cfdR, cfvR y BrRl, las que en conjunto conforman los mencionados cuerpos lávicos globosos.

La foliación de flujo puede generar contrastes de coloraciones entre bandas (Fig. 2.103A) o bien darse en bandas similares entre sí (Fig. 2.103B), y se exhibe a modo general, en posiciones verticales a subverticales en las zonas centrales de los cuerpos (Fig. 2.104A), horizontalizándose hacia las laterales (Fig. 2.104B). Los plegamientos de flujo (Fig. 2.105), en muchos casos disarmónicos, son comunes y aparecen en diversos sectores de los cuerpos. En forma local se observan abundantes estructuras de desvitrificación macroscópicas tipo esferulitas o litofisas de hasta 15 cm (Fig. 2.106), aunque siempre conformando un volumen inferior al 50% del total de la roca. A menudo se observa que la foliación de flujo se ve deformada en los alrededores de las litofisas.

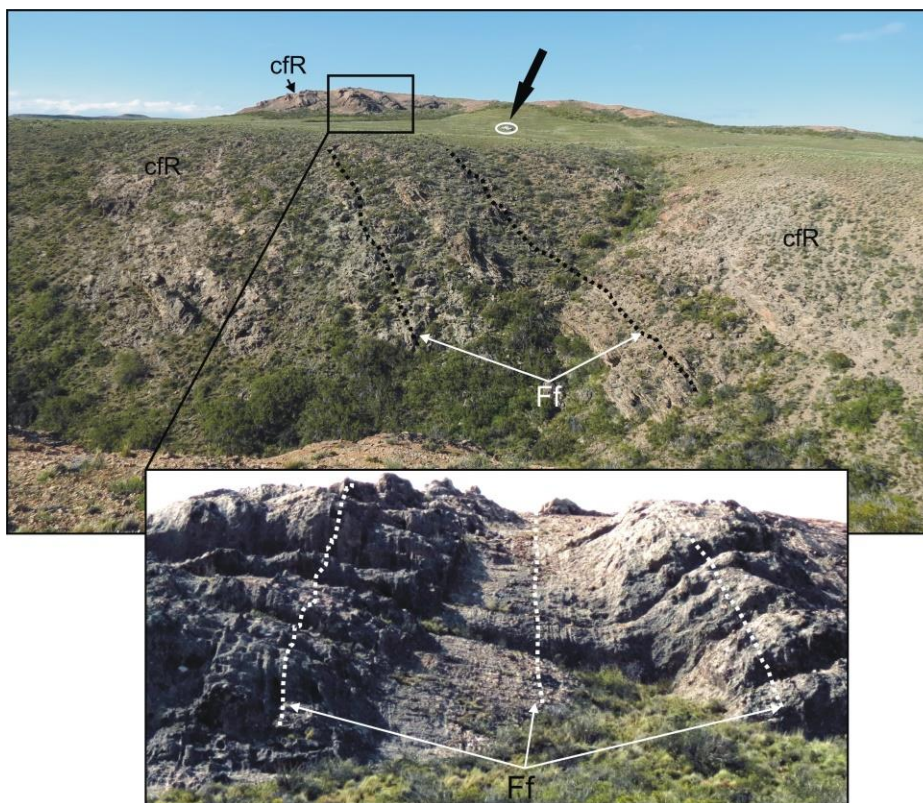


Figura 2.102. Afloramiento de la litofacies cfR en parte de un cuerpo lávico globoso. Una camioneta señalada de escala.

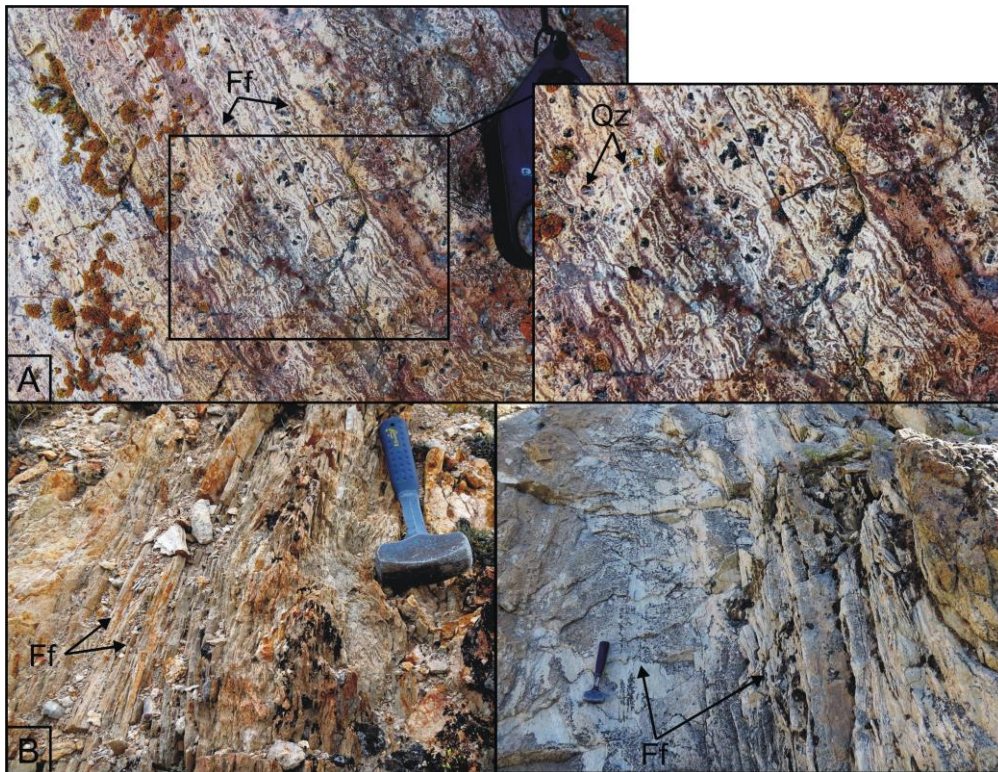


Figura 2.103. A. Foliación de flujo con bandas de diferentes coloraciones. B. Foliación de flujo con bandas de coloraciones similares. Ff: Foliación de flujo.

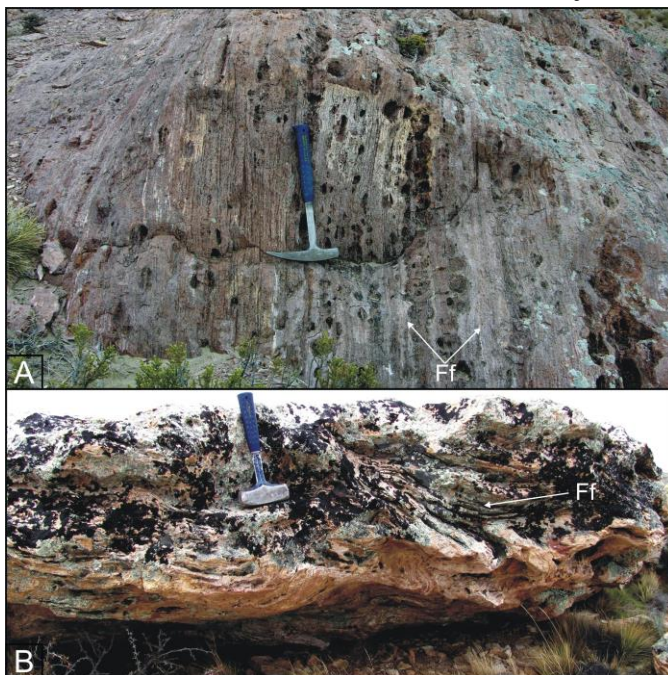


Figura 2.104. A. Zona central externa de un cuerpo lávico globoso con foliación vertical. B. Zona lateral externa de cuerpo lávico globoso con foliación de flujo subhorizontal.

Litológicamente corresponden a fenoriolitas de textura microporfírica a porfírica compuestas por fenocristales (>2 mm) y microfenocristales (< 2 mm) de cuarzo, sanidina, biotita y escasa plagioclasa, inmersos en una pasta afanítica a microgranosa intensamente foliada (Fig. 2.107). El porcentaje de fenocristales es, en general, bajo a muy bajo (< 10%).

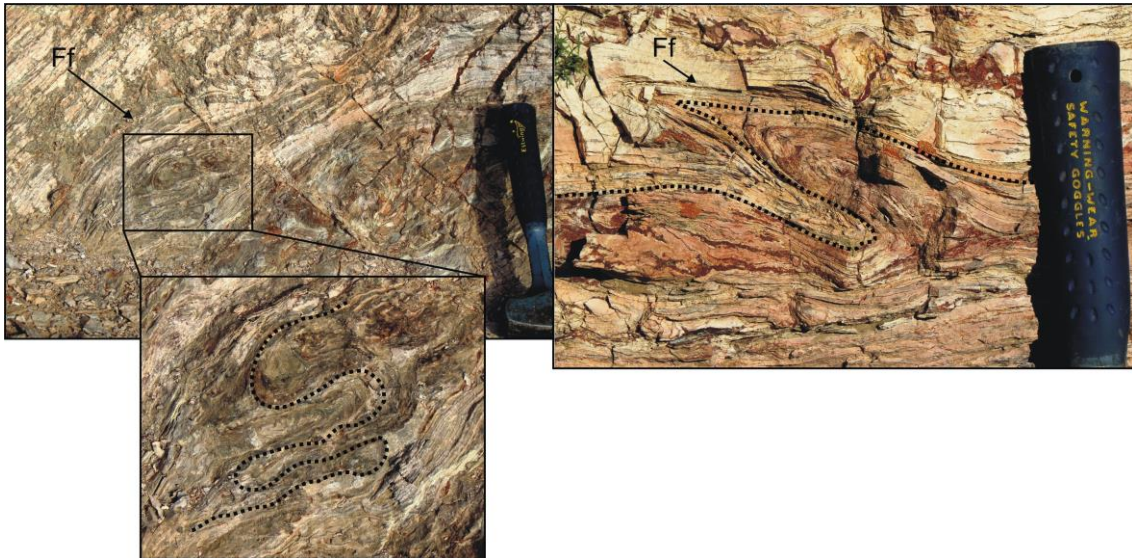


Figura 2.105. Plegamientos de flujo en cuerpos lávicos globosos.

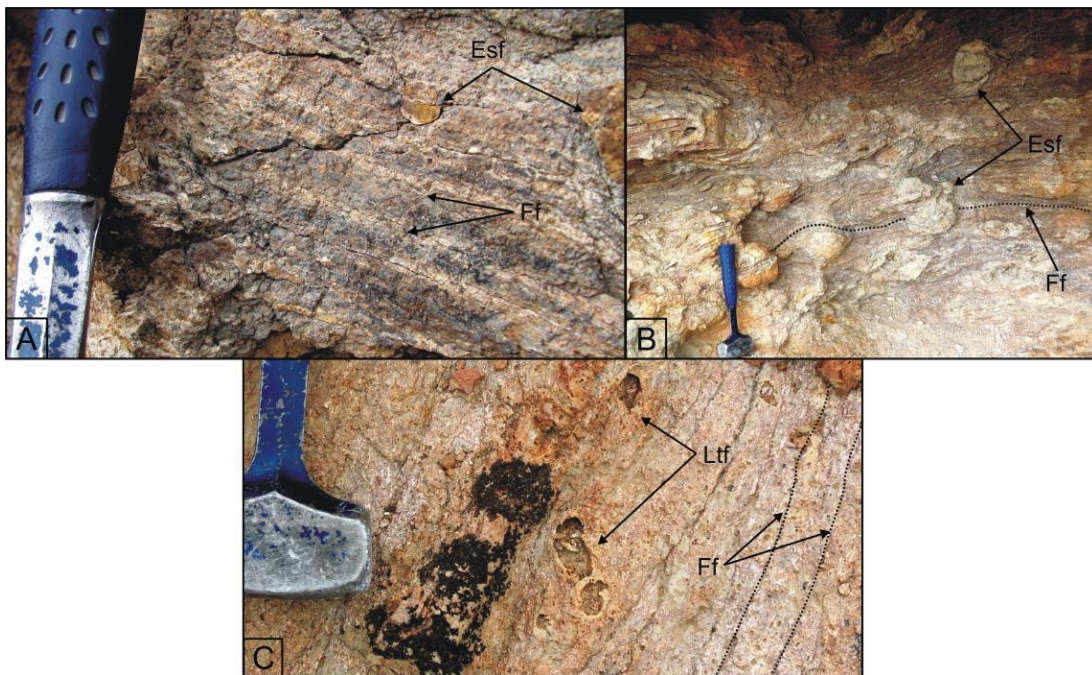


Figura 2.106. Estructuras de desvitrificación en cuerpos lávicos globosos. A. Esferulitas aisladas y de tamaños menores a 10 cm. B. Esferulitas abundantes de hasta 15 cm. C. Litofisas aisladas.

Bajo el microscopio se observan escasos fenocristales y microfenocristales de cuarzo con frecuente cristalización secundaria en sus caras, sanidina y biotita, incluidos en una pasta con marcada foliación de flujo (Fig. 2.108) acentuada por diferentes grados de desvitrificación entre las bandas (Fig. 2.108 y 2.109) o variaciones de color (Fig. 2.110). En el primero de los casos, el contraste de grados de desvitrificación puede darse entre bandas de textura granofírica y felsítica (Fig. 2.108) o bien entre bandas de texturas esferulíticas, axiolíticas y felsíticas (Fig. 2.109). En el segundo, las coloraciones

contrastantes se dan por lo general entre bandas grisáceas y rojizas que deben su color a un abundante contenido de microlitos, o nanolitos, rojizos con morfologías de globulitos, interpretados como óxidos de hierro (Fig. 2.110). Estos no se encuentran orientados siguiendo el flujo.

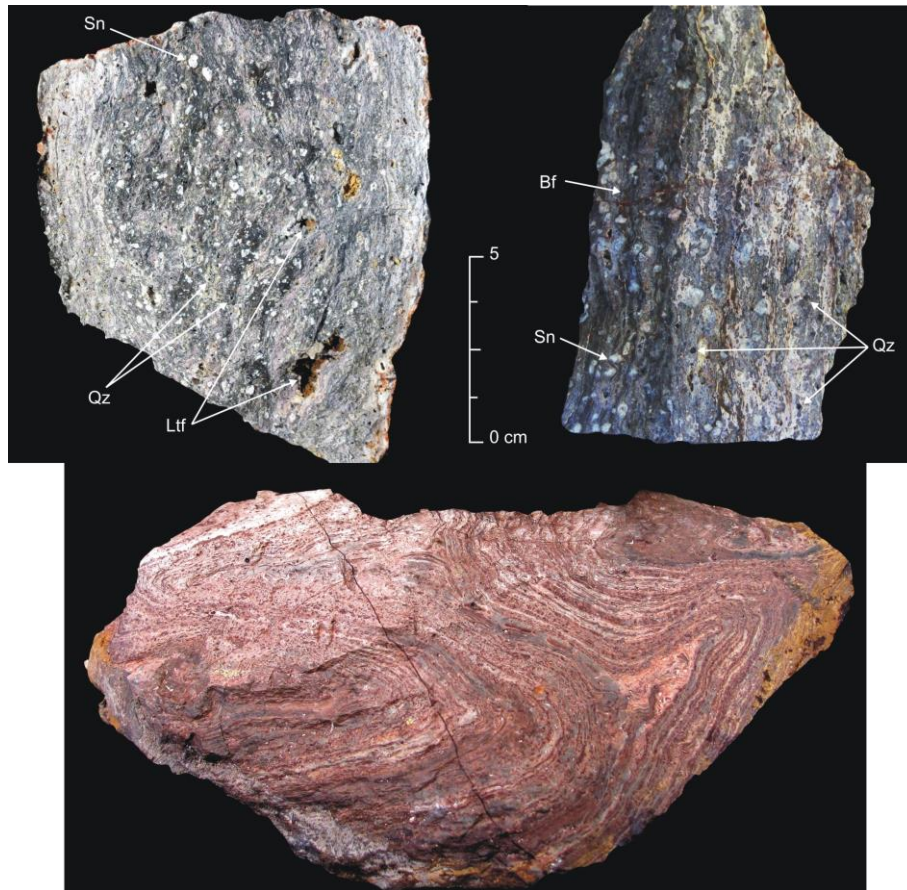


Figura 2.107. Ejemplos de rocas de la litofacies cfR

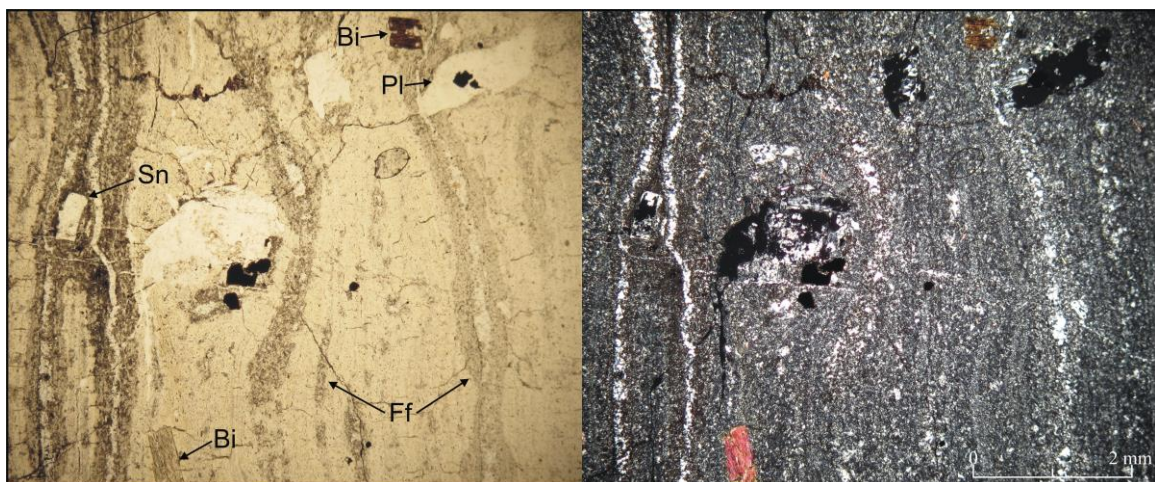


Figura 2.108. Microfotografía (2,5X) de la litofacies cfR en donde se observa un escaso contenido de microfenocristales inmersos en una pasta con marcada foliación de flujo acentuada por diferentes grados de desvitrificación (granofírica y felsítica). Abreviaturas en la pag. 30.

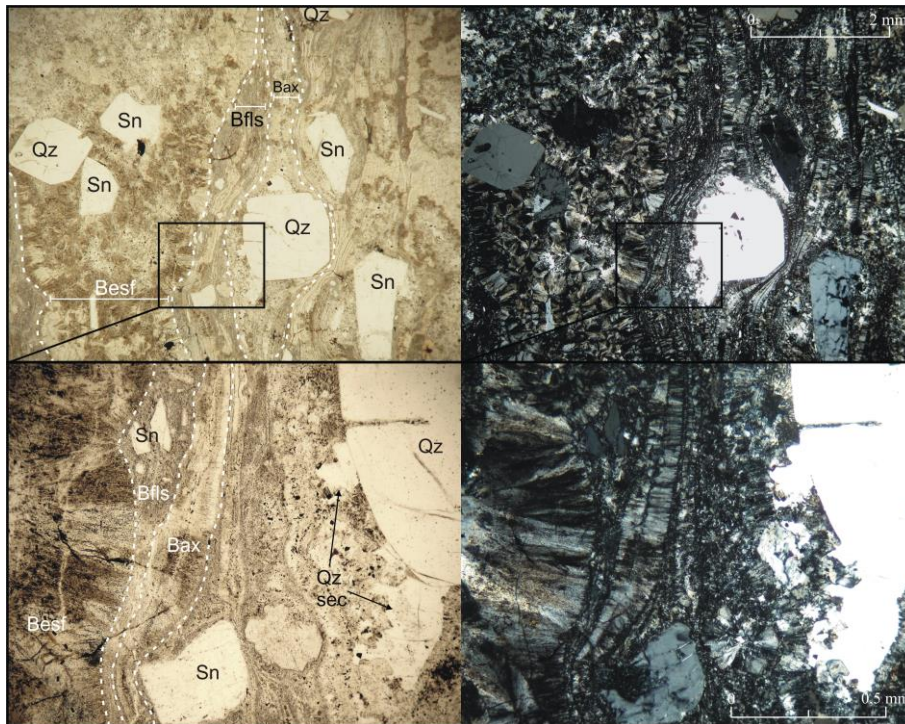


Figura 2.109. Microfotografía (arriba: 2,5X, abajo: 10X) de la litofacies cfR en donde se aprecian microfenocristales de cuarzo y sanidina rodeados de una pasta foliada con diversos grados de desvitrificación (esferulíticas, felsíticas y axiolíticas). Se observa cristalización secundaria alrededor de los microfenocristales de cuarzo. Besf: Banda esferulítica. Bax: Banda axiolítica. Bf: Banda felsítica. Abreviaturas generales en la pag. 30.

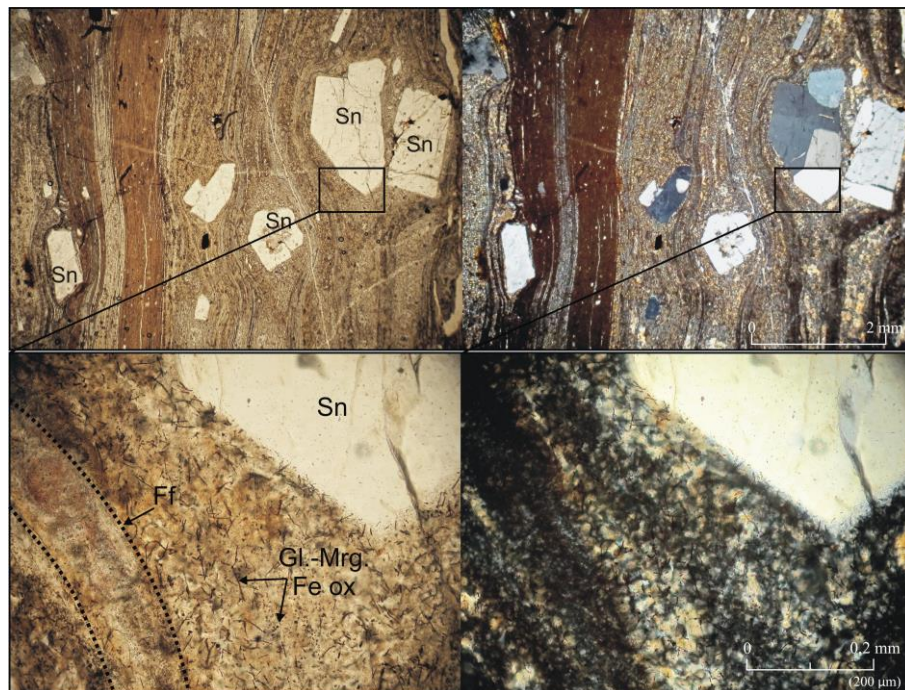


Figura 2.110. Microfotografía (arriba: 2,5X, abajo: 20X) de la litofacies cfR en donde se observan fenocristales y microfenocristales de sanidina rodeados de una pasta foliada con bandas rojizas, marrones y grisáceas. En las rojizas se destaca la abundante cantidad de microlitos tipo globulitos y margaritos (Gl y Mrg), interpretados como óxidos de hierro. Abreviaturas generales en la pag. 30.

**Interpretación (cfR):** La marcada foliación de flujo podría ser explicada por simple flujo continuo de lava riolítica de alta viscosidad, sin embargo, la variación del grado de desvitrificación entre bandas y las diferencias de coloración debidas a la alta concentración de ciertas fases minerales, implican heterogeneidades físicas entre las diferentes bandas. La presencia de bandas desvitrificadas a textura esferulítica, axiolítica y felsítica, sugiere diferencias en el contenido de agua entre las bandas (Seaman *et al.*, 2009). Las bandas con mayor contenido relativo de agua corresponderían a las que se presentan desvitrificadas a texturas esferulítica y axiolítica, mientras que las de menor contenido a textura felsítica. Asimismo, las diferencias de color, dadas por concentraciones variables de microlitos de óxidos, serían de igual modo, explicadas por contrastes en el contenido de agua y volátiles (Seaman *et al.*, 2009), los cuales cristalizarían por desvitrificación, ya que no muestran orientación por flujo. Estas diferencias de contenido de agua dentro del mismo magma, serían producidas durante la fragmentación magmática, proceso durante el cual el magma se despresuriza y desgasifica. Luego, cuando este es sometido a estiramiento, durante el flujo en el conducto, se generan bandas de baja concentración de agua. Alternativamente, pueden existir diferencias en la concentración de agua en el magma previo a su recorrido a través del conducto, con estiramiento y cizallamiento de protovesículas o vesículas que producen bandas de flujo con concentraciones de agua contrastantes (Seaman *et al.*, 2009). Por otro lado, Castro *et al.* (2005) considera que la foliación de flujo no es generada por contrastes en el contenido de agua magmática, sino que es producida por diferencias en la concentración de microlitos generados en el conducto eruptivo por alta nucleación en los alrededores de fracturas internas al magma que favorecen la desgasificación y descompresión durante su ascenso. Sin embargo los grados contrastantes de desvitrificación mencionados que coinciden con la foliación de flujo permiten suponer un origen debido a diferencias internas en el contenido de agua que generan contrastes de viscosidad.

Por otra parte, la deformación de las bandas de flujo en los alrededores de las litofisas y esferulitas, sugieren un crecimiento de estas estructuras a temperaturas por encima de la temperatura de transición del vidrio.

**2.2.2.1.6.c. Riolita coherente foliada vitrofírica (cfvR):** Afloramientos de escasa a moderada potencia (5 – 25 m) de vitrófiros riolíticos de coloraciones negruzcas o verdosas (Fig. 2.111 A), que yacen en la base de cuerpos lávicos de geometría globosa.

Generalmente se presentan como niveles macizos y, en forma local, como brechas autoclásticas por autobrechamiento (Fig. 2.111 B).

Petrográficamente se describen como fenoriolitas de textura porfírica a microporfírica compuestas por escasos (<10%) micro y fenocristales de cuarzo, sanidina, biotita, escasa plagioclasa, ocasionales anfíboles (hornblenda) y circón como accesorio, englobados en una pasta vítrea con foliación de flujo y fracturas perlíticas (Fig. 2.112). Los micro y/o fenocristales se presentan con morfologías euhedrales a subhedrales y en ocasiones fragmentarias, en especial en los niveles autobrechados (Fig. 2.113). Ocasionalmente, presentan estructuras de desvitrificación aisladas.

La foliación de flujo en la pasta vítrea es marcada por la alineación de microlitos tipo longulitos y cristalitos, que describen una textura hialopilítica. Los microlitos que se caracterizan por su morfología tabular y su color de interferencia, en los casos de mayor tamaño, gris a blanco (Fig. 2.114) son interpretados, tentativamente, como feldespatos. Junto a estos microlitos y cristalitos tabulares se encuentran microlitos tipo triquitos de un mineral rojizo y pleocroico, que es interpretado tentativamente como biotita (Fig. 2.114).

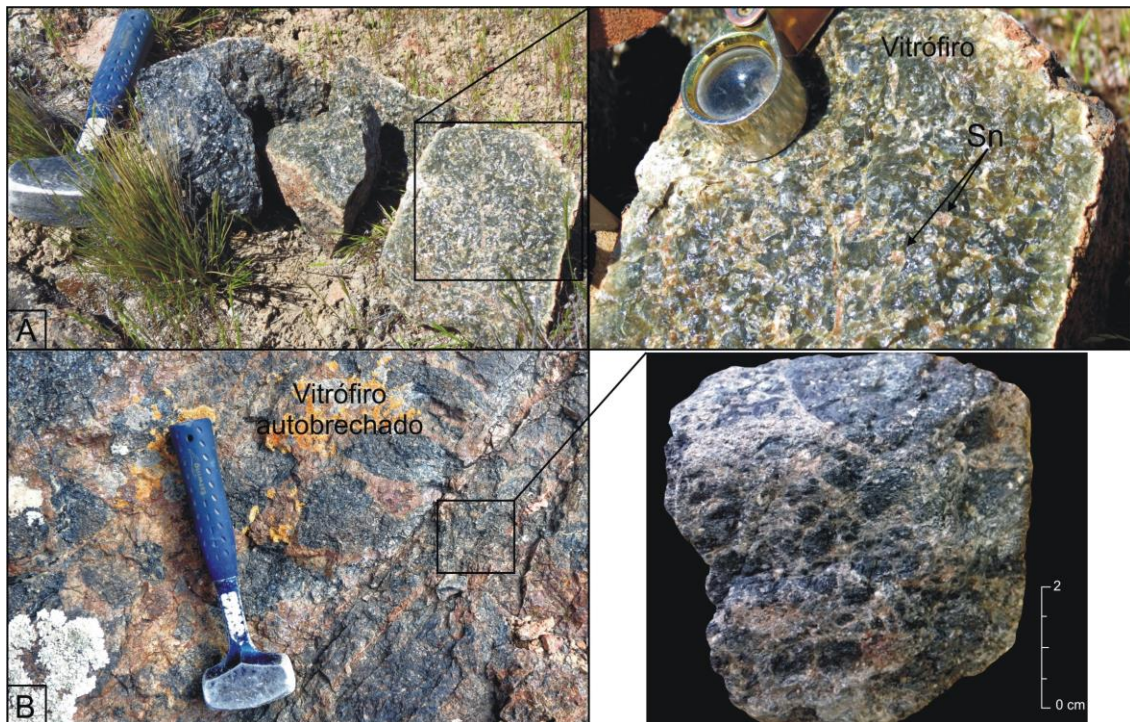


Figura 2.111. A. Vitrófiros verdosos y negruzcos con micro y fenocristales de sanidina y cuarzo, en un porcentaje inferior al 10%. B. Vitrófiro autobrechado. Ambas imágenes corresponden a la base de un cuerpo lávico globoso ubicado a 3 km al sureste de la estancia La Alicia a orillas del río Deseado.

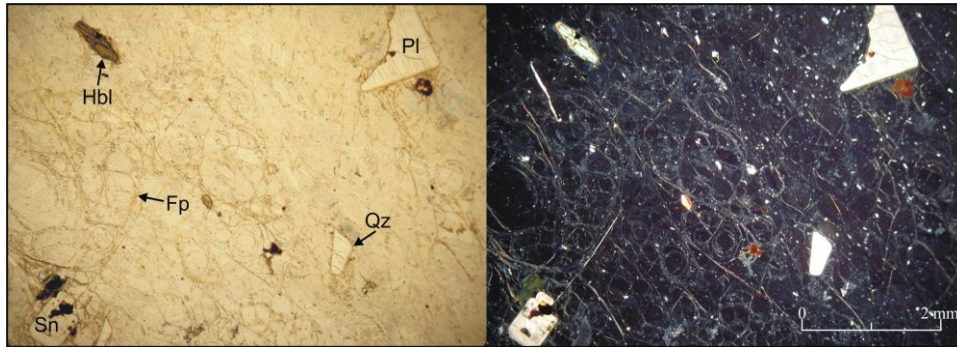


Figura 2.112. Microfotografía (2,5X) de muestra de roca de la litofacies cfvR en la que se observan escasos microfenocristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa y hornblenda incluidos en una pasta vítrea con fractura perlítica. Abreviaturas generales en la pag. 30.

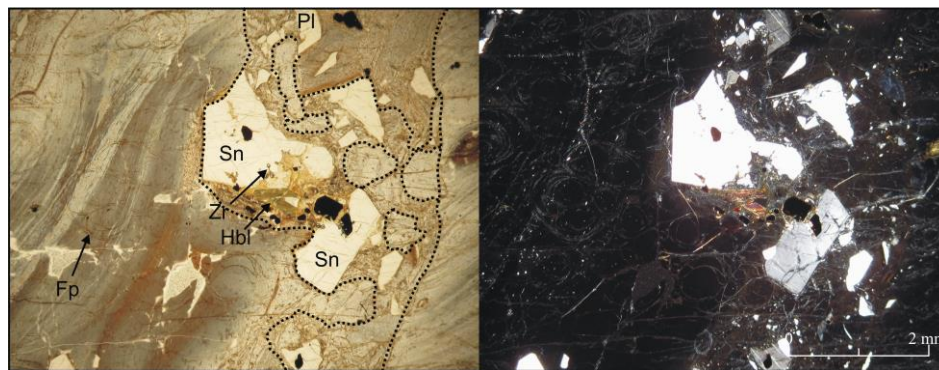


Figura 2.113. Microfotografía (2,5X) de los niveles de autobrecha en donde se observan clastos vítreos con foliación de flujo (delimitados en línea punteada), inmersos en una pasta vítrea con fractura perlítica. Los fenocristales de sanidina, plagioclasa y hornblenda se presentan con morfologías fragmentarias. Se observa circón como mineral accesorio. Fp: Fractura perlítica. Abreviaturas generales en la pag. 30.

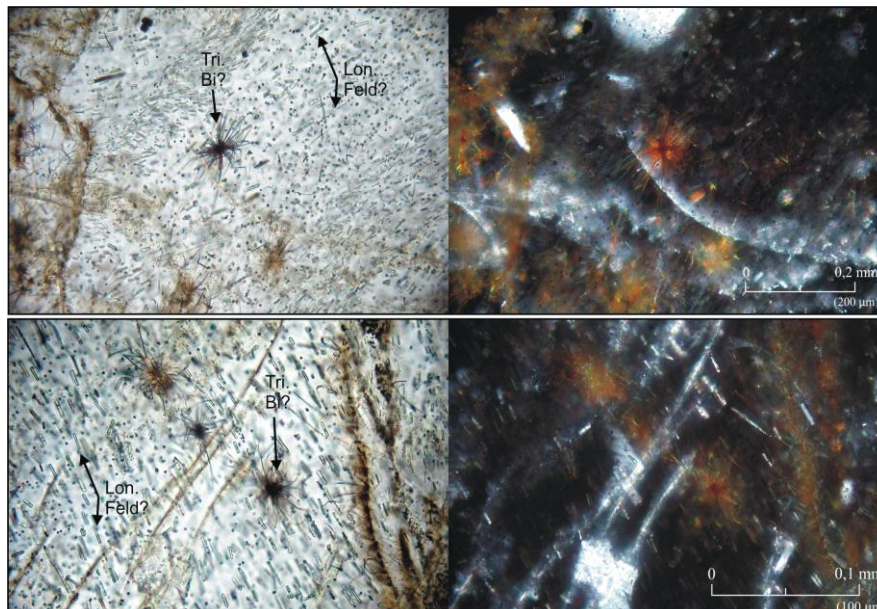


Figura 2.114. Microfotografías (20X arriba y 50X abajo) de detalle de la pasta vítrea en donde se observa una alta concentración de microlitos longulitos (Lon) y cristalitas interpretados como feldespatos (?) por sus morfologías y colores de interferencia. Se observan también microlitos triquitos (Tri) de biotita (?). Abreviaturas en la pag. 30.

**Interpretación (cfvR):** Estos niveles de vitrófiros, ubicados en la base de los cuerpos lávicos globosos, se producen debido al alto contraste generado en el contacto directo entre el magma con el sustrato frío y, posiblemente, húmedo. Esto produciría un enfriamiento súbito de este sector del cuerpo, inhibiendo el proceso de desvitrificación que ocurre hacia niveles superiores de estos cuerpos, en donde el enfriamiento se produce a una tasa más baja. Las fracturas perlíticas se producirían por la hidratación debido a la humedad del sustrato (McPhie *et al.*, 1993, entre otros).

**2.2.2.1.6.d. Riolita coherente foliada altamente desvitrificada (cfdR):** Riolitas coherentes y foliadas con estructuras de desvitrificación macroscópicas (esferulitas, litofisas y *thundereggs*) que conforman más del 50% del volumen total de las rocas. Los afloramientos tienen potencias variables (5 – 50 m) y se ubican en los sectores inferiores de cuerpos lávicos globosos (Fig. 2.115). Esta litofacies se vincula espacialmente con las litofacies cR, cfR y cfvR, suprayaciendo a la litofacies cfvR y por debajo de la cfR, a las cuales grada verticalmente.

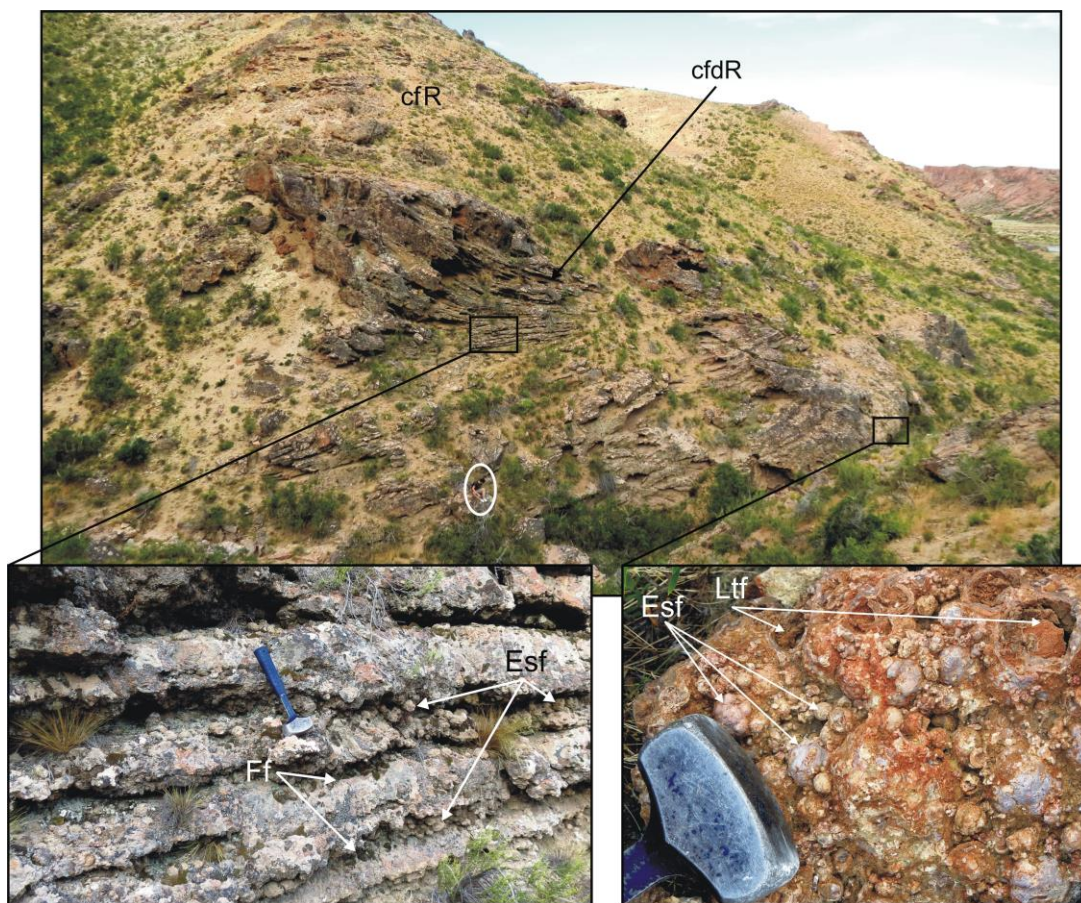


Figura 2.115. Cuerpo lávico riolítico globoso riolítico en el cual su sector inferior se presenta compuesto por la litofacies cfdR, con intensa foliación de flujo y conformada íntegramente por esferulitas y litofisas. Por encima la litofacies cfR con foliación subhorizontal.

Las estructuras de desvitrificación de estos niveles presentan morfologías sub-esféricas y tamaños aproximadamente homogéneos entre 2 y 4 cm (Fig. 2.116), aunque por sectores presentan tamaños mayores de hasta 10 centímetros (Fig. 2.117 A). Generalmente las esferulitas poseen internamente un arreglo radial de cristales de hábito fibroso de feldespato potásico y cuarzo, y un relleno interno central compuesto por cuarzo. De modo similar, los *thundereggs* generalmente presentan un relleno compuesto por cuarzo, aunque en escasos cuerpos dómicos se han encontrado *thundereggs* rellenos de calcita (Fig. 2.117 B).

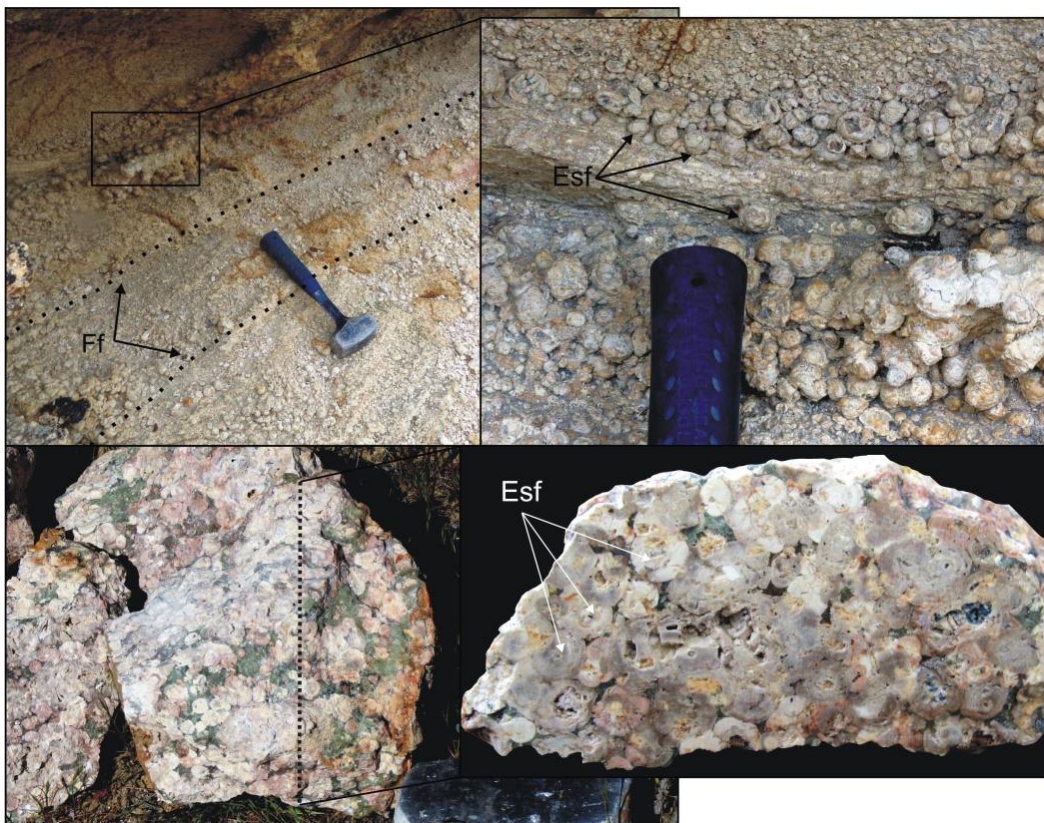


Figura 2.116. Detalle de la litofacies cfdR de diferentes cuerpos lávicos, compuesta volumétricamente por más del 50% por estructuras de desvitrificación.

Bajo el microscopio esta litofacies se presenta compuesta de microfenocristales de cuarzo, sanidina, biotita, escasa plagioclasa y circón como mineral accesorio, inmersos en una pasta ampliamente desvitrificada a esferulitas y litofisas. Dichas esferulitas se presentan con estructura cerrada y abierta, y en numerosas ocasiones muestran interferencia de crecimiento por solapamiento entre estructuras. Internamente se observan cristales fibrosos intercrecidos radialmente de sanidina y cuarzo (tridimita+cristobalita?) (Breitkreuz, 2013; Lofgren, 1971a, b) (Fig. 2.118 y 2.119), acompañados de microlitos de óxidos de hierro con morfologías arborescentes tipo

escopulitos (Fig. 2.118 y 2.120), o bien alargadas tipo margaritos (Fig. 2.121). En ocasiones estos margaritos se posicionan y concentran en las paredes externas de las esferulitas (Fig. 2.121). Por su parte en las paredes de ciertas litofisas (Fig. 2.122) se identifican microcristales de cuarzo  $\beta$  conformados por bipiramides hexagonales y un prima corto, entre cristales esqueléticos de morfología subsférica (Fig. 2.123), mientras que en otras cuarzo opaliforme (Fig. 2.124).

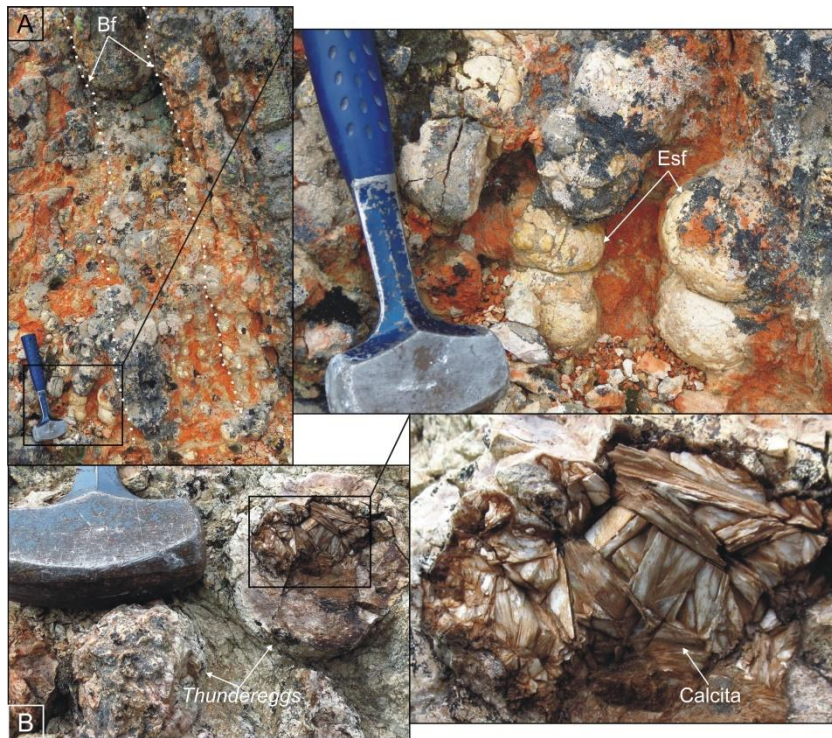


Figura 2.117. A. Detalle de la litofacies cfdR en la base de un cuerpo lávico globoso con esferulitas de hasta 10 cm. B. *Thunderegg* con calcita en su interior.

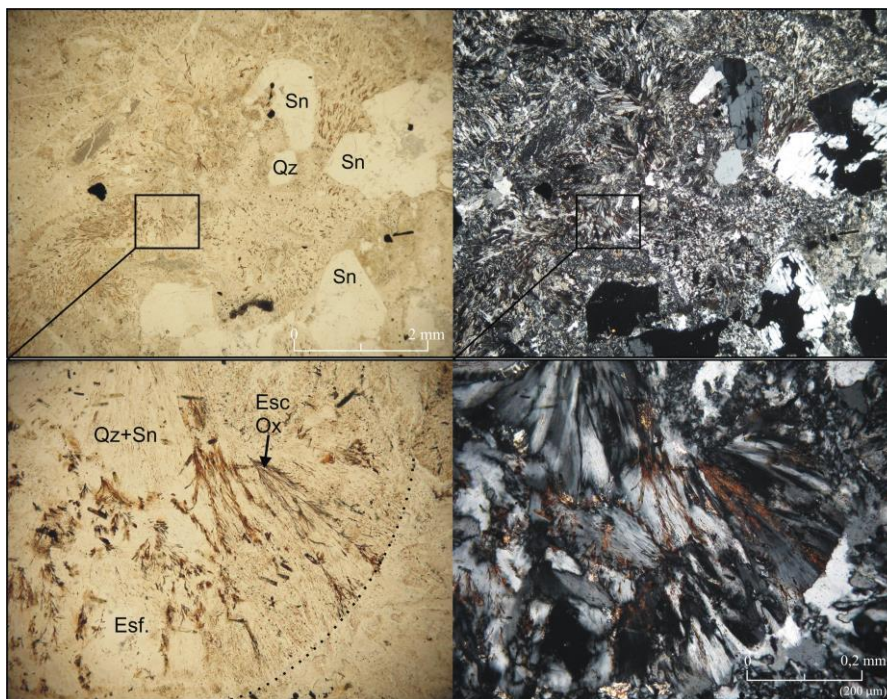


Figura 2.118.

Microfotografías (2,5X arriba y 20X abajo) de una muestra de la litofacies cfdR en donde se observan microfenocristales de sanidina y cuarzo inmersos en una pasta desvitrificada a textura esferulítica. Se destaca el crecimiento fibroso radial de cuarzo

(tridimita + cristobalita?), sanidina y escopulitos (Esc.) de óxidos de hierro en el interior de las esferulitas.

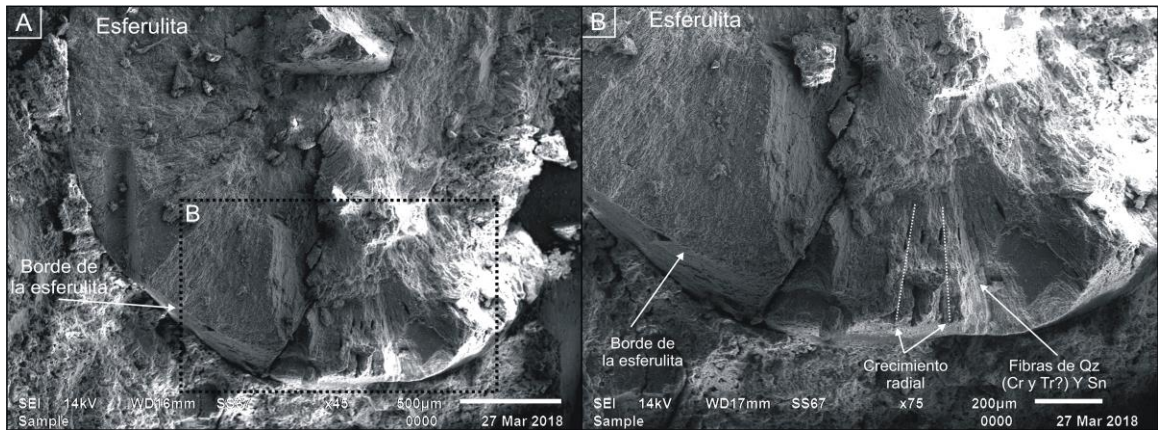


Figura 2.119. A y B. Imagen SEM de 45X y 75X de una esferulita en la que se observan sus bordes netos y el crecimiento fibroso radial interno, que correspondería a cuarzo (tridimita y cristobalita?) y sanidina.

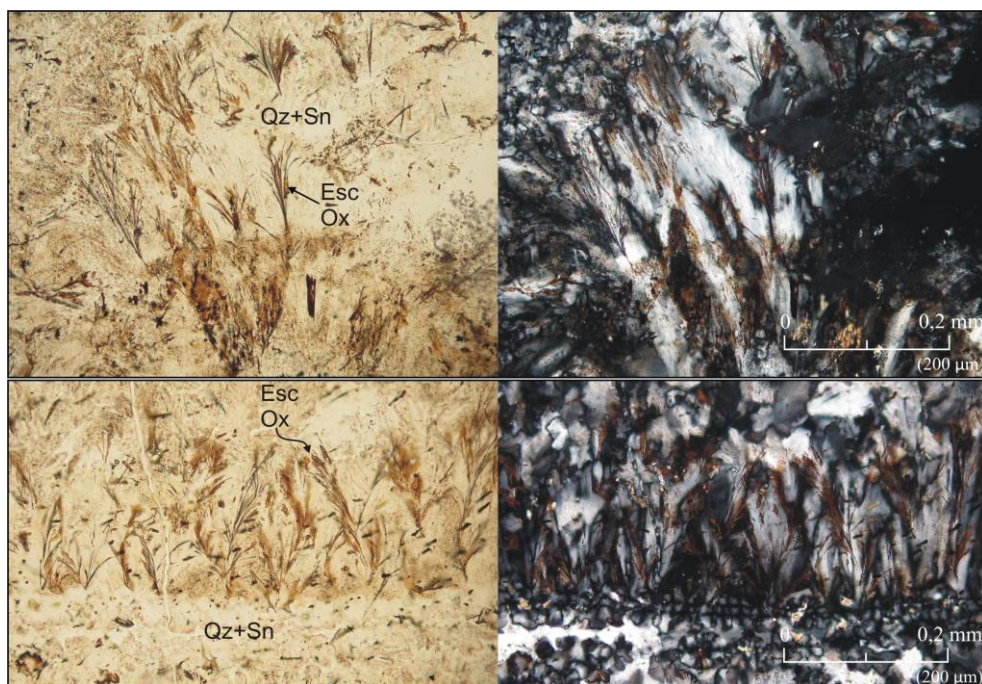


Figura 2.120. Microfotografías (20X) de una muestra de la litofacies cfdR en donde se destacan los microlitos (escopolitos) de óxidos de hierro entre los cristales fibrosos de cuarzo y sanidina. Abreviaturas generales en la pag. 30.

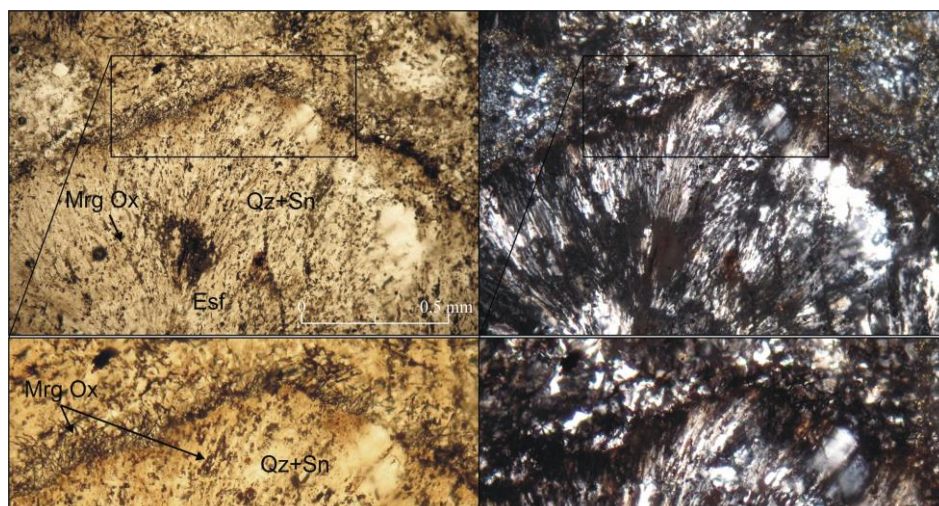


Figura 2.121. Microfotografía (10X) de una muestra de la litofacies cfdR en donde se destaca la presencia de microlitos tipo margaritos (Mrg.) de óxidos de hierro entre los cristales fibrosos de cuarzo (tridimita + cristobalita?) y sanidina en el interior de la esferulita, como así también ubicados en la pared externa de la misma.

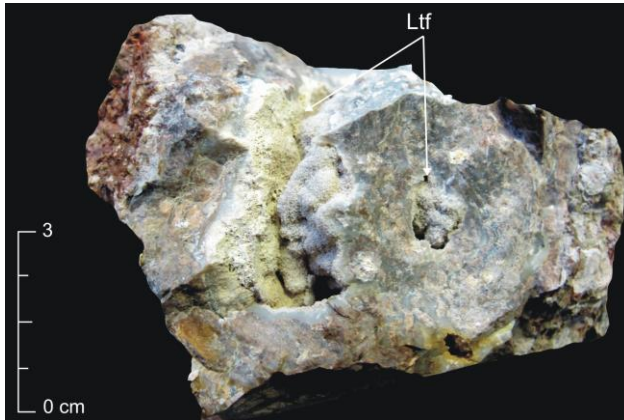


Figura 2.122. Muestra de la litofacies cfdR de cuerpo lávico globoso desvitrificado con generación de litofisas.

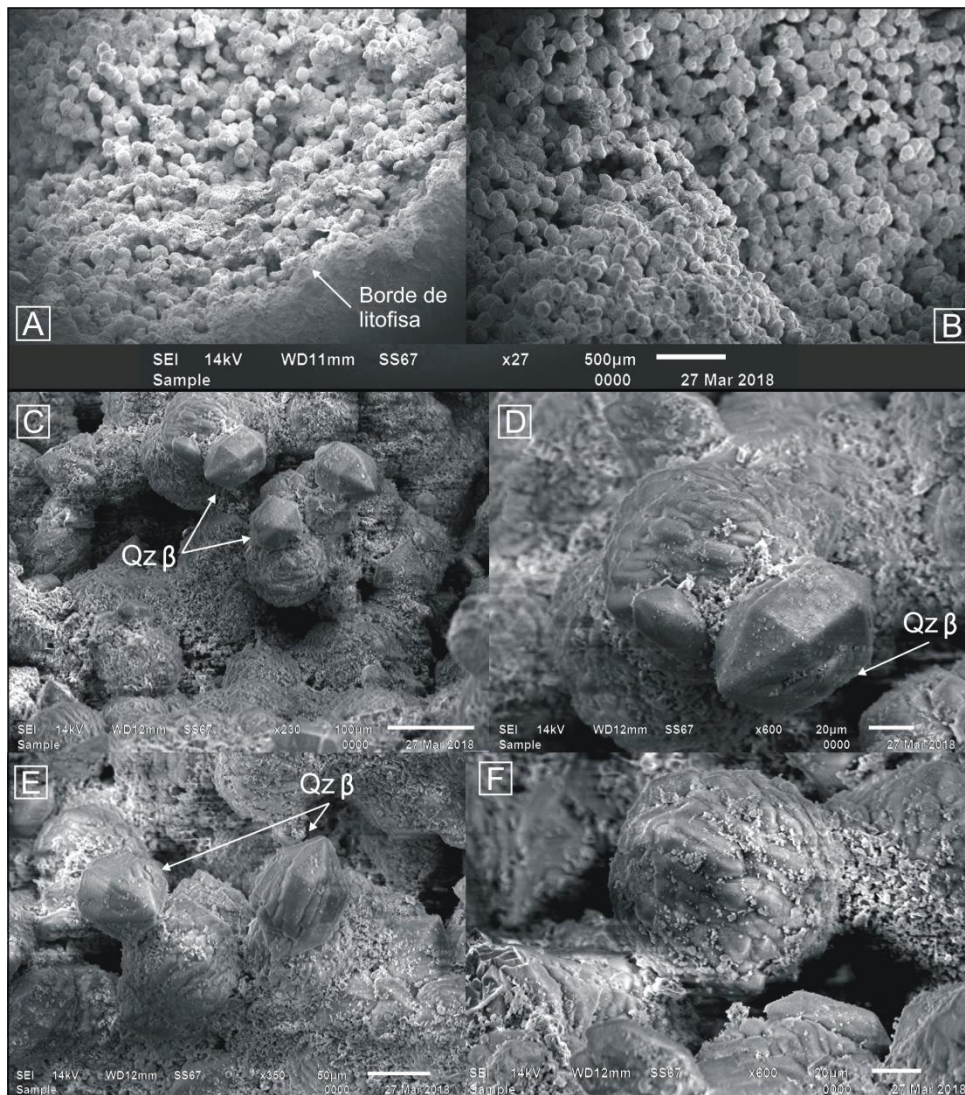


Figura 2.123. Imágenes SEM (microscopio electrónico de barrido) del interior de una litofisa de la litofacies cfdR. A y B. Imágenes generales de las litofisas. C, D, E y F. Se observan cristales bipiramidales de cuarzo  $\beta$  y cristales esqueléticos de morfología sub-esférica.

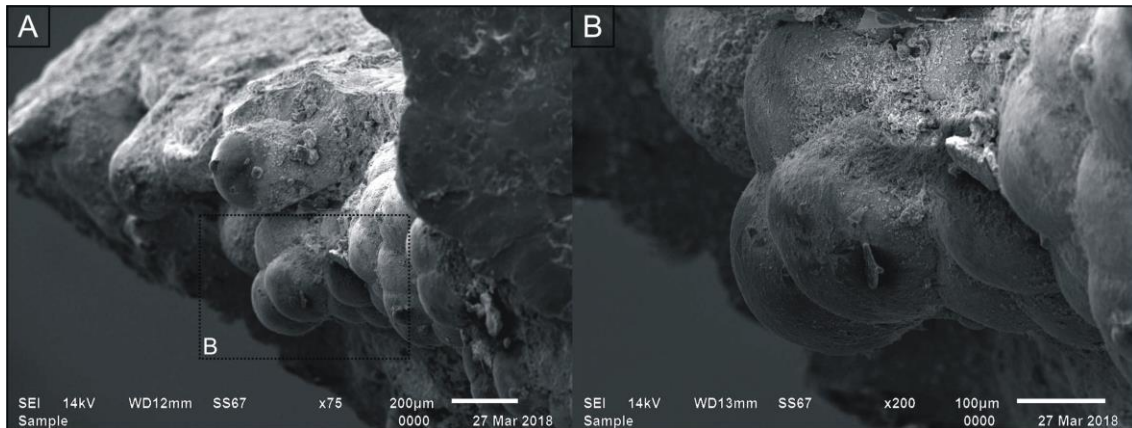


Figura 2.124. A y B. Imágenes SEM de 75X y 200X del interior de una litofisia de la litofacies cfdR. Se observa cuarzo opaliforme.

**Interpretación (cfdR):** La intensa desvitrificación mostrada por estos niveles sugiere una eficiente conservación del calor magmático durante, al menos, algunos meses, lo cual le permitió a este sector de los cuerpos lávicos mantener una temperatura superior a los 400 °C (temperatura mínima para la desvitrificación de acuerdo a Watkins *et al.*, 2009) (ver Castro *et al.*, 2008 y Watkins *et al.*, 2009), en una posición por encima de la litofacies vítrea (cfvR).

En esas condiciones el proceso de desvitrificación transformó el vitrófiro original en una roca con abundante contenido de esferulitas, litofisias y *thundereggs*. La presencia de cuarzo  $\beta$  (>573°C, Heaney *et al.*, 1994 y citas incluidas) dentro de las litofisias apoya una génesis a alta temperatura.

La presencia de *thundereggs* rellenos de calcita, sugiere la participación de fluidos externos que rellenaron posteriormente las litofisias, en concordancia con Breitkreuz (2013).

**2.2.2.1.6.e. Brecha riolítica lávica (BrRI):** Brecha monomítica compuesta de clastos riolíticos angulosos englobados en una pasta riolítica de similares características (Fig.2.125). Se la reconoce en los sectores externos superiores y laterales de los cuerpos lávicos mayores. Habitualmente tanto los clastos como la pasta que los engloba presentan foliación de flujo y un contenido bajo a muy bajo de micro y fenocristales de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita (Fig. 2.126).

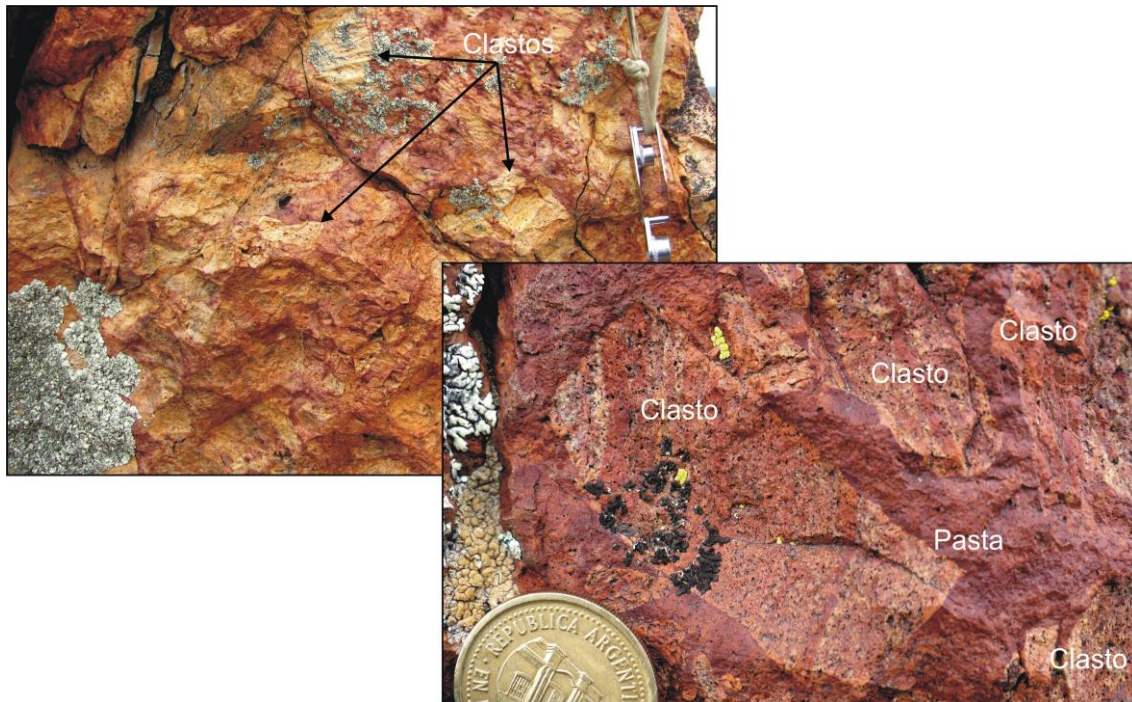


Figura 2.125. Brechas riolíticas monomícticas ubicadas en la zona superior de cuerpos dómicos. Lupa y moneda de escalas.

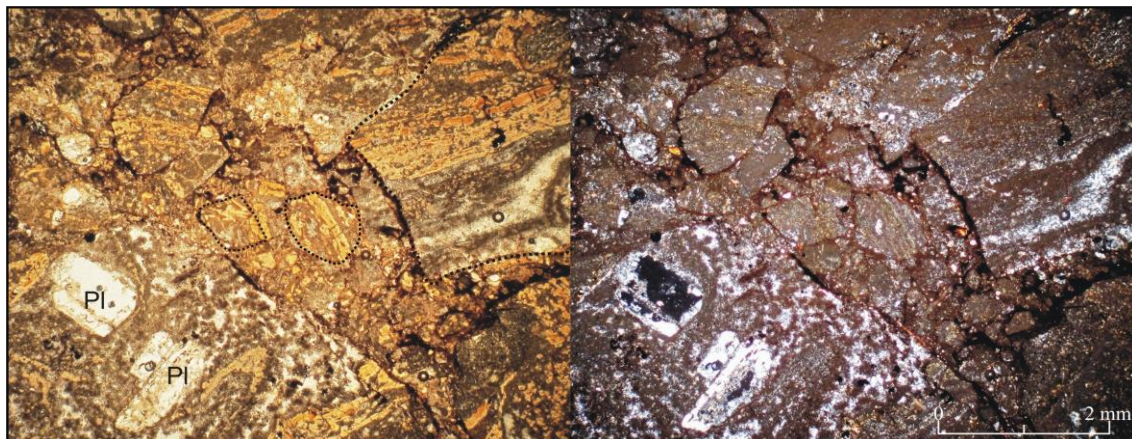


Figura 2.126. Microfotografía (2,5X) de una brecha riolítica monomíctica en la que se observan clastos fragmentados idénticos (foliación de flujo y coloración), inmersos en una pasta de similares características.

**Interpretación (BrRI):** corresponderían a niveles de brechas autoclásticas o autobrechas producidas como consecuencia del crecimiento por inflación de los cuerpos lávicos de geometría globosa, debido a una continua inyección de magma riolítico viscoso. En este proceso, las paredes externas se “craquelan” y los fragmentos son englobados por nuevos aportes de magma.

### 2.2.2.1.7. Sistemas hidrotermales

Se han reconocido algunos sistemas hidrotermales de escasa importancia representados por vetas de cuarzo (Fig. 2.127), venilleos en *stockwork*, silicificaciones y brechas hidrotermales, que se emplazan en todas las litofacies identificadas, con rumbo dominante NO-SE. Se trata de vetas de longitudes entre 500 y 1000 m y espesores de 0,5 a 2 metros. Sólo reconoció una zona de alteración hidrotermal de tipo argílica, sericítica débil en cercanías de la estancia La Porfía (Fig. 2.128). El conjunto tiene una coloración rojiza-amarillenta que se atribuye a la oxidación de pirita asociada a las alteraciones.

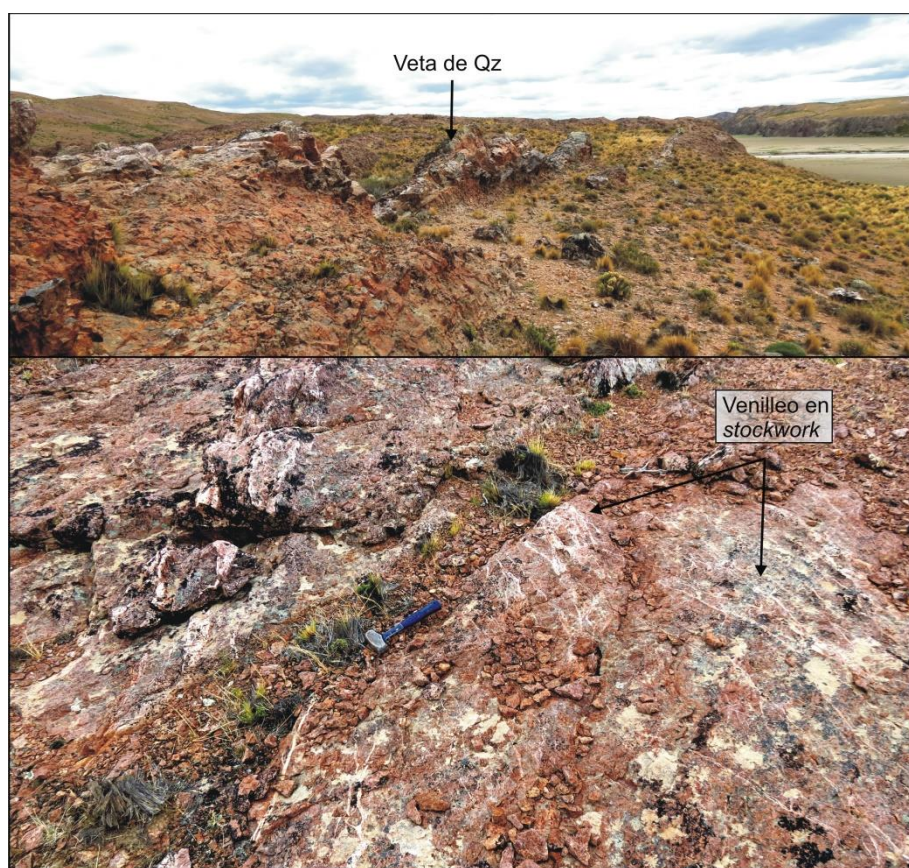


Figura 2.127. Arriba. Veta hidrotermal de cuarzo. Abajo. Sistema de venilleo en stockwork.

Con frecuencia, los sistemas hidrotermales se vinculan espacialmente con cuerpos lávicos globosos integrados por las litofacies descritas previamente (cR, cfR, cfvR, cfdR y BrR). De acuerdo a investigaciones en la región del Macizo del Deseado, los sistemas hidrotermales se encuentran vinculados a la actividad magmática jurásica de la región (Schalamuk *et al.*, 1997; Guido y Campbell, 2011, entre otros), donde constituyen yacimientos minerales de oro y plata de importancia económica.

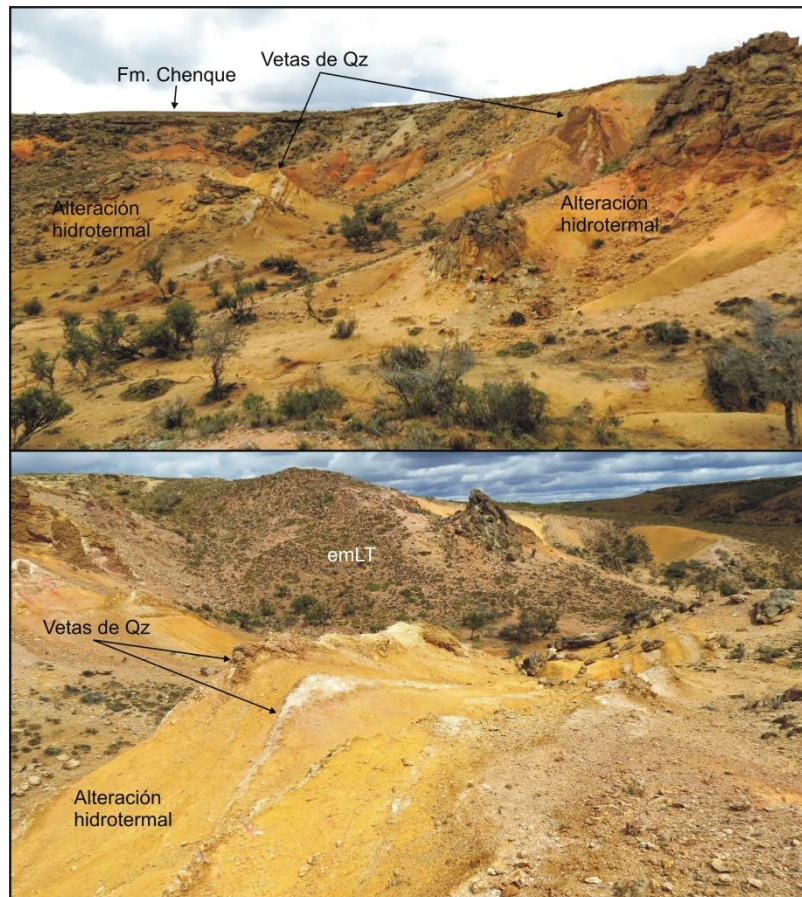


Figura 2.128. Vetas hidrotermales de cuarzo y zona de alteración argílica, en las cercanías de la estancia La Porfía.

#### 2.2.2.1.8. Unidades cenozoicas

Las rocas volcánicas jurásicas son cubiertas por depósitos sedimentarios de ambientes continental y marino, agrupados en el Grupo Río Chico y en la Formación Chenque (Fig. 2.129) (Raigemborn *et al.*, 2010; Bellosi, 1990 respectivamente), con abundante contenido fosilífero (Fig. 2.130).

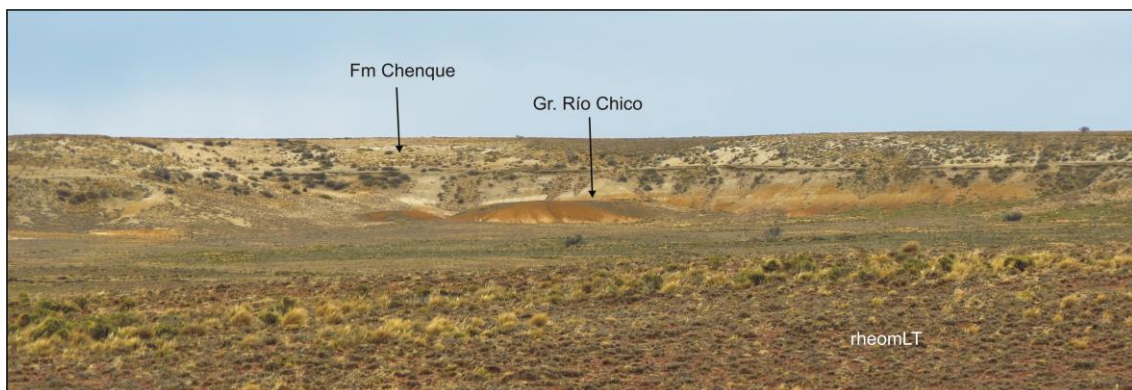


Figura 2.129. Fotografía en cercanías de la estancia La Aurora, en donde se observan los niveles del Gr. Río Chico cubiertos en discordancia angular por la Fm. Chenque. En primer plano depósitos ignimbríticos de grado alto a muy alto.

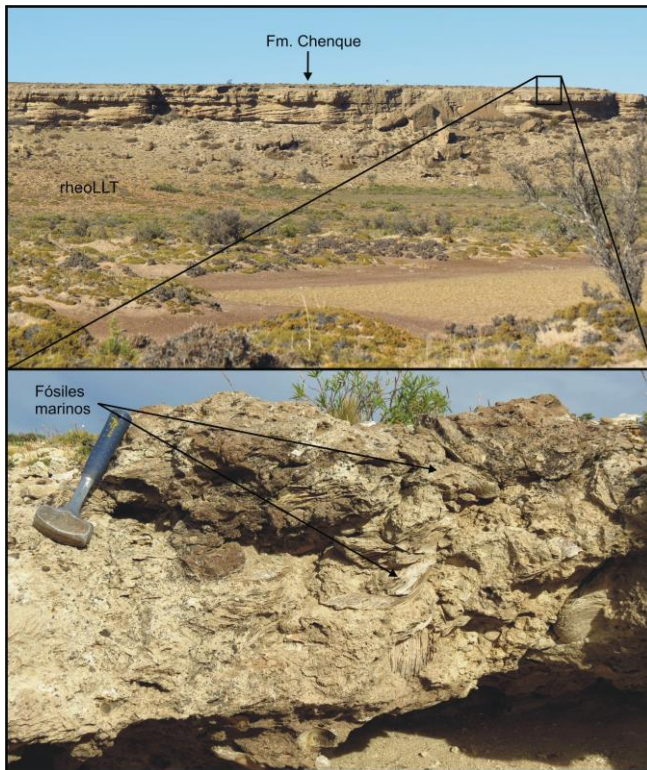


Figura 2.130. Niveles marinos de la Fm. Chenque en los alrededores de la estancia Laguna Verde. Se señala el contenido fosilífero de la unidad.

### 2.2.2.2. Perfiles de litofacies

Se construyeron nueve (9) perfiles sobre la base del levantamiento de múltiples secciones parciales de varios sectores del área de trabajo, con el propósito de establecer la disposición espacial de las litofacies descritas, los cuales están graficados de sur a norte (A - I) (Fig. 2.131).

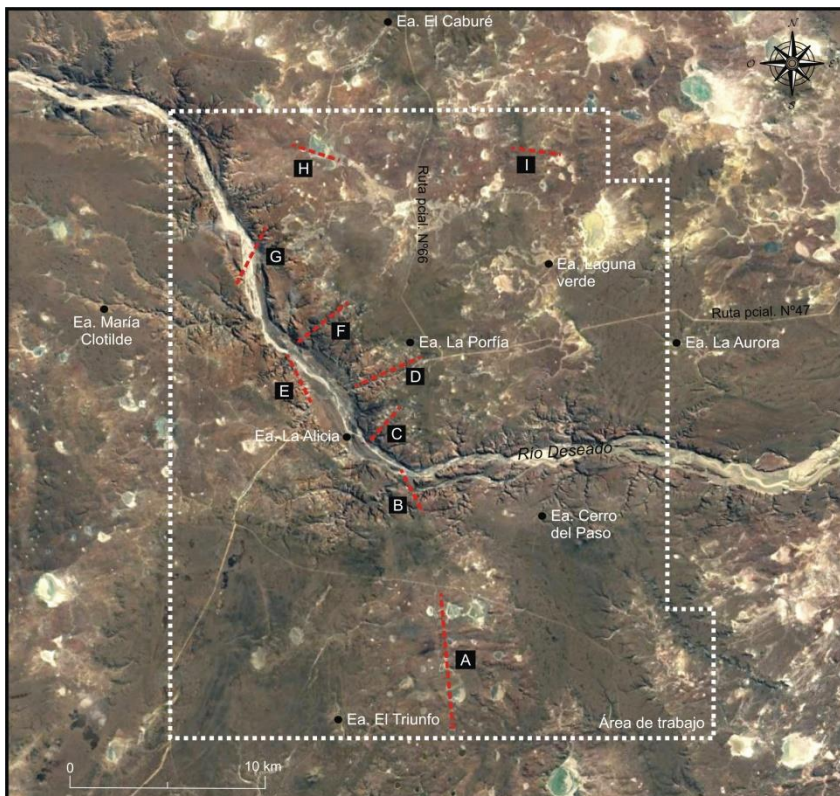
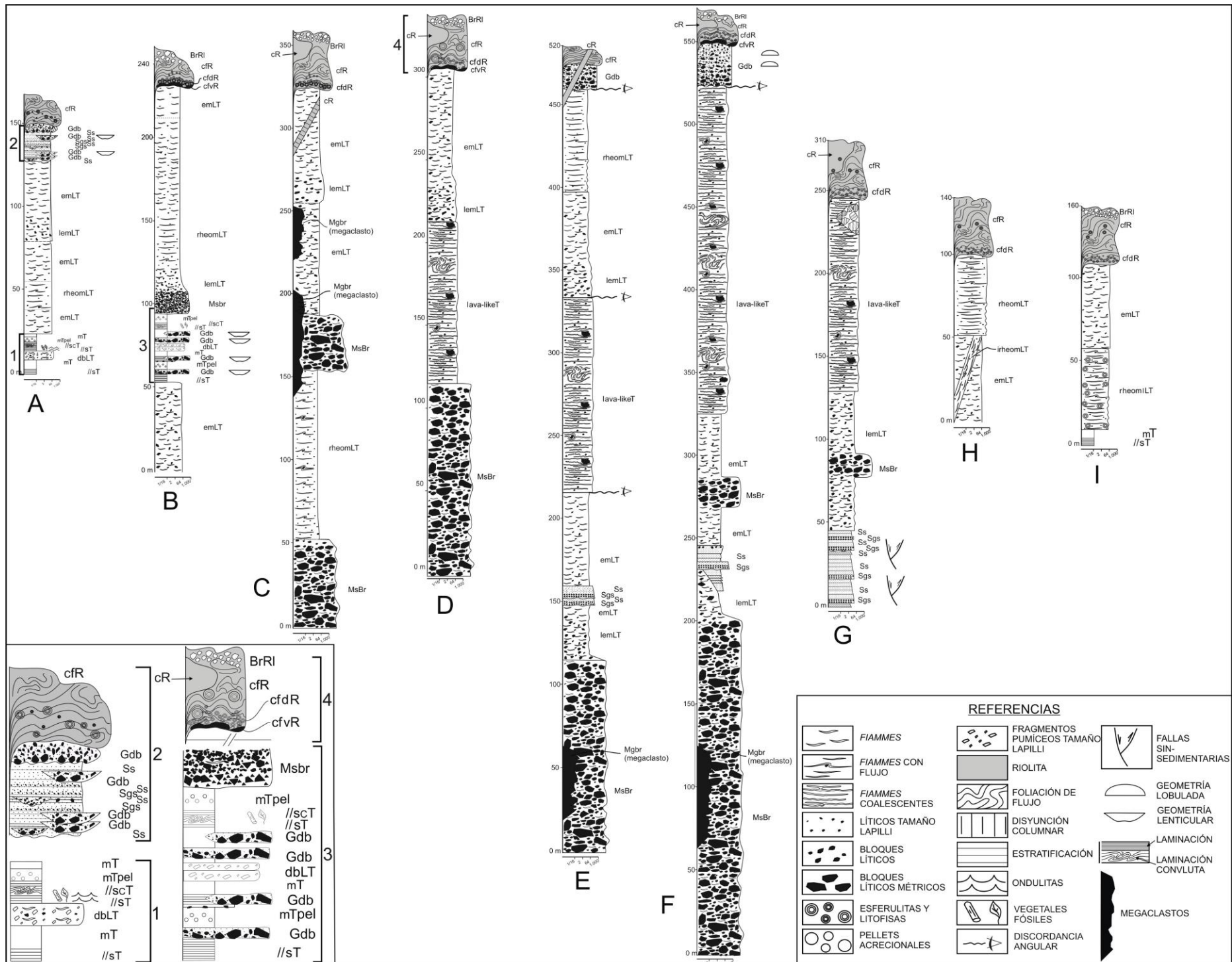


Figura 2.131. Imagen satelital del área tomada de Google Earth, en donde se detalla la ubicación de los perfiles realizados.



**REFERENCIAS**

	FIAMMES		FRAGMENTOS PUMICEOS TAMAÑO LAPILLI		FALLAS SIN-SEDIMENTARIAS
	FIAMMES CON FLUJO		RIOLITA		GEOMETRÍA LOBULADA
	FIAMMES COALESCENTES		FOLIACIÓN DE FLUJO		GEOMETRÍA LENTICULAR
	LÍTICOS TAMAÑO LAPILLI		DISYUNCIÓN COLUMNAR		LAMINACIÓN
	BLOQUES LÍTICOS MÉTRICOS		ESTRATIFICACIÓN		LAMINACIÓN CONVULTA
	BLOQUES LÍTICOS MÉTRICOS		ONDULITAS		MEGACLASTOS
	ESFERULITAS Y LITOFISAS		VEGETALES FÓSILES		
	PELLETS ACRECIONALES		DISCORDANCIA ANGULAR		

Figura 2.132. Perfiles de litofacies del área. Se detallan cuatro tramos puntuales de los perfiles (1, 2, 3 y 4).

---

Mediante estos perfiles es posible visualizar diversos aspectos en lo que concierne a la disposición espacial y las relaciones de contacto entre las litofacies, tanto en la vertical como en la lateral. Resalta la diferencia de espesores entre el sector central y las zonas laterales. Las potencias máximas se registran en los perfiles C, D, E, F y G, ubicados en el sector central del área de trabajo (Fig. 2.132 y 2.133) y con espesores que llegan a superar los 500 a 550 metros, mientras que lateralmente los espesores decrecen hasta valores que no superan los 150 metros.

Destaca la alta variabilidad lateral de espesores de las litofacies volcánicas y volcano-sedimentarias, sugiriendo la presencia de múltiples depocentros que varían su posición en el tiempo. Se observa la presencia de dos potentes paquetes de mesobrechas (brechas coignimbríticas) de hasta 200 m de espesor en el sector central, que indican una repetición de las condiciones geológicas que les dieron origen.

Por otra parte, se observa que los paquetes más importante de sedimentitas, depositadas durante períodos intereruptivos, se distribuyen tanto entre los dos paquetes de mesobrechas (MsBr) como en la porción superior de la columna estratigráfica local, subyaciendo a los cuerpos lávicos riolíticos.

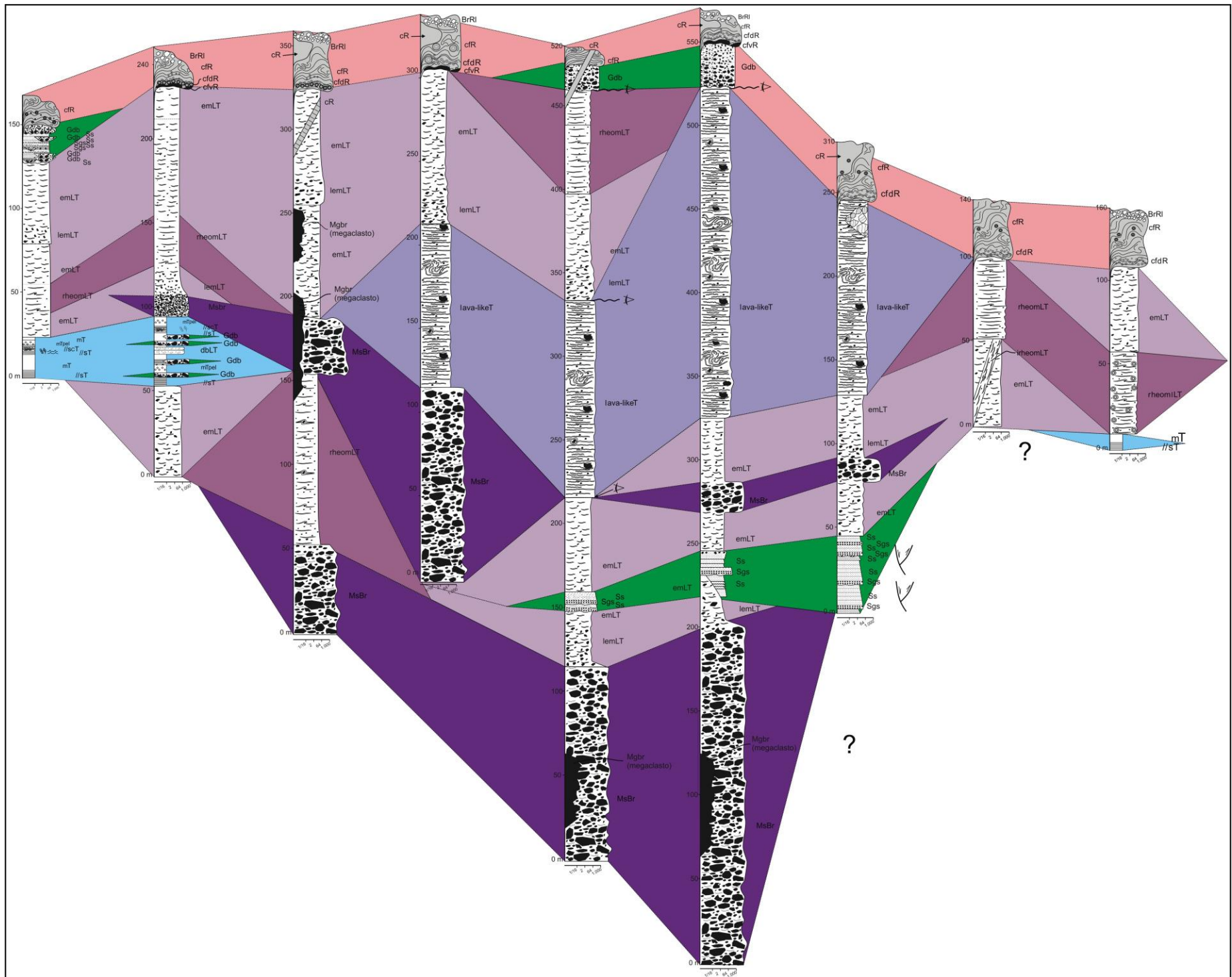


Figura 2.133. Perfiles de litofacies del área de trabajo correlacionados. Se destaca la alta variabilidad lateral de espesores entre las litofacies, como así también la presencia de dos paquetes correlacionables de mesobrechas. El distanciamiento entre perfiles es equidistante y no representa el distanciamiento real en el terreno.

---

### 2.2.2.3. Asociaciones de Litofacies

En función de la presencia recurrente de litofacies vinculadas espacialmente, se han generado cuatro asociaciones de litofacies ideales (1, 2, 3 y 4) que permiten vincularlas genéticamente.

#### *Asociación de litofacies 1*

Se agrupan dentro de esta asociación a las litofacies lávicas cfvR, cfdR, cfR, cR y BrRI, las cuales se encuentran vinculadas espacialmente conformando cuerpos lávicos mayores de geometría globosa, habitualmente elongados en una dirección. Las litofacies vítrea (cfvR) y fuertemente desvitrificada (cfdR) se presentan en los sectores inferiores de los cuerpos, mientras que las restantes (cfR, cR y BrRI) niveles superiores. La correspondiente a riolitas coherentes sin estructura (macizas) (cR) se presenta en el sector central, mientras que la compuesta por brechas lávicas autoclásticas (BrRI) en las porciones externas de los cuerpos.

La porción vítrea basal es originada por el alto contraste térmico dado en la zona de contacto entre el magma riolítico con la superficie, lo que conduce a un enfriamiento brusco. Mientras que la inmediatamente por encima, altamente desvitrificada (cfdR), denota una retención del calor magmático durante un lapso prolongado luego de una vitrificación inicial. Hacia las porciones superiores, la fuerte foliación de flujo dada por los contrastes en el contenido de agua (cfR), es importante en los sectores laterales a superiores de los cuerpos, mientras que el sector interno, macizo (cR), sugiere una homogeneidad en el contenido de este fluido. Hacia las partes superiores y en ocasiones en las laterales, es importante el desarrollo de autobrechamiento por fracturamiento de las paredes externas de estos cuerpos durante nuevas inyecciones de magma (Fig. 2.128).

La génesis de estos cuerpos lávicos que coronan la secuencia piroclástica estudiada, respondería a efusiones lávicas de alta viscosidad que sellan conductos eruptivos elongados fisurales, los que en base a sus relaciones superficie lateral:altura = <10, permite interpretarlos como domos riolíticos (modificado de Hildreth *et al.*, 1999) (Fig.

2.134). De manera local se han observado cuerpos dómicos intrusivos (Fig. 2.93A), los cuales corresponderían a criptodomos.

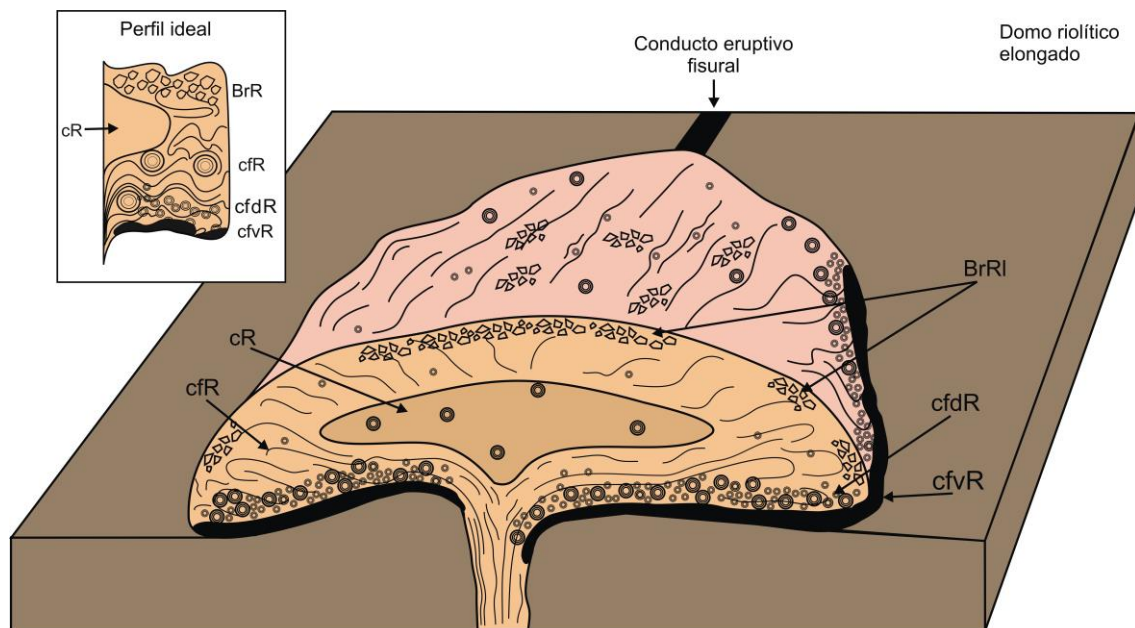


Figura 2.134. Perfil ideal y disposición espacial de la asociación de litofacies 1, correspondiente a domos y criptodomos riolíticos.

### *Asociación de litofacies 2*

Se agrupa dentro de esta asociación a las litofacies lemLT y emLT (toba lapillítica maciza de textura eutaxítica rica en litoclastos y toba lapillítica maciza de textura eutaxítica) (Fig. 2.135), las cuales generan depósitos de hasta 100 metros de potencia. La litofacies inferior corresponde a una toba lapillítica maciza de textura eutaxítica y con importante contenido de fragmentos líticos (hasta 30%) tamaño lapilli y ocasionales bloques, la que gradúa verticalmente hacia la litofacies emLT. Esta última corresponde a una toba lapillítica maciza de textura eutaxítica con bajo contenido de litoclastos y grado de soldamiento levemente mayor que litofacies suprayacente.

Se interpreta a esta asociación de litofacies como generada por agradación progresiva a partir de corrientes de densidad piroclásticas concentradas, con decrecimiento vertical en el contenido de fragmentos líticos, que probablemente refleja una disminución progresiva de la erosión del conducto eruptivo luego de iniciada la erupción, o bien una pérdida de la capacidad de transporte.

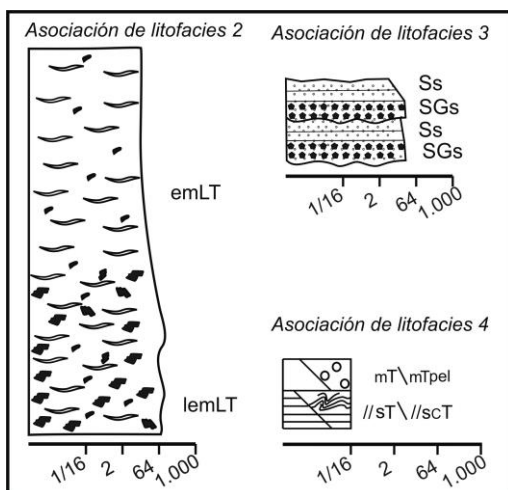
### Asociación de litofacies 3

Se agrupa dentro de esta asociación a las litofacies SGs y Ss (areniscas conglomerádicas estratificadas y areniscas estratificadas) (Fig. 2.135), las cuales poseen escasa representación en la zona de trabajo y se presentan como estratos de 10 a 15 cm de potencia. La litofacies inferior se presenta compuesta por fragmentos volcánicos redondeados de tamaño grava, inmersos en una matriz de arena mediana a gruesa y con base erosiva. La litofacies superior corresponde a una arenisca mediana a gruesa de tendencia levemente grano-decreciente.

Se interpreta a esta asociación como generada a partir de flujos acuosos mantiformes con leves encausamientos puntuales, los cuales podrían corresponder a lóbulos de desbordamiento de sistemas fluviales (*crevasse-splay*) o bien a sectores distales de abanicos aluviales (Miall, 2006). Como no fueron identificados sistemas de canales fluviales en el área, se interpreta tentativamente a esta asociación de litofacies como las porciones distales de abanicos aluviales.

### Asociación de litofacies 4

Se agrupa dentro de esta asociación a las litofacies //sT, //scT, mT y mTpel (tobas de ceniza laminadas, tobas laminadas con laminación convoluta, tobas de ceniza maciza y tobas de ceniza con pellets acrecionales), las cuales poseen escasa representación en el área de trabajo y se ubican en el sector centro-sur. Se interpreta a esta asociación como generadas a partir de caída directa de ceniza en ambientes lagunares de escasa profundidad, posteriormente colmatados por el importante suministro de material piroclástico. Los depósitos lagunares son afectados por deformación en estado blando (material no consolidado), vinculado probablemente con movimientos sísmicos asociados a la actividad volcánica del sector (Branney y Kokelaar, 1994), mientras que



los depósitos subaéreos registran a menudo la generación de estructuras acrecionales de ceniza producto de la humedad del ambiente y/o a efectos de atracción electrostática (Brown *et al.*, 2012 y citas incluidas).

Figura 2.135. Perfiles tipo de las asociaciones de litofacies 2, 3 y 4.

### **2.2.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

Para esta sección se llevará a cabo en primer lugar una determinación y ploteo estereográfico de los lineamientos principales sobre una imagen satelital Sentinell. Luego, se analizarán las estructuras observadas e inferidas en el trabajo de campo, para finalmente llevar a cabo una conjunción entre ambas metodologías con el fin de establecer las características estructurales de lo zona de trabajo.

#### **2.2.3.1. Reconocimiento fotogeológico - Lineamientos mayores**

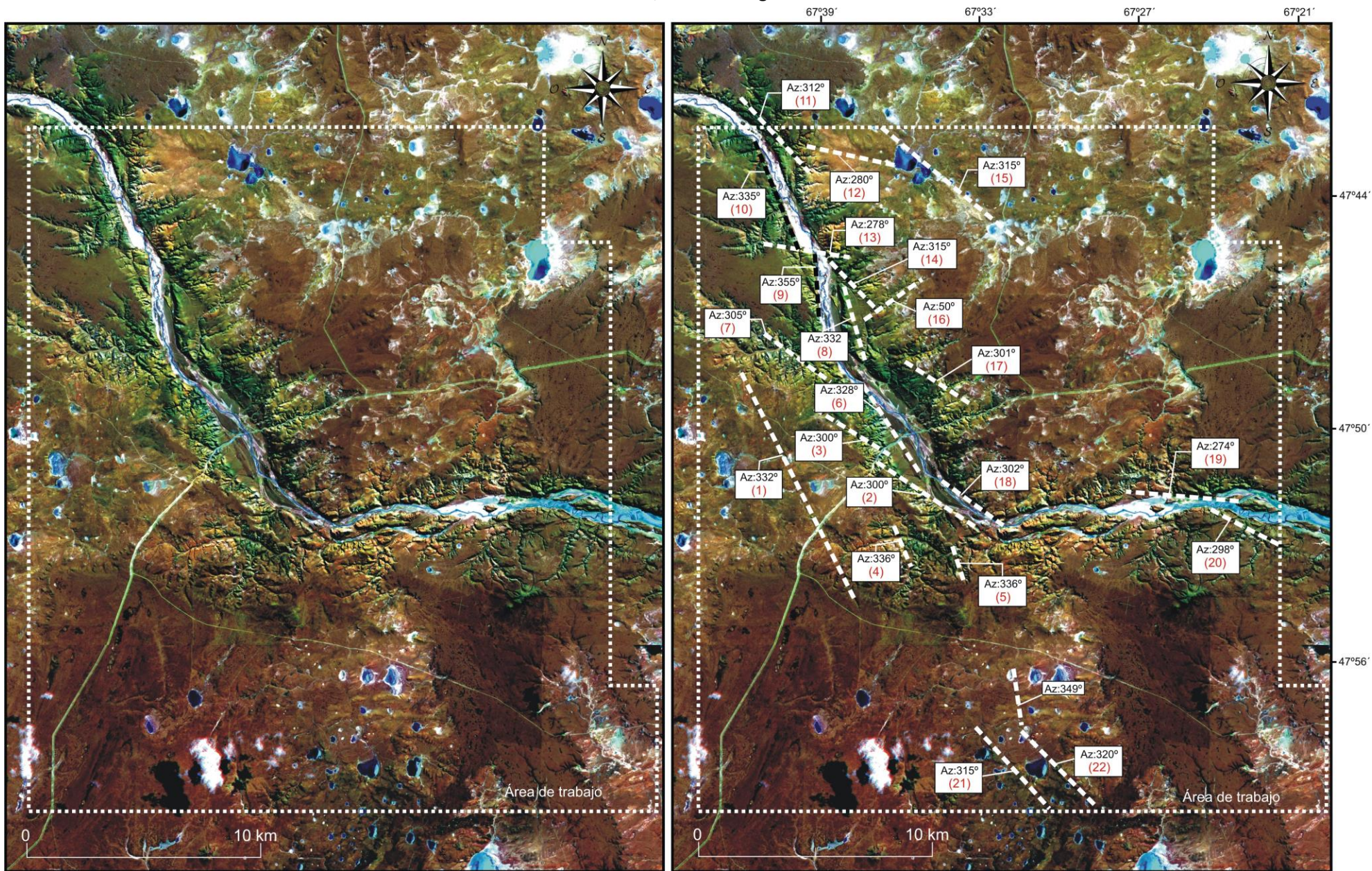
La imagen satelital utilizada para este trabajo es Sentinell de alto contraste con combinación de bandas 12-8-2, procesada con el software de uso libre QGis. Se reconocieron un total de 22 lineamientos mayores en base a cambios abruptos y rectilíneos del terreno, como así también en zonas de contactos rectilíneos entre unidades con distinta coloración y/o textura (Fig. 2.136).

De los lineamientos identificados se observa una clara predominancia de las direcciones NO-SE por sobre las ONO-ESE y NE-SO, lo cual se observa con claridad en el diagrama de frecuencias y de rosas (Fig. 2.137). En el primero se destaca que los intervalos de azimut más recurrentes son los incluidos dentro de los intervalos de azimut 280°-290°, 300°-320° y 330°-340°. Mientras que un solo lineamiento se presenta con valores de azimut entre 180 y 270 (NE-SO).

---

Figura 2.136. Lineamientos mayores identificados sobre una imagen Sentinell con combinación de bandas 12-8-2. Izquierda: imagen limpia. Derecha: imagen con lineamientos determinados con sus valores de rumbo y azimut.

---



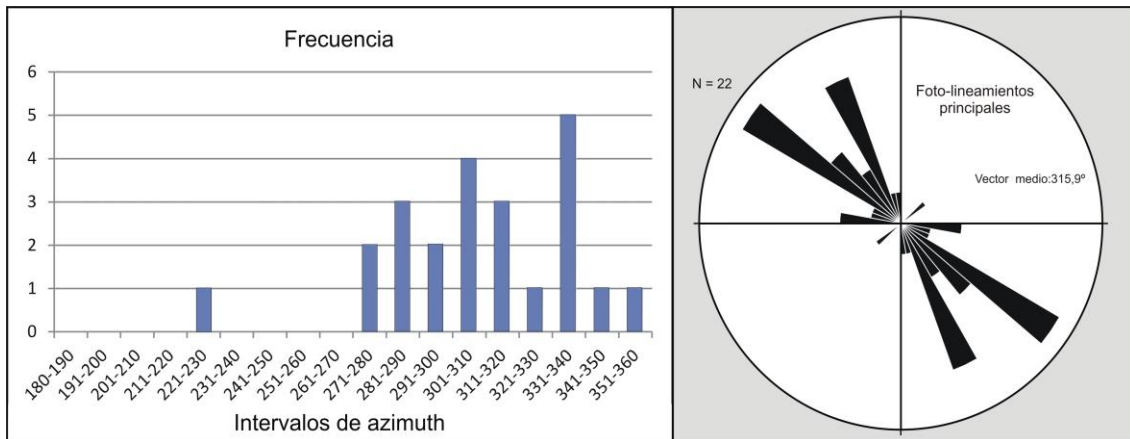


Figura 2.137. Izquierda. Diagrama de frecuencias de las direcciones azimutales de los lineamientos principales. Derecha. Diagrama de rosas de los azimut de los lineamientos. Se destaca la predominancia de las direcciones NO-SE

### 2.2.3.2. Datos de campo

Dada la buena calidad de los afloramientos en las zonas aledañas al Río Deseado, las estructuras mejor expuestas se presentan en estos sectores, mientras que hacia zonas alejadas la exposición de las estructuras es limitada, lo cual se acentúa por la gran superficie cubierta por las sedimentitas cenozoicas.

A orillas del río Deseado y a 3,5 km al noroeste de la estancia La Alicia se observa un sistema de fallas normales con disposición en dominó, compuesto por cuatro estructuras que afectan a varias de las litofacies ignimbríticas (emLT, rheomLT, lava-likeT). Dichas estructuras tienen valores azimutales entre 30° y 40° (NE), direcciones de inclinación de 310° a 320° (NO) e inclinaciones que varían desde 62° a 67° (Fig. 2.138).

Las estructuras provocan inclinaciones de los mantos piroclásticos por la deformación distensiva de entre 30° y 60° hacia el SO (di:130° y 140°), las que varían desde valores mayores para las unidades inferiores (~50-60°) y menores para las superiores (~30-35°). Esto genera discordancias angulares entre los distintos niveles de ignimbritas afectados diacrónicamente por una misma estructura (Fig. 2.138). Por su parte, los niveles conglomerádicos difusamente estratificados (Gdb) que suprayacen, interpretados como abanicos aluviales, se presentan en posiciones subhorizontales (di:100, i:5°) y cubren en marcada discordancia angular a las ignimbritas afectados por las estructuras mencionadas (Fig. 2.138).

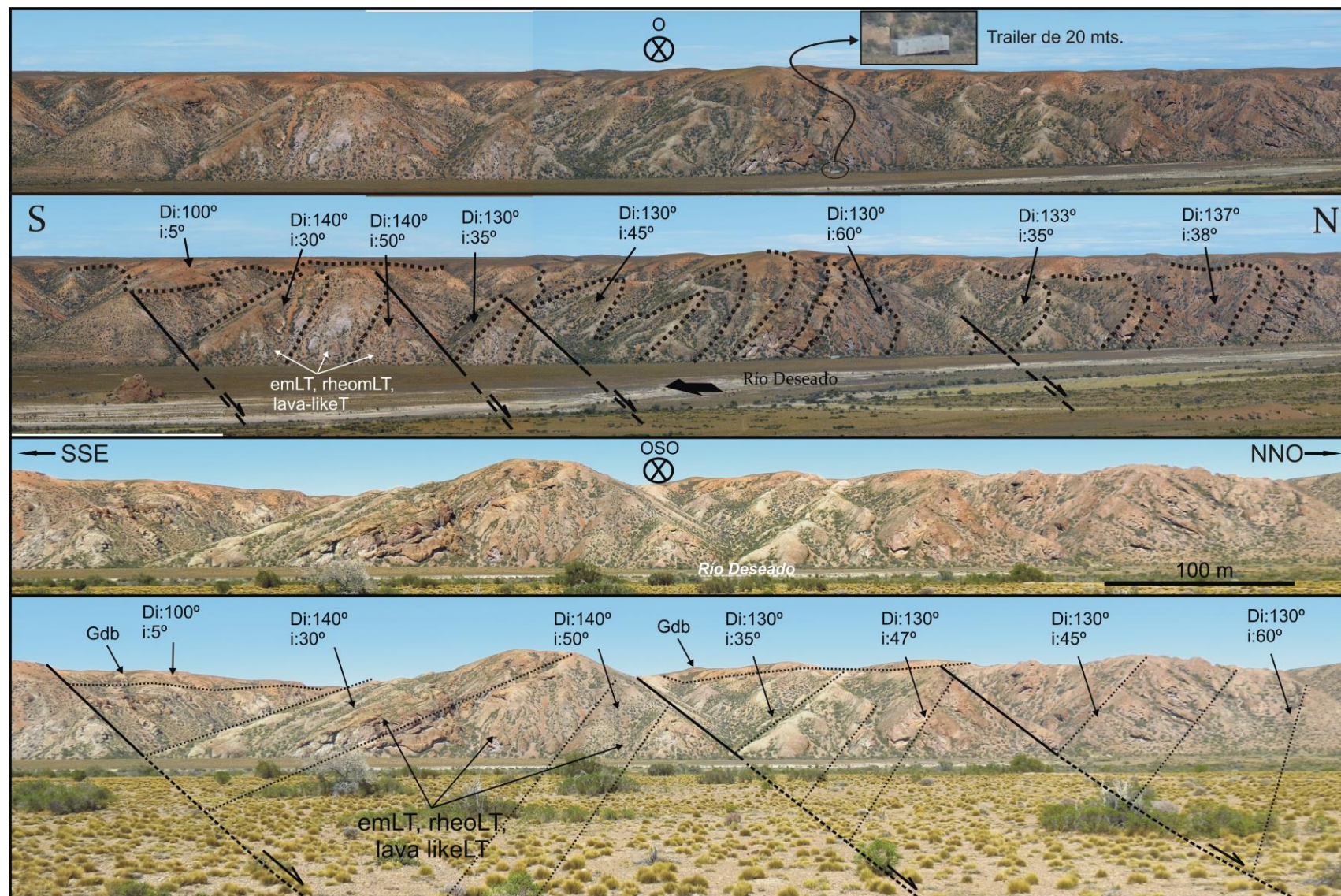


Figura 2.138. Visión panorámica en dirección O y OSO del margen occidental del río Deseado, a 500 metros al norte de la estancia La Alicia. Se observan cuatro fallas de cinemática normal inclinando al NO y conformando un sistema en dominó, las cuales provocan discordancias angulares entre los distintos niveles de ignimbritas.

A 4 km al oeste-noroeste de la estancia La Porfía, a un km al este del río Deseado, aflora un espeso paquete de rocas (~250 m) compuesto por niveles de mesobrechas, depósitos sedimentarios (Ss) e ignimbritas en diferentes facies (emLT y lava-likeT), con inclinaciones de entre 68 y 52° hacia 243 y 237° (SO) respectivamente. Los niveles inferiores (MsBr y emLT) tienen las mayores inclinaciones, mientras que los superiores (Ss, MsBr y lava-likeT) las menores (Fig. 2.139). Esto evidencia nuevamente la presencia de discordancias angulares producidas por el desplazamiento de una misma estructura de cinemática normal, en este caso de azimut 327° (NO-SE). El valor angular de inclinación de la misma no pudo ser determinado con precisión por la discontinuidad del afloramiento, aunque mediciones parciales sugieren un valor entre 50 y 60° hacia 57° (NE). Asimismo, en el sector existen dos fallas normales de alto ángulo (~75-70°) que inclinan al NE y SE respectivamente, las cuales han quedado expuestas por la deformación producida por la estructura NO-SE antes descrita (Fig. 2.140). Contra este par de estructuras menores se encuentran los mayores espesores de las litofacies emLT y Ss respectivamente, lo que evidencia un carácter sintectónico de estas unidades (Fig. 2.140). Los niveles superiores de MsBr y lava-likeT no se ven afectados por estas estructuras.

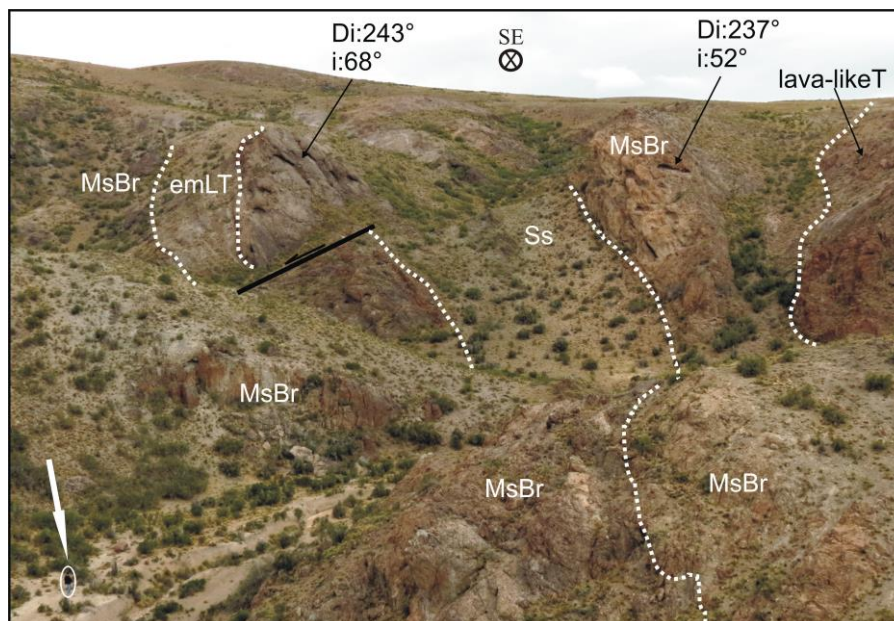


Figura 2.139. Secuencia de rocas al oeste-noroeste de la estancia La Porfía compuesto por las litofacies MsBr, emLT, SS y lava-likeT con inclinaciones variables hacia el SO. Una persona señalada como escala.

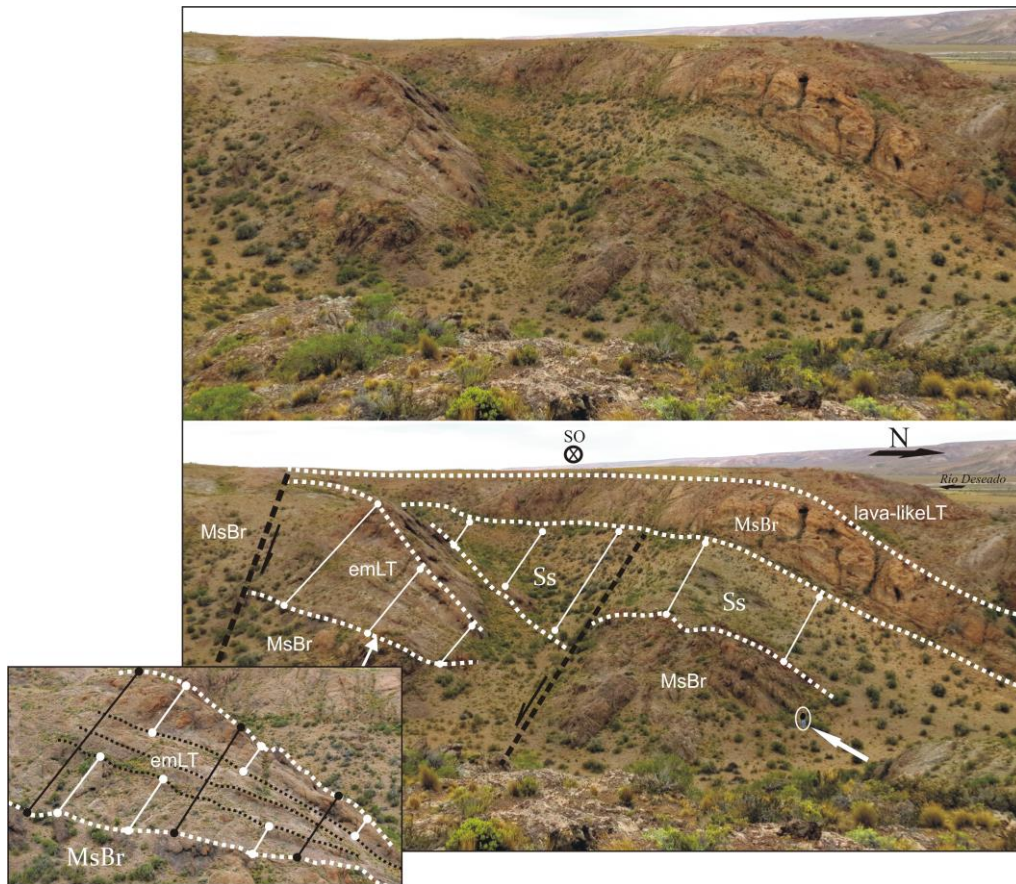


Figura 2.140. Vista al suroeste del sector al oeste-noroeste de la estancia La Porfía en donde se observan dos fallas normales de alto ángulo que provocan variaciones en los espesores de las unidades emLT y Ss. Una persona señalada de escala.

En la zona noroeste del área se observa una falla normal sub-vertical ( $i: 82^\circ$ ) de azimut  $310^\circ$  (NO) y dirección de inclinación  $220^\circ$  (SO), que pone en contacto litofacies ignimbríticas de distinto grado de soldamiento (emLT y rheomLT) (Fig. 2.141A), la cual es coincidente con el lineamiento 11 (Fig. 2.136). Estas unidades se presentan sin base aflorante en el sector, lo que sumado a su falta de estratificación, imposibilita determinar un control tectónico en la depositación. Sin embargo, hacia el sureste, sobre esta estructura se encuentra emplazado un dique piroclástico, lo cual evidencia la actividad sincrónica de esta estructura con el volcanismo del área.

En el sector sur, en inmediaciones de la estancia La Alicia, se observa una falla normal de alto ángulo ( $i: 68^\circ$ ), con valor azimutal  $301^\circ$  (NO) y dirección de inclinación  $31^\circ$  (NE), que pone en contacto las litofacies de MsBr y emLT sin base aflorante (Fig. 2.141B). Esta estructura es coincidente con el lineamiento 2 marcado en la imagen satelital (Fig. 2.136) y hacia el noreste, un dique riolítico se encuentra emplazado en ella, evidenciando su actividad sincrónica con el magmatismo del área.

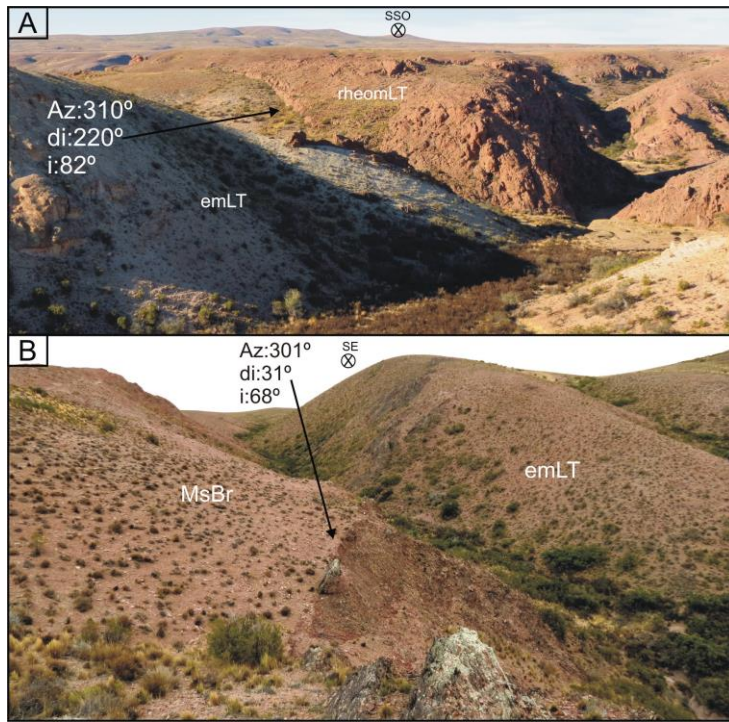


Figura 2.141. A. Visual hacia el SSO del sector noroeste del área de trabajo, en donde se observa una falla normal sub-vertical que pone en contacto las litofacies rheomLT y emLT. B. Visual hacia el SE de las inmediaciones de la estancia La Alicia, en donde una falla normal de alto ángulo pone en contacto las litofacies MsBr y emLT.

Por otra parte, hacia el sector occidental del área se destaca una interrupción abrupta y rectilínea de la litofacies MsBr, la cual se pone en contacto lateral con la litofacies emLT (Fig. 2.142). Este contacto describe un rasgo lineal de azimuth:  $332^\circ$ , coincidente con el lineamiento 1 (Fig. 2.136), sobre el cual se emplaza hacia el sur un cuerpo dómico riolítico elongado de aprox. 3,5 km de largo, que es intruído por un sistema de vetas hidrotermales de cuarzo que siguen la dirección del lineamiento. Un kilómetro al sur del cuerpo dómico y sobre la traza del lineamiento, se desarrolla un importante sistema de vetas hidrotermales de cuarzo emplazadas, con direcciones sub-paralelas al mismo, en niveles de tobas de ceniza macizas y laminadas que son cubiertas por las sedimentitas marinas de la Formación Chenque (Fig. 2.143).

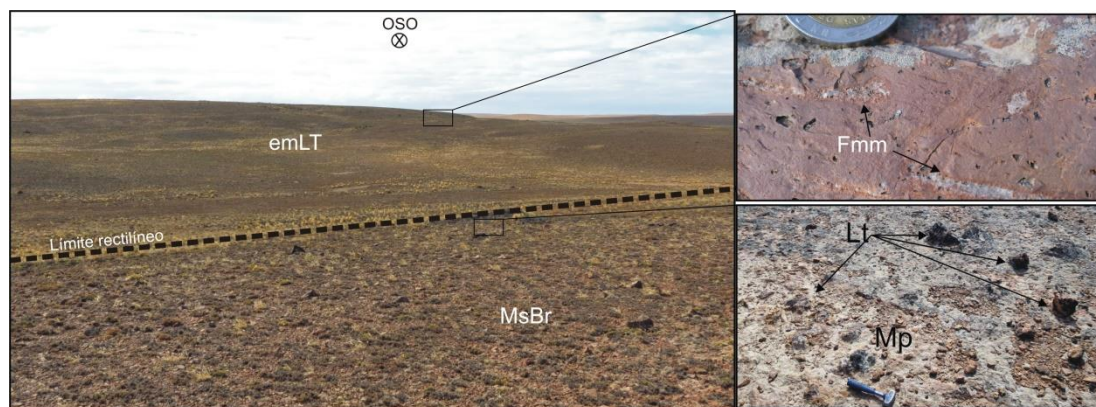


Figura 2.142. Imagen panorámica hacia el OSO, en donde se observa la interrupción abrupta de la litofacies de Mesobrechas (MsBr), la cual se encuentra en contacto tectónico con una litofacies ignimbrítica (emLT).

Por las evidencias descritas se establece la existencia de una estructura jurásica de azimut  $332^\circ$  (NO), que limita la distribución de la litofacies MsBr hacia el oeste, poniéndola en contacto tectónico con la litofacies emLT, y que es utilizada para la extrusión de un cuerpo dómico y el emplazamiento de un sistema de vetas hidrotermales.

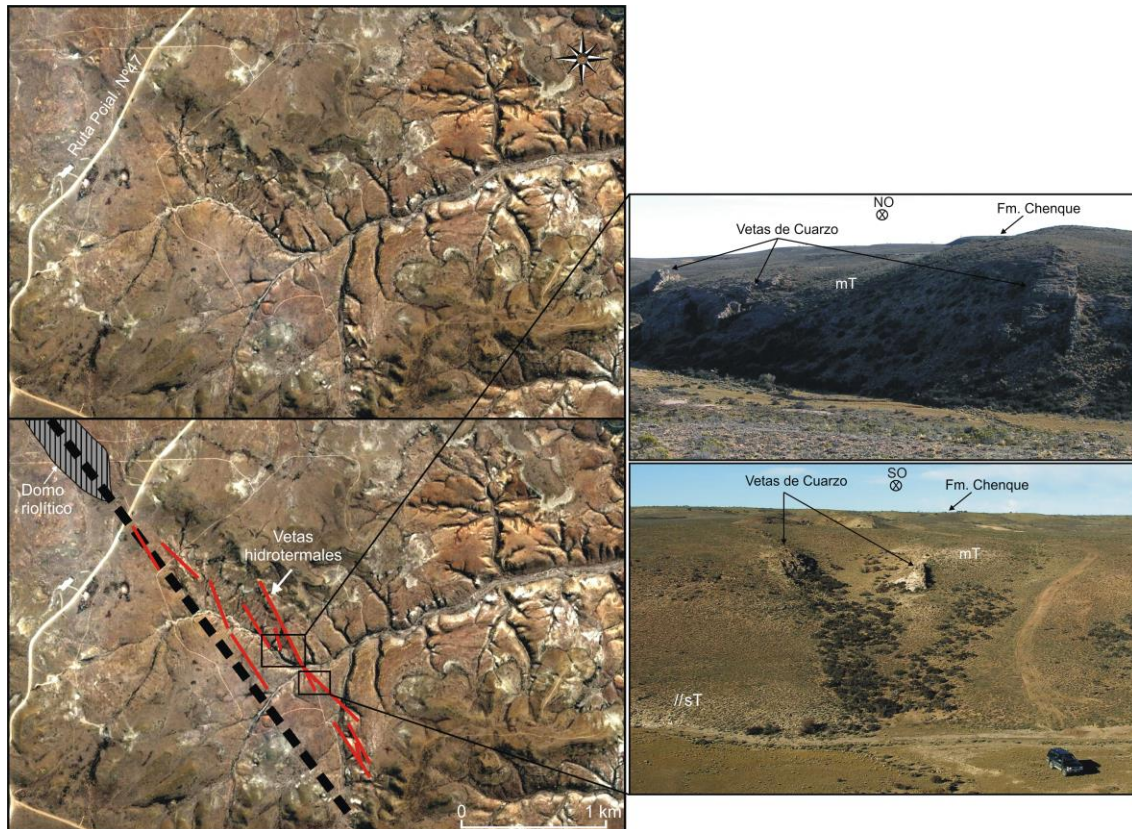


Figura 2.143. Imagen satelital sin interpretar e interpretada del sector terminal del lineamiento 1, sobre el cual se emplaza en cuerpo dómico y un sistema de vetas hidrotermales de cuarzo con rumbos sub-paralelos al lineamiento. La Fm. Chenque coronando la secuencia estratigráfica del sector.

Por otra parte, en el centro-norte del área de trabajo y coincidiendo con el lineamiento 15 reconocido en la imagen satelital (Fig. 2.136), se encuentra un afloramiento compuesto por brechas tectónicas que afloran de manera saltuaria siguiendo una dirección rectilínea NO-SE (Fig. 2.144). Lateralmente hacia el sureste y sobre el mismo lineamiento, se emplazan diques piroclásticos y cuerpos dómicos riolíticos elongados en sentido NO-SE (Fig. 2.17). Esto permite inferir la existencia de una estructura geológica de azimut  $315^\circ$  en el sector, por la cual en primer término se extruyeron las facies piroclásticas y luego las facies lávicas que sellaron el conducto eruptivo.

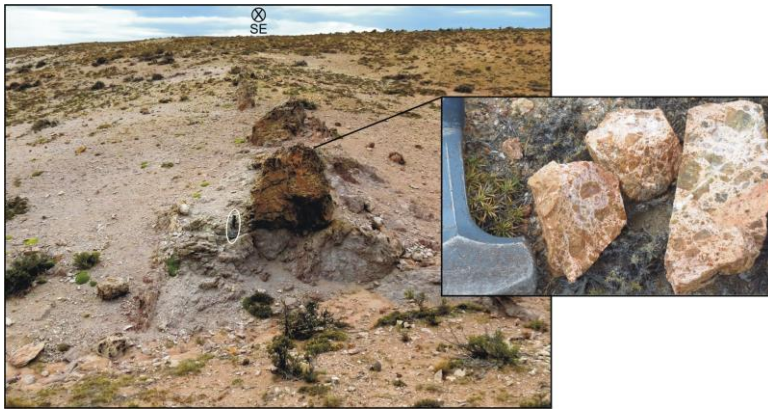


Figura 2.144. Vista del sector centro-sur del lineamiento 15, en donde se observa una brecha siguiendo el rumbo de la estructura. Martillo de escala.

Por su parte, en donde el río Deseado quiebra su trayectoria hacia el este, en la región centro-sur del área, se reconocen dos fallas normales de alto ángulo. La primera de ellas, cercana al punto de inflexión del río, se presenta con una inclinación sub-vertical ( $85^\circ$ ) y un azimut  $64^\circ$  (NE), la cual pone en contacto un cuerpo dómico en litofacies cfR al norte, con un afloramiento de conglomerados difusamente estratificados al sur (Fig. 2.145A). Asimismo, la segunda estructura, ubicada unos 3,5 km al este de la estructura previa, se presenta con una inclinación de  $67^\circ$  y azimut de  $51^\circ$  (NE), afectando a las porciones laterales de un cuerpo dómico (litofacies cfR) y a una ignimbrita de bajo grado de soldamiento (mLT) (Fig., 2.145B).

Las unidades piroclásticas y sedimentarias afectadas por ambas estructuras no presentan evidencias de depositación sin-tectónica en relación a ellas y en ausencia de emplazamiento de cuerpos magmáticos en estas fallas, se las interpreta, tentativamente, posteriores al evento volcánico jurásico del área.

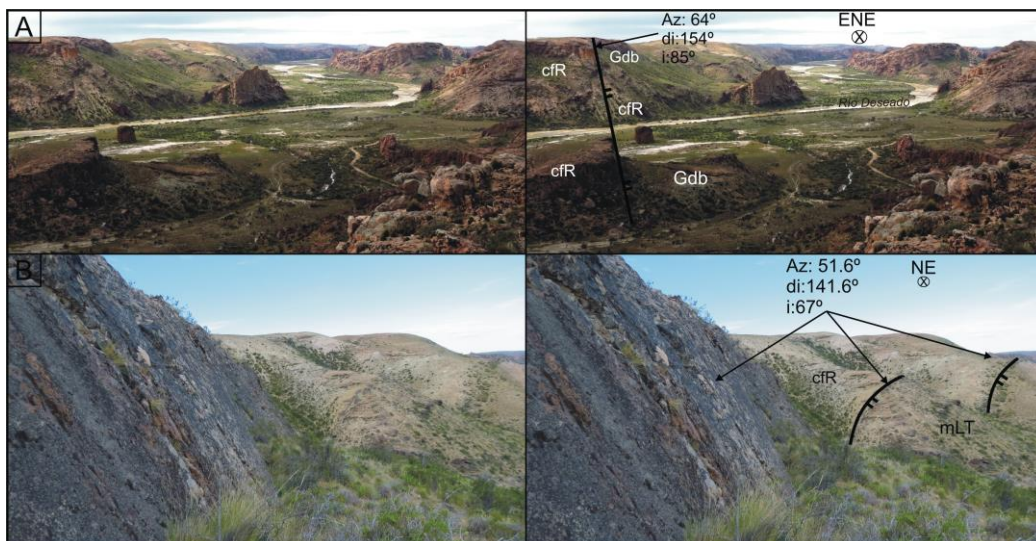


Figura 2.145. A. Falla normal de alto ángulo ( $85^\circ$ ) y azimut  $64^\circ$  en el centro-sur del área de trabajo, que pone en contacto tectónico un domo riolítico al norte, con una de conglomerados al sur. B. Falla normal de alto ángulo ( $67^\circ$ ) y azimut  $51^\circ$  en el sureste del área, la cual pone en contacto una litofacies dómica al noroeste con una ignimbrítica al sureste.

Por último, fueron reconocidas dos (2) fallas verticales (?) de desplazamiento de rumbo, las cuales coinciden con los lineamientos 13 y 15 de azimut  $278^\circ$  (ONO-ESE) y  $50^\circ$  (NE-SO) respectivamente (Fig. 2.136).

La primera de estas estructuras, coincidente con el lineamiento 13, provocó un desplazamiento sinistral de aproximadamente 700 m, en el sector noroeste del área (Fig. 2.146), y generó una importante zona de daño de al menos 200 m en las rocas afectadas, en especial en el bloque sur. Esta zona se presenta con fuerte diaclasamiento sub-paralelo a la dirección de la estructura (Fig. 2.146B) y con sistema hidrotermal de venillas de cuarzo en *stockwork* en la misma dirección (Fig. 2.146C). Este venilleo se hace más importante hacia el este, en donde de aflora una veta de cuarzo paralela a la estructura de longitud cercana a los 600 m aflorantes y espesores que ocasionalmente superan los 3 metros (Fig. 2.146 D).



Figura 2.146. A. Imagen satelital del sector centro-norte del área, en donde se observa un lineamiento de azimut  $278^\circ$  correspondiente a una falla de desplazamiento de rumbo sinistral. Se marcan en la imagen la ubicación de las imágenes B, C y D. B. Vista en el campo hacia el oeste de la zona de daño producida por la falla de desplazamiento de rumbo sinistral. C. Venillas de cuarzo en *stockwork* emplazadas en la zona de daño con azimut dominante  $278^\circ$ . D. Veta de cuarzo de hasta tres metros emplazada en el rumbo de la estructura, a unos 600 metros al este del valle del río Deseado.

La segunda de las estructuras, coincidente con el lineamiento 15, de azimut  $50^\circ$  y ubicada a unos 3,7 km al suroeste de la estructura anterior, es inferida debido al desplazamiento dextral de aproximadamente 150 m que provoca sobre las litologías

afectadas, entre las que se destaca un dique riolítico vertical con fuerte disyunción columnar horizontal (Fig. 2.97), utilizado para cuantificar el desplazamiento.

### *Síntesis de la geología estructural*

Se han reconocido numerosas estructuras mediante observaciones de campo y de imágenes satelitales. La mayoría presentan evidencias de actividad sincrónica con el volcanismo del área, tales como control en los espesores de las unidades, generación de discordancias internas entre los depósitos afectados por una misma estructura, sistemas magmáticos e hidrotermales emplazados en ellas y el control en la distribución espacial de las litofacies. Sólo estas estructuras son las de interés en este trabajo, dejando de lado las que fueron interpretadas como posteriores.

La cinemática dominante es la normal, en tanto que la de desplazamiento de rumbo es minoritaria, y no se han reconocido fallas de cinemática inversa. Asimismo la dirección dominante es la NO-SE con un valor azimuthal promedio de  $312^\circ$  (Fig. 2.147), y las E-O y NE-SO son escasas.

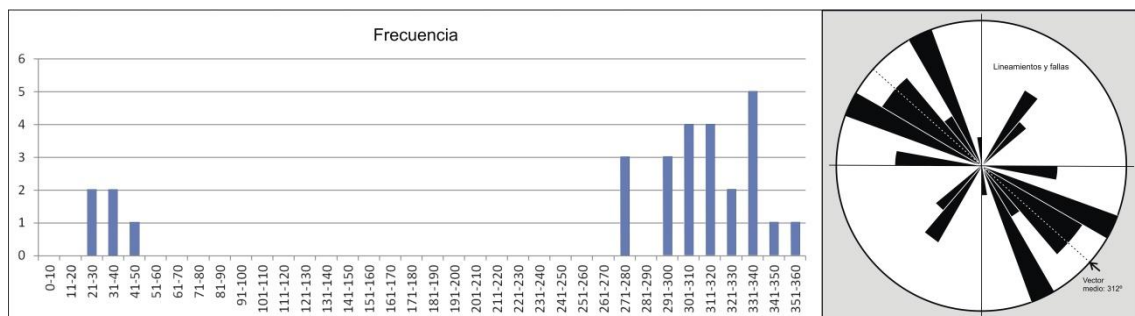


Figura 2.147. Arriba. Diagrama de frecuencias de los valores azimuthales de las fallas y lineamientos principales del área de trabajo. Abajo. Diagrama de rosas de los azimut de fallas y lineamientos. Se observa la existencia de dos familias, una principal NO-SE y una secundaria NE-SO.

En consecuencia, se sugiere un control tectónico extensional para el área de trabajo, dado por estructuras de rumbo dominante NO-SE y minoritarios NE-SO, las que controlan la distribución espacial de las unidades y son responsables de las notables variaciones laterales de espesor indicadas anteriormente (Fig. 2.133).

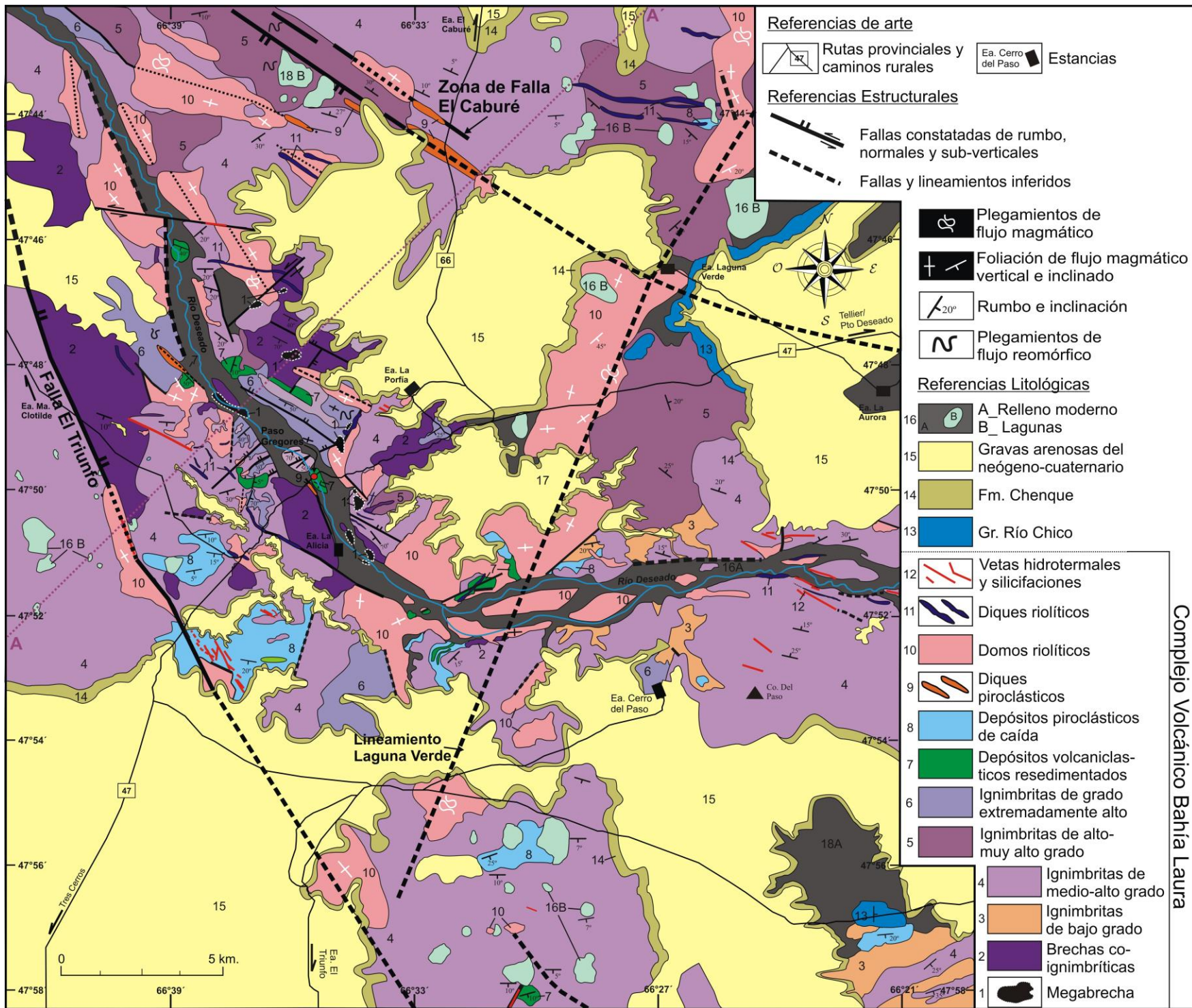
## 2.2.4. MAPA GEOLÓGICO DE PASO GREGORES

Sobre la base de las evidencias expuestas en relación a las características geológicas del área de Paso Gregores (litologías, disposición espacial de las unidades, evidencias estructurales, etc.), se ha elaborado el mapa geológico del sector (Fig. 2.142). Para ello y debido a la dificultad que implica el mapeo de litofacies constituidas por afloramientos reducidos de escala no mapeable (en relación a la escala del mapa), se han creado unidades de mapeo cuyas denominaciones responden a categorías genéticas, las cuales incluyen a asociaciones de litofacies, facies de escala mapeable y conjuntos de facies vinculadas genéticamente (Tabla 2.2).

Litofacies	Unidades de mapeo
cA, cgA, brA	Megabrecha
irheomLT	Diques piroclásticos
MsBr	Brechas co-ignimbríticas
mLT, dbLT	Ignimbritas de bajo grado
emLT, lemLT	Ignimbritas de grado mediano a alto
rheomLT, rheomLLT	Ignimbritas de grado alto a muy alto
lava-likeT	Ignimbritas de grado extremadamente alto
Ss, SGs, Gdb	Depósitos volcanoclásticos re-sedimentados
mT, mTpel, //sT, //scT	Depósitos piroclásticos de caída
cR, cfR, cfvR, cfdR, BrRl	Domos riolíticos
cR	Diques riolíticos

Tabla 2.2. Tabla de litofacies agrupadas en unidades de mapeo.

Figura 2.148. Mapa geológico del área de Paso Gregores.



Del mapa geológico del área se destaca:

- La abundante variedad de litofacies volcánicas existentes en la región interna a las estructuras El Triunfo, El Caburé (NO-SE) y el Lineamiento Laguna Verde (NE-SO), en relación a las existentes en las zonas externas; tanto las litofacies de mesobrechas (brechas co-ignimbríticas) como las de ignimbritas de grado extremadamente alto se encuentran esencialmente en dicha zona. Asimismo las facies lávicas que conforman cuerpos dómicos se presentan mayoritariamente en este sector del área.
- El notable contraste en el grado de deformación tectónica que presentan las unidades internas, fuertemente afectadas tectónicamente, en comparación con las externas, escasamente deformadas (Fig. 2.148 y 2.149).

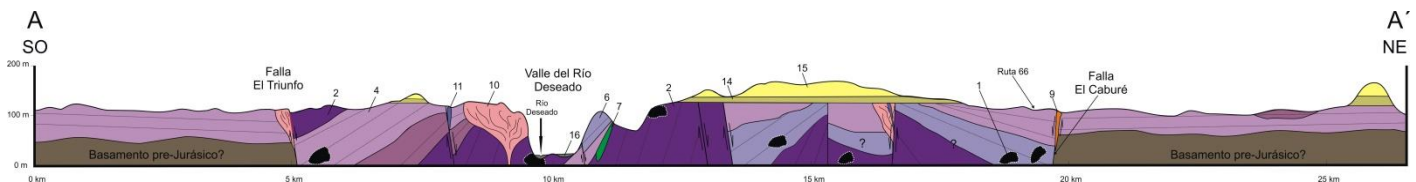


Figura 2.149. Sección geológica A-A' en la que se observa el alto grado de deformación que poseen las unidades de la zona interna a las fallas El Triunfo y El Caburé, como así también la abundante variedad de litofacies volcánicas. Ver mapa geológico por la ubicación de la sección.

- El control ejercido por las fallas en la depositación de las facies piroclásticas, como se observa en el sector occidental, en donde la falla El Triunfo restringe la depositación de las brechas coignimbríticas hacia el este de la misma.
- El grado alto a extremadamente alto de las facies piroclásticas existentes en la zona interna a las estructuras mencionadas, en tanto que las de bajo grado se encuentran subordinadas y sectorizadas a la región sureste del área.
- La presencia de facies de megabrechas, integradas por once afloramientos conformados por fragmentos de grandes dimensiones de rocas volcánicas andesíticas previas al volcanismo ácido, las cuales se encuentran concentradas en la porción central del depocentro, en el valle del río Deseado y en zonas próximas (Fig. 2.148)
- Las morfologías elongadas de los cuerpos dómicos y las alineaciones locales de ellos sugieren un control tectónico en su emplazamiento.

- La presencia de diques piroclásticos de rumbo NO-SE emplazados en estructuras tectónicas sugieren una vinculación genética entre las erupciones fisurales y la tectónica.

Por lo mencionado hasta aquí, sumado a las evidencias estructurales que indican un control extensional para la depositación de las unidades y a las diferencias de espesor reconocidas a partir de los perfiles realizados, se sugiere la existencia de un depocentro extensional de rumbo NO-SE en el cual se depositó una espesa columna de rocas piroclásticas. Esto se encuentra en concordancia con los antecedentes geológicos regionales que sugieren una tectónica jurásica extensional con desarrollo de depocentros controlados por estructuras NO-SE (Uliana *et al.*, 1985).

Por otro lado y de manera tangencial a los intereses de este trabajo, se destaca el paralelismo existente entre las estructuras que limitan el desarrollo del depocentro volcánico y el curso actual del río Deseado (Fig. 2.150). Tanto al noroeste como al este de Paso Gregores, el río presenta direcciones cercanas a E-O (Az:  $\sim 285^\circ$ -  $\sim 260^\circ$ ), mientras que en la zona de estudio muestra un rumbo NO-SE (Az:  $\sim 330^\circ$ ), similar a las estructuras reconocidas (Az:  $\sim 315^\circ$ - $332^\circ$ ) (Fig. 2.150). Esto permite sugerir tentativamente un control estructural en el desarrollo del río Deseado en Paso Gregores, expresado en la modificación de su curso.

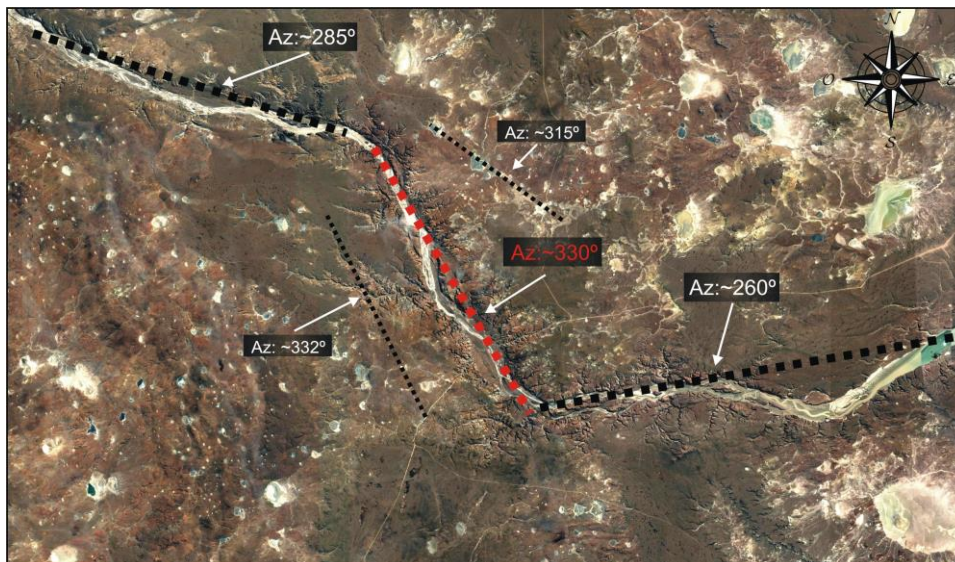


Figura 2.150. Imagen satelital tomada de *Google Earth* en la que se indican los cambios de azimut que afectan al río Deseado en la zona de Paso Gregores y alrededores. En rojo se indica el tramo del río Deseado controlado estructuralmente (Az:  $330^\circ$ ).

## **2.2.5. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA/VOLCANOLÓGICA DEL ÁREA DE PASO GREGORES**

Mediante el mapeo geológico con discriminación de litofacies de los alrededores del Paso Gregores, se ha establecido la presencia de litologías y asociaciones litológicas particulares que evidencian la existencia de un episodio volcánico ácido de gran escala en esta región nor-oriental del Macizo del Deseado. Caracterizado por la extrusión de un importante volumen de ignimbritas (de alto a extremadamente alto grado) y brechas co-ignimbríticas (mesobrechas), con niveles sedimentarios intercalados, depositados en una superficie de aproximadamente 240 km<sup>2</sup>, limitada por las estructuras El Triunfo, El Caburé y el lineamiento Laguna Verde. Las rocas se encuentran fuertemente deformadas y asociadas a megabrechas constituidas por grandes trozos (~500x400m) de rocas volcánicas de composición intermedia, provenientes de la fragmentación del sustrato previo.

Los depósitos piroclásticos fueron extruidos por múltiples conductos fisurales de rumbo principal NO-SE, de los que se preservan escasos diques piroclásticos y numerosos cuerpos dómicos elongados que obraron de sello y que, junto a los diques riolíticos, representan el evento magmático final del área.

De acuerdo a los criterios propuestos por Lipman (1976, 1997, 2000), Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003), Branney y Acocella (2015), Pistolesi *et al.* (2016), entre otros, las evidencias permiten suponer la existencia de un episodio de colapso caldérico en el área de estudio.

### **2.2.5.1. Revisión del conocimiento de Calderas**

Las erupciones que dan origen a calderas conforman los eventos eruptivos de mayor violencia sobre la corteza terrestre, debido a que provocan la extrusión de un gran volumen de material volcánico acompañado de una rápida subsidencia de un bloque cortical que suprayace a la cámara magmática emplazada en niveles corticales someros (Cas y Wright, 1987; Lipman, 1997 entre otros). Mientras que el origen de las calderas por subsidencia ha sido ampliamente reconocido, las originadas por simples sucesos explosivos de gran magnitud con remoción de las rocas previas sólo se ha identificado en casos puntuales y con escasa representación en el registro geológico (Lipman, 2000). En su amplia mayoría, las erupciones caldéricas han sido atribuidas a un proceso de colapso que es originado y acompañado por la erupción de un gran volumen de material provocando el vaciamiento/despresurización de la cámara subyacente, con lo cual el

colapso es consecuencia de la erupción. Por otra parte y sólo en casos minoritarios, la subsidencia se habría generado por movimientos magmáticos de subsuelo, lo cual puede actuar como disparador de la erupción (Lipman, 2000). En tal caso, la extrusión de material es una consecuencia del colapso. Mientras una cámara magmática emplazada en niveles someros (~5km) de la corteza superior se mantenga sobrepresurizada, sólo una pequeña porción de su material puede ser eruptado, conformando los primeros depósitos plinianos de caída (Lipman, 2000). Pero cuando la pérdida de presión en la cámara es tal que alcanza valores inferiores al de la presión litostática, el techo y las paredes colapsan en búsqueda de equiparar ambas presiones (Druitt y Sparks, 1984). En ese momento se genera la extrusión de gran parte del material que contenía la cámara magmática utilizando tanto los conductos previamente originados como los nuevos creados durante el colapso.

Desde los comienzos de los estudios geológicos sobre calderas, se ha tratado de establecer una clasificación que agrupe los distintos tipos de estructuras basándose en rasgos diversos que han ido variando desde los estilos eruptivos, las morfologías resultantes, la composición del magma, etc. Así, las primeras clasificaciones de calderas hablaban de Tipo Krakatoa, Tipo Valles, Tipo Katmai, etc. Actualmente se agrupan en cinco tipos basándose en el mecanismo de colapso/subsidencia (Fig. 2.151 A): 1\_ "*Piston*" en las que un bloque coherente colapsa limitado por fallas pronunciadas en anillo o arqueadas (Lipman, 2000). Los depósitos de internos de la caldera (intracaldera) tienden a ser planares sin cambios significativos de espesor (Cole *et al.*, 2005); 2\_ "*Piecemeal*" se refiere a los casos en donde el bloque cortical que colapsa lo hace de manera incoherente y no uniforme, fragmentándose en numerosos bloques menores que dan origen a un colapso caótico (Lipman, 2000; Cole *et al.*, 2005) conformando una megabrecha de colapso que controlará las variaciones de espesores en los depósitos de intracaldera (Branney y Kokelaar, 1994). Esta fragmentación podría verse favorecida por la existencia de una estructuración tectónica previa a la erupción (Moore y Kokelaar, 1997); 3\_ "*Trapdoor*" ocurre en los casos que la falla en anillo (*ring fault*) se desarrolla de manera incompleta, por lo tanto el colapso se focaliza principalmente sobre uno de los bordes de la caldera, generando una morfología irregular con inclinación hacia el borde de mayor subsidencia (Lipman, 2000; Cole *et al.*, 2005); 4\_ "*Downsag*": en esta tipología de subsidencia las fallas en anillo no penetran totalmente el piso de la caldera, por lo que las rocas que suprayacen a la cámara magmática se deforman sin ruptura. Esta subsidencia muchas veces se asocia con otras tipologías de colapso e

incluso puede ser un estadio previo a la formación de un límite neto de una caldera (Cole *et al.*, 2005 y referencias incluidas); por último, las calderas de tipo “*Funnel*” o embudo presentan morfologías en forma de “V”, aunque es un término que se ha dejado de usar ya que su origen suele estar asociado a visiones parciales de estructuras mayores de tipo “*Piecemeal*”, en el que cada bloque colapsado puede presentar una morfología de embudo con rotaciones independientes (Cole *et al.*, 2005). En calderas explosivas de pequeño tamaño, con morfologías de “*Diatremas*” suele utilizarse aún este término (Lipman, 2000), al igual que en calderas profundas producidas por emplazamiento profundo de pequeñas cámaras. En estas últimas, la estrecha distancia existente entre las estructuras de rompimiento (fallas inversas que fracturan el terreno) provoca que gran parte del relleno de intracaldera correspondan a brechas de colapso, mientras que en las de mayor diámetro y emplazamiento estas son minoritarias (Roche *et al.*, 2000) (Fig. 2.151 B).

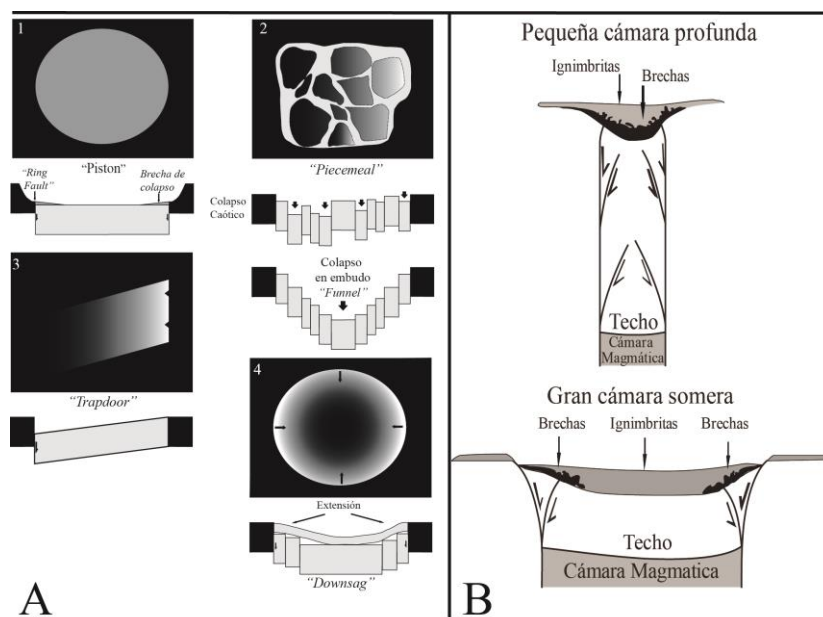


Figura 2.151. A\_ Mecanismos de subsidencia en calderas. Tomado de Cole *et al.* (2005). B\_ Modelos tomados de Roche *et al.* (2000) que grafican la variación en la presencia de brechas de colapso de acuerdo al tipo de caldera.

### 2.2.5.1.a. Depósitos

En lo que respecta a la tipología de depósitos originados durante una erupción volcánica con colapso caldérico, los generados por flujos piroclásticos revisten la mayor importancia volumétrica en el relleno de la depresión (Druitt y Sparks, 1984; Lipman, 2000; Pittari *et al.*, 2008, entre otros). Esto da origen a espesores de ignimbritas que pueden superar los 1000-2000 metros en el sector de intracaldera (Fig. 2.152), que

disminuyen notablemente hacia la región de extracaldera alcanzando los 100 a 200 metros de potencia. Por otra parte los depósitos de brechas de diversos orígenes son típicos en el relleno de una caldera (Fig. 2.152), con espesores que, si bien son menores, pueden alcanzar los 400 a 500 metros y en casos excepcionales hasta 700 metros de potencia (Lipman, 1976). Estos depósitos ofrecen una gran cantidad de información acerca de la historia eruptiva de una caldera y como se mencionó antes, poseen diversos orígenes que van desde brechas producidas por la fragmentación de las rocas del sustrato previo durante el colapso, pasando por brechas originadas por deslizamientos hacia el interior de la depresión (flujos de detritos, avalanchas de detritos, etc.), hasta brechas generadas por acumulación de fragmentos líticos en los flujos piroclásticos provenientes tanto de la erosión de los conductos eruptivos como de la recolección superficial.

Los dos primeros tipos de brechas son generados por fragmentación de rocas previas durante el colapso y acumulación en la zona interna de la caldera. Este brechamiento se produce tanto en la zona del techo de la cámara o piso de la caldera, como así también de las rocas del borde inmediato a la caldera y que conforman el denominado collar de colapso (Lipman, 1976, 1997) (Fig. 2.152). Estos depósitos se acumulan preferentemente en las zonas más profundas del relleno de la caldera, aunque hay menciones de ubicaciones más someras, y se interdigitan con los depósitos de flujos piroclásticos. Lipman (1976) diferenció dos tipos de brechas de colapso, basándose en los tamaños de los clastos y la composición de la matriz, acuñando los términos megabrecha y mesobrecha, atribuyéndole dichas diferencias texturales a cambios en la energía eruptiva. Las megabrechas se producirían en momentos de mayor energía ya que la mayor acumulación de flujos piroclásticos en este momento “amortiguarían” la caída de los bloques hacia el interior, con lo cual su fragmentación es menor (megabrechas), mientras que en momentos de menor energía eruptiva (menos depósitos piroclásticos internos) la fragmentación de los bloques es mayor (mesobrechas) (Lipman, 1976).

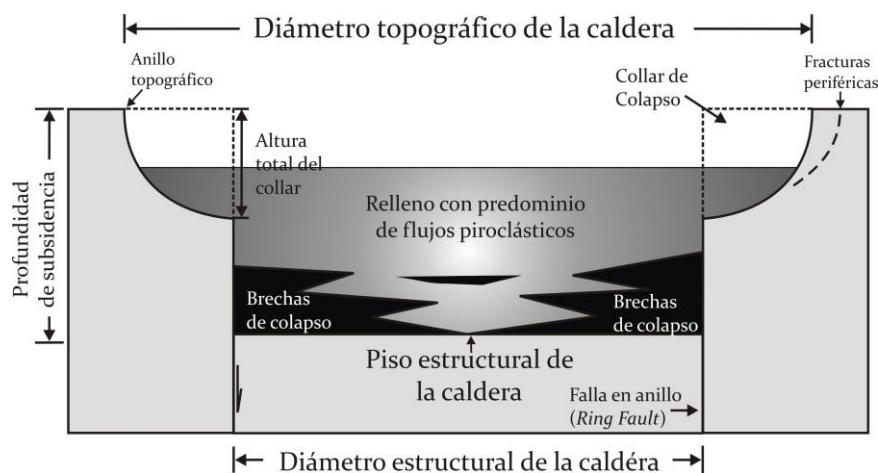


Figura 2.152. Esquema conceptual de una caldera, en el que se observan las partes que componen la estructura y se destaca el espeso relleno de intracaldera compuestos esencialmente por ignimbritas y brechas. (Tomado de Lipman, 1997).

Por otra parte, las brechas generadas por acumulaciones de fragmentos líticos de variados tamaños en los flujos piroclásticos entre las que se distinguen los depósitos de tipo *Ground breccia* (Walker *et al.*, 1981; Druitt y Sparks, 1982; Suzuki-Kamata, 1988) generados por acumulaciones de litoclastos en la base de las ignimbritas en áreas proximales a los centros eruptivos; *Co-ignimbrite lag breccia* (Wright y Walker, 1977; Druitt y Sparks, 1982; Pittari *et al.*, 2006, entre otros): son acumulaciones de litoclastos de gran tamaño que pueden superar los 2 m de diámetro, pobres en fracción fina, clasto sostén y en ocasiones se presentan como brechas líticas estratificadas en áreas próximas a los centros eruptivos. Su identificación es muy útil ya que evidencian los momentos de clímax eruptivo o bien el inicio del colapso de una caldera (Pittari *et al.*, 2008); *Widespread intra-ignimbrite matrix-supported lithic breccias or lithic concentration zones* (Pittari *et al.*, 2008 y citas incluidas): aparecen en posiciones cercanas a la base o en secciones superiores de los flujos piroclásticos y su acumulación puede originarse debido a un aumento en el suministro de fragmentos líticos durante un incremento en la energía eruptiva o bien responder a acumulaciones locales debido situaciones topográficas (Pittari *et al.*, 2008 y citas incluidas).

Por otro lado, diversos autores (Rocher y Vallecillo, 2014 entre otros) agrupan estos depósitos de brechas íntimamente relacionadas con depósitos de ignimbritas utilizando el término mesobrecha, acuñado previamente por Lipman (1976). Criterio que es compartido en este trabajo.

Un aspecto importante de este tipo de depósitos es, como fue mencionado arriba, que su identificación permite inferir la cercanía a un centro eruptivo y un incremento de la energía eruptiva, posiblemente relacionado con el comienzo de un colapso caldérico. En dicho momento, se crean nuevos conductos eruptivos que se suman a los previos, los que además incrementan abruptamente su diámetro para extruir la gran cantidad de material proveniente de la cámara magmática. Debido a esto existe una fuerte erosión en las paredes de los conductos, con lo cual el aporte de fragmentos líticos es importante (Pittari *et al.*, 2008 y citas incluidas). Es en el nivel de fragmentación y en cercanías de la boca de salida donde se genera el mayor volumen de fragmentos líticos. En el primer caso se genera una importante “exfoliación” del conducto eruptivo por la abrupta caída de presión, mientras que en el segundo, los impactos de partículas contra las paredes se convierte en el principal mecanismo de erosivo (Pittari *et al.*, 2008 y citas incluidas).

Por último, en períodos intereruptivos, es habitual que se implanten en el interior de la depresión caldérica ambientes sedimentarios de tipo lacustre, fluvial, lagunar, de abanicos aluviales, lahares, etc. (Fig. 2.153). Esto genera que sedimentos volcanoclásticos se encuentren suprayaciendo a todos los depósitos de intracaldera antes mencionados. Nuevas erupciones, aumentos en la sismicidad (por actividad magmática o por acomodación de él/los bloque/s colapsados) o bien nuevos colapsos, pueden provocar una fuerte deformación de los sedimentos o bien la incorporación de material grueso dentro de ellos (Branney y Acocella, 2015; Branney y Kokelaar, 1994).

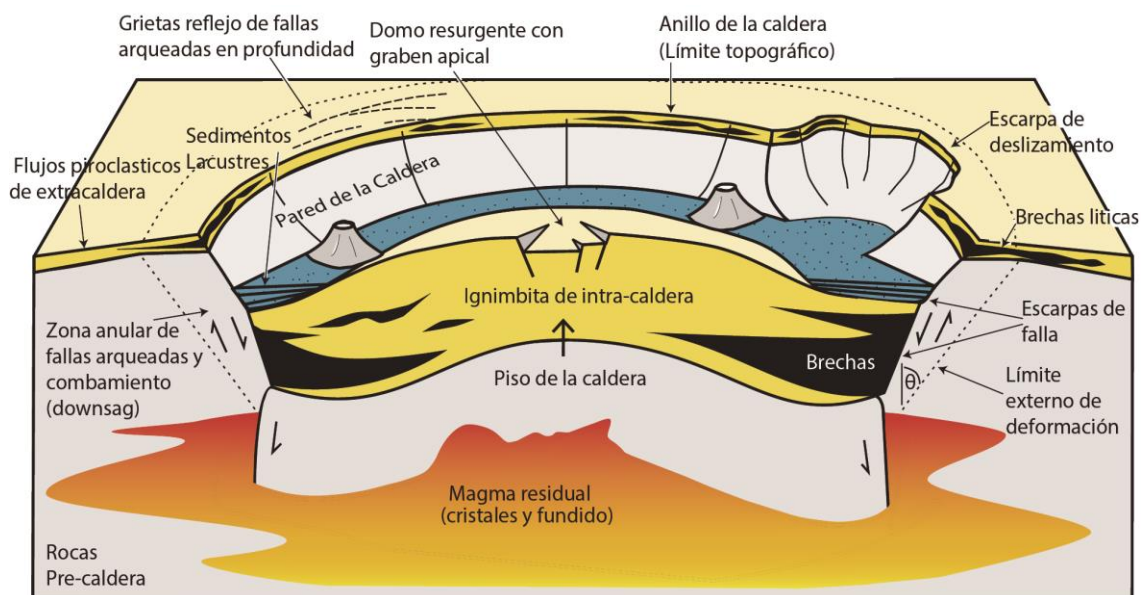


Figura 2.153. Esquema general de una caldera resurgente, mostrando las fallas en anillo, el relleno compuesto por grandes espesores de ignimbritas y brechas, y los ambientes lacustres póstumos o intereruptivos (Tomado de Branney y Acocella, 2015)

### 2.2.5.1.b. Mecanismos de colapso

En lo que respecta a los mecanismos de colapso, los factores condicionantes, la influencia de la tectónica regional, etc., en las últimas décadas se han llevado a cabo grandes avances por la realización de múltiples mapeos de campo alrededor del planeta y modelados experimentales. Los principales aportes corresponden a Komuro *et al.*, 1984; Martí *et al.*, 1994; Roche *et al.*, 2000; Acocella *et al.*, 2000, 2001, 2004; Acocella, 2008; Walter y Troll, 2001; Roche y Druitt, 2001; Lavallé *et al.*, 2004; Holohan *et al.*, 2005; Geyer *et al.*, 2006, etc. Del análisis conjunto de los modelos experimentales es posible establecer los mecanismos y factores de control coincidentes e independientes de los distintos tipos de caldera. Acocella (2008) sintetizó la evolución del colapso caldérico en cuatro etapas (Fig. 2.154): A\_ Etapa 1: manifestación sobre la superficie de una extensa depresión con márgenes que inclinan hacia un centro, al mismo tiempo que comienza una propagación desde el techo de la cámara magmática y hacia la superficie, de fallas inversas en anillo (“*reverse ring faults*”). En este estadio la subsidencia sería del tipo “*downsag*” (Fig. 2.154); B\_ Etapa 2: las fallas inversas en anillo contactan la superficie en momentos en que la subsidencia ha alcanzado ya varias decenas o algunos cientos de metros. Aquí los límites de la caldera ya se encuentran definidos y la subsidencia pasa a ser del tipo “Pistón” o “*Piecemeal*” (caótica o tipo embudo) dependiendo del factor “R”, como se verá más adelante; C\_ Etapa 3: la subsidencia avanza hasta alcanzar valores próximos a 1 km, las rocas que rodean externamente a las fallas inversas en anillo comienzan a deformarse inclinándose hacia el interior de la caldera lo que corresponde a una etapa de “*Downsag*” periférico; D\_ Etapa 4: la subsidencia es aproximadamente la misma que la etapa previa, pero aquí el “*Downsag*” periférico es reemplazado por el desarrollo de fallas externas en anillo de cinemática normal conformando un anillo adicional (Fig. 2.154).

La subsidencia necesaria para alcanzar las diferentes etapas modeladas puede variar de acuerdo al tamaño de la caldera y del espesor cortical, pero en general se espera que para calderas más anchas la subsidencia necesaria es mayor para desarrollar las fallas en anillo externas (Acocella, 2008).

Por otro lado, se ha logrado establecer que el colapso mediante el cual se genera la subsidencia de una caldera será de un bloque coherente (“Pistón”) o bien de un bloque incoherente (“*Piecemeal*” “*Funnel* o embudo”), dependiendo de un factor denominado “R” que relaciona el espesor y la extensión areal del bloque cortical que sobreyace a la

cámara magmática (el piso de la caldera o techo de la cámara) ( $R = \text{espesor}/\text{ancho}$ ) (Roche *et al.*, 2000; Geyer *et al.*, 2006). Con valores bajos de  $R$  ( $R < 0,7-0,85$ ), en calderas de gran diámetro con respecto al espesor del bloque cortical, el colapso será de tipo “Pistón”, mientras que con valores altos de  $R$  ( $R > 0,7-0,85$ ) será mediante un bloque incoherente.

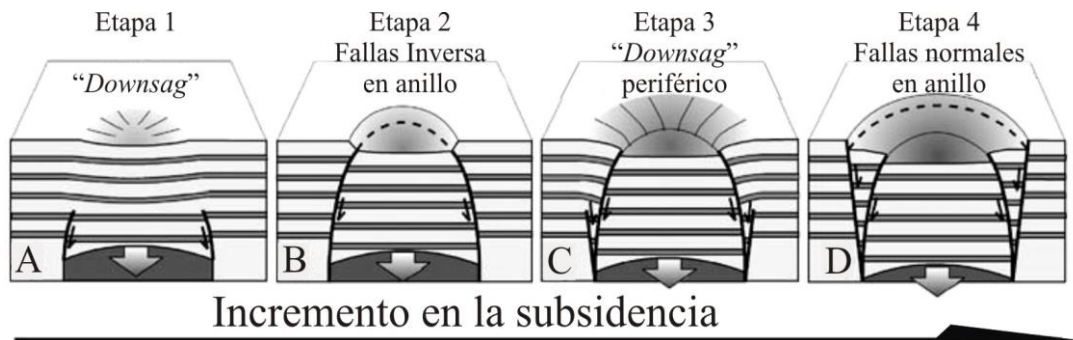


Figura 2.154. Estadios evolutivos del colapso de una caldera. Modificado de Acocella (2008).

Asimismo, Geyer *et al.* (2006) lograron experimentalmente determinar la fracción de volumen de magma que necesita ser removido (eruptado) de una cámara magmática para que el bloque de corteza sobreyacente comience a colapsar y generar una caldera. A este parámetro lo denominó  $f_{\text{CRIT}}$  y se refiere a la fracción de volumen crítico necesario para dar comienzo al colapso caldérico. El modelado se realizó con diferentes valores de  $R$ , con lo cual se estableció que la fracción de volumen necesario para dar comienzo al colapso de una caldera con bajos valores de  $R$  (“Pistón”) es menor que el necesario para una caldera con alto  $R$  (“Funnel o embudo”) (Fig. 2.155).

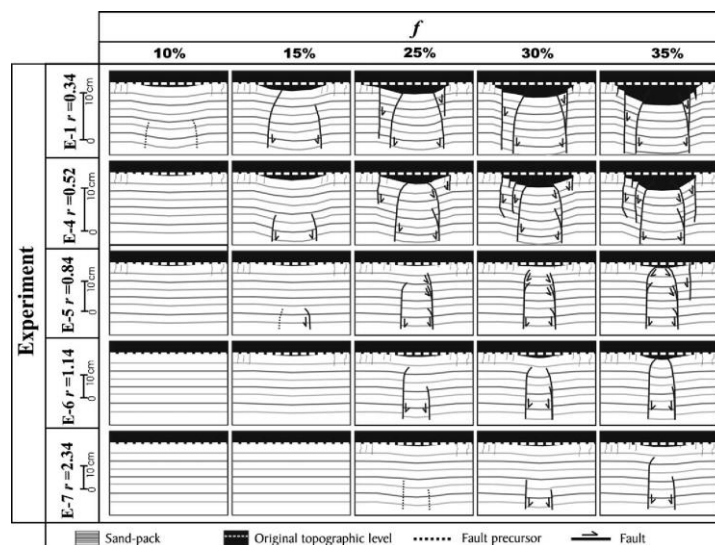


Figura 2.155. Diferentes estadios en la evolución estructural del colapso caldérico con diferentes valores de  $R$  y de  $f$ . Nótese que a valores constantes de  $F$ , el desarrollo de una caldera está fuertemente controlado por la relación  $R$  (Tomado de Geyer *et al.*, 2006).

### 2.2.5.1.c. Influencia de la tectónica

La gran mayoría de los modelos experimentales realizados no consideran un campo de esfuerzos actuante en una región, que pudiera afectar el desarrollo y la morfología de una caldera. Para suplir esta necesidad, Acocella *et al.* (2004) y Holohan *et al.* (2005) llevaron a cabo modelos experimentales de la evolución caldérica con un campo de esfuerzos preferencial. El primero de estos involucra una extensión cortical mediante sistemas de graben y hemigraben con fallas normales desarrolladas previamente a la caldera, mientras que el segundo contempla campos de esfuerzos actuando de manera simultánea con el colapso. La principal conclusión a la que arribaron Acocella *et al.* (2004), fue que algunas de las estructuras previas pueden ser reactivadas durante el colapso, de manera tal que la depresión resultante es de morfología elíptica con el eje mayor paralelo a la dirección de extensión, o sea perpendicular a las fallas normales previas (Fig. 2.156), como había sido observado en trabajos de campo por Moore y Kokelaar (1997) y Acocella *et al.* (2002), entre otros. Dichas calderas elípticas pueden generarse incluso a partir de cámaras magmáticas circulares.

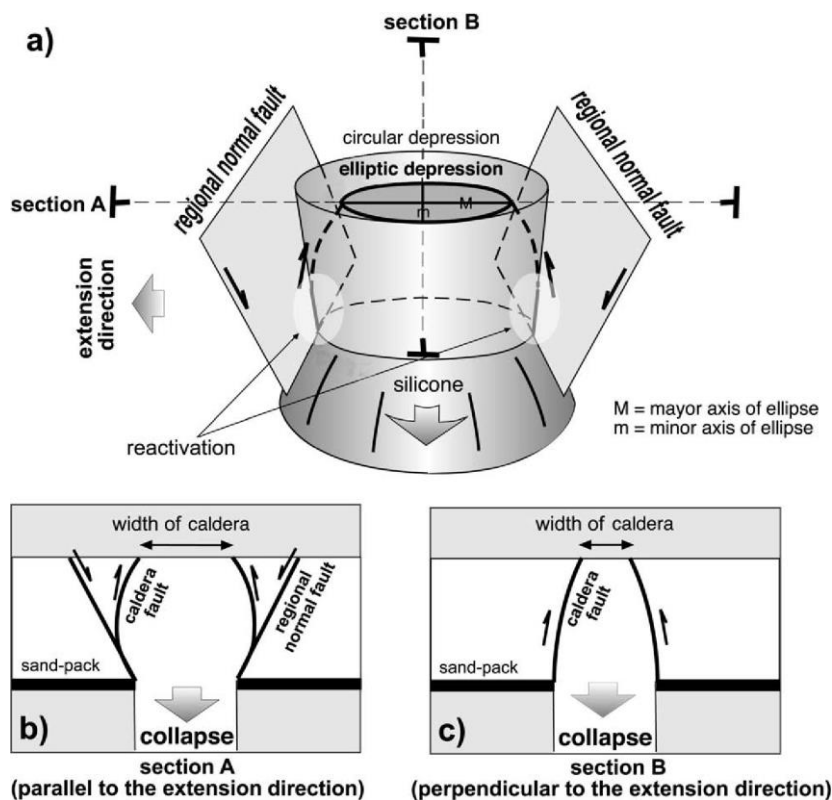


Figura 2.156. Desarrollo de una estructura caldérica con un campo de esfuerzos extensional previo (Tomado de Acocella *et al.*, 2004).

Por su parte, Holohan *et al.* (2005) simuló tanto campos de esfuerzos distensivos, como compresivos y un modelo sin esfuerzos. Obtuvo un resultado similar al descrito arriba para el caso extensional con calderas elípticas paralelas a la dirección de extensión (perpendicular a las fallas previas) mientras que en el caso compresivo, el eje mayor de la elipse es perpendicular al esfuerzo principal.

Bosworth *et al.* (2003) han modelado las incidencias de una tectónica actuante sobre la morfología de una cámara magmática y estableció la posible existencia de cámaras magmáticas elípticas influenciadas por la tectónica. Pero como se mencionó arriba, calderas elípticas pueden resultar de cámaras magmáticas circulares, por lo que la morfología de la cámara magmática parece no jugar un papel tan crucial como la tectónica en la morfología final de una caldera (Acocella, 2008).

Recientemente, Cabaniss *et al.* (2018) a través de modelos termomecánicos, ha determinado que los regímenes extensionales promueven, en contraposición de los regímenes compresivos, el fracturamiento de las rocas del techo de la cámara magmática, facilitando la desestabilización gravitatoria y con ello el colapso caldérico (Fig. 2.157).

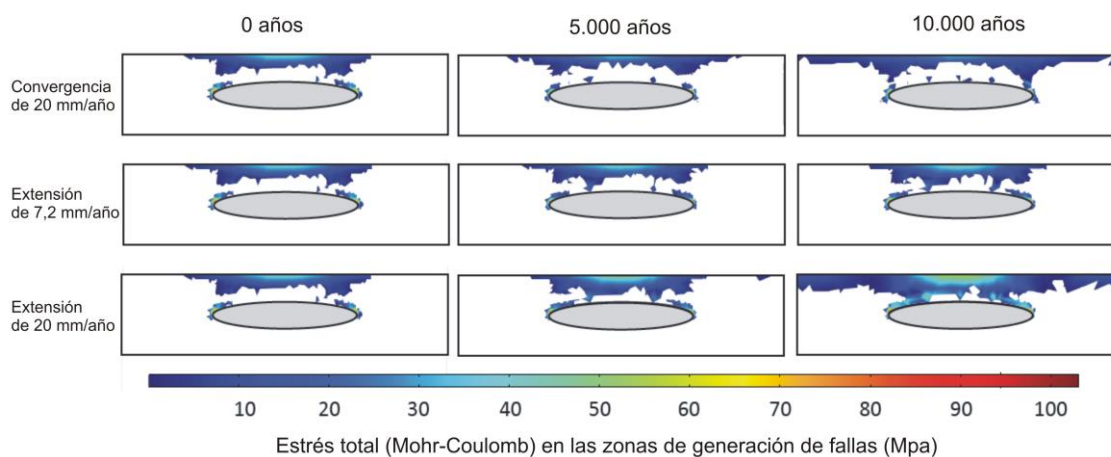


Figura. 2.157. Modelos termomecánicos, en donde se observa una relación directa entre la intensidad de la extensión cortical con la del fallamiento de las rocas del techo de la cámara magmática. Tomado de Cabaniss *et al.* (2018).

En la misma línea de investigación sobre erupciones caldéricas influenciadas por regímenes tectónicos extensionales, las diversas investigaciones de Aguirre-Díaz (Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Aguirre-Díaz *et al.*, 2005, 2007, 2008; Aguirre-Díaz, 2008) sobre volcanismo ácido de la Sierra Madre Occidental en México, dieron origen a un nuevo tipo de calderas denominadas “Graben Caldera” (Fig. 2.158 A). Esta tipología novedosa de estructuras volcánicas generadas en ambientes

extensionales, responderían a erupciones fisurales (Fig. 2.158 B) que siguen la estructuración regional y dan origen a calderas elongadas con el eje mayor paralelo a las fallas normales mayores. Las evidencias de campo que soportan el modelo de “Graben Caldera” son: 1\_ Diques piroclásticos emplazados en las fallas que habilitan el sistema de graben y que usan como conducto de emisión (Fig. 2.158 C); 2\_ Presencia de brechas co-ignimbríticas (mesobrechas) en las proximidades de las fallas; 3\_ Emplazamiento de cuerpos dómicos y diques alineados a lo largo de las fallas maestras (Fig. 2.158 C); 4\_ Bloques “basculados” de manera caótica en el interior de la caldera por colapsos de tipo “*Piecemeal*” y 5\_ Grandes variaciones en los espesores de los depósitos de flujos piroclásticos de intracaldera (espesos) con respecto a los de extracaldera. El fallamiento y la subsidencia puede continuar por varios millones de años luego del colapso principal, sumergiendo los depósitos de intracaldera en la depresión tectónica, pero preservando e incluso intensificando el arreglo caótico de bloques del colapso incoherente (“*Piecemeal*”). Esta profundización de los depósitos de intracaldera puede dar lugar al emplazamiento de ambientes fluvio-lacustres postcolapso en el interior, que luego pueden ser fallados y rotados por renovados episodios de colapso, como se mencionó previamente (Aguirre-Díaz y Carranza-Castañeda, 2000, Branney y Kokelaar, 1994).

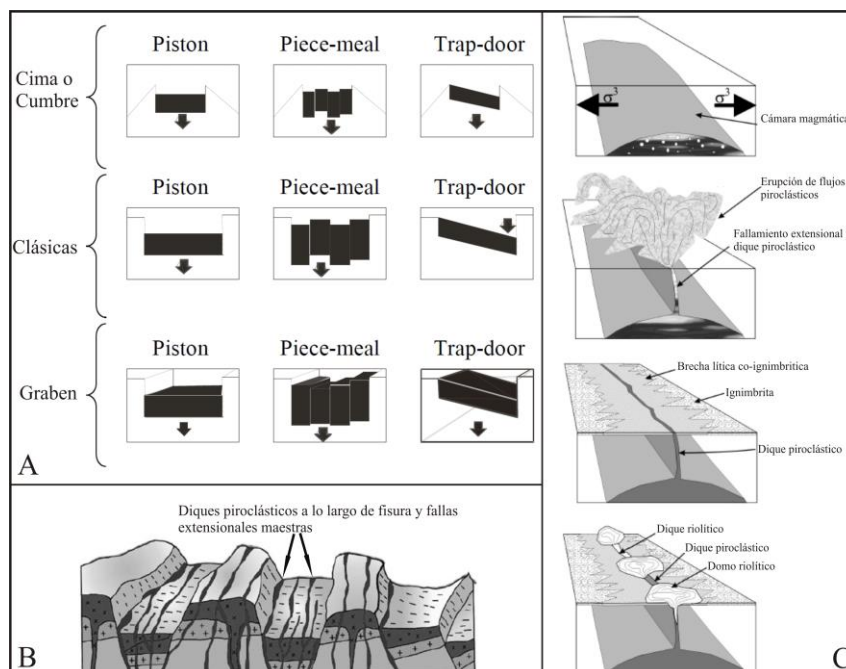


Figura 2.158. A. Clasificación de calderas que incluye las “Graben Calderas” (Tomado de Aguirre-Díaz, 2008). B. Modelo de erupciones fisurales con el emplazamiento de diques piroclásticos (Tomado de Aguirre-Díaz *et al.*, 2008). C. Modelo de erupciones fisurales con emplazamiento de diques piroclásticos, diques y domos alineados (Tomado de Aguirre-Díaz and Labarthe-Hernández, 2003).

Por su parte Martí *et al.* (2009) ha propuesto una nueva clasificación de calderas que no tiene en cuenta el rasgo morfológico resultante de una caldera ni las variaciones del tipo de colapso del piso, sino que se centra en aspectos genéticos que conducen al colapso. De este modo reconoce sólo dos tipos de calderas, las sobrepresurizadas (*overpressure*) y las despresurizadas (*underpressure*) (Fig. 2.159), diferenciadas por la presencia o ausencia de erupciones previas al colapso. Las sobre-presurizadas carecen de tales erupciones previas y el relleno de la depresión es producido por las erupciones coetáneas al colapso. Mientras que en las de tipo despresurizadas se registran erupciones previas al colapso que conducen a la pérdida de presión en la cámara magmática, con lo cual en el registro existen depósitos volcánicos previos al colapso (Fig. 2.159).

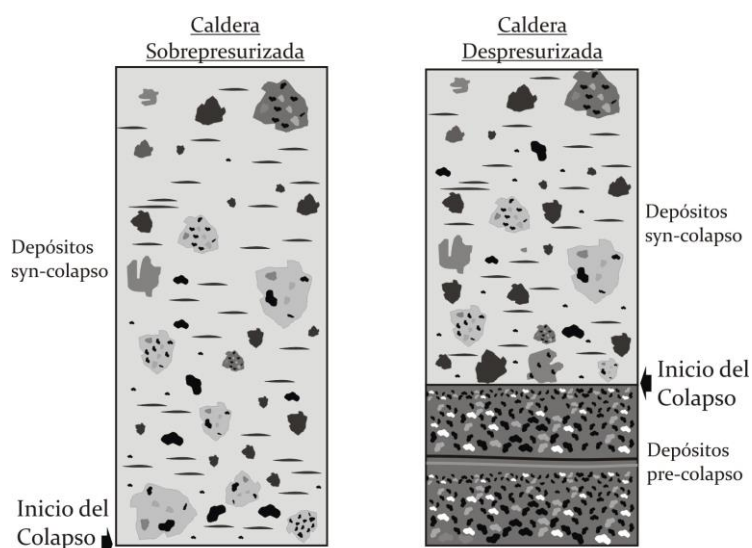


Figura 2.159. Secuencia de depósitos en los modelos caldéricos propuestos por Martí *et al.* (2009) (Tomado de Martí *et al.*, 2009)

#### 2.2.5.1.d. Resumen de los rasgos más relevantes de calderas

En lo que respecta a los depósitos generados durante una erupción de tipo caldera, grandes espesores de flujos piroclásticos en la región de intracaldera deben ser reconocidos en contraposición con la región de extracaldera, en donde los espesores disminuyen notablemente, demostrando la subsidencia de la estructura. Por otra parte y no menos importante, es el reconocimiento de los distintos tipos de brechas que corroboran tanto la existencia de una depresión por colapso, como el incremento abrupto de la energía eruptiva durante el inicio del colapso. Entre ellas se encuentran las producidas por deslizamientos hacia el interior de la estructura, las generadas por la ruptura del/los bloque/s del piso y los diversos tipos de brechas co-ignimbríticas

(mesobrechas), que evidencian un clímax en la energía eruptiva por fuerte erosión en los conductos eruptivos (*Ground Breccia*, *Co-ignimbritic Lag Breccia*, *Lithic Breccia*, etc.). Por otro lado, es importante destacar la influencia de la tectónica extensional tanto en los mecanismos eruptivos (fisurales), como en los tipos de colapso (se favorece el *Piecemeal*) y en las geometrías resultantes de las calderas (calderas elongadas). Asimismo, la tectónica distensiva favorece la desestabilización de las rocas del techo de la cámara magmática, promoviendo así la generación de colapsos caldéricos.

### **2.2.5.2. Colapso caldérico del área de estudio**

De acuerdo a la revisión llevada a cabo acerca del conocimiento actual de erupciones caldéricas a nivel mundial y a la presencia en el área de Paso Gregores de rasgos tales como: grandes volúmenes de brechas (mesobrechas y megabrechas) y de depósitos piroclásticos (ignimbritas predominantemente) con notables variaciones de espesor (Figs. 2.132 y 2.133); diques piroclásticos coincidentes con fallas normales subparalelas al sistema de fallas principal del área; cuerpos dómicos elongados emplazados en las estructuras que controlaron el espesor y la distribución espacial de las litofacies; bloques altamente deformados en los sectores internos a las estructuras mayores; permiten postular la existencia de una caldera de colapso de tipo *Graben Caldera* (Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003), con caída del piso caldérico en bloques no coherentes de tipo *Piecemeal*. La estructura denominada aquí Caldera del Deseado, conforma una depresión volcano-tectónica de rumbo NO-SE, cuyo colapso habría estado controlado por las estructuras mayores denominadas Falla El Triunfo hacia el oeste, Zona de Falla el Caburé hacia el este y el Lineamiento Laguna Verde hacia el suroeste.

El sustrato previo al evento de colapso estaba constituido por rocas volcánicas jurásicas de composición intermedia (andesitas y andesitas basálticas), de las cuales se tiene registro mediante la presencia de megaclastos y por la abundante cantidad de fragmentos líticos de esa composición incluidos en las rocas piroclásticas ácidas. Los megaclastos constituyen fracciones de roca provenientes de la fragmentación del piso caldérico y del collar de colapso, mientras que los fragmentos líticos incluidos en las facies piroclásticas provendrían de la erosión de los conductos eruptivos y de la recolección superficial por parte de las corrientes de densidad piroclástica.

En lo que respecta al tipo de erupción dominante, la predominancia de facies piroclásticas de grado alto a extremadamente alto por sobre las de bajo a intermedio y, la ausencia de facies proximales de caída, sugieren erupciones piroclásticas de columnas

eruptivas de escaso desarrollo, conformando erupciones de tipo *boiling over* (Wolf, 1878) o fontana sostenida de piroclastos (Branney y Kokelaar, 2002). En este caso, el mecanismo de generación de las corrientes de densidad piroclástica es dominado por convección forzada (Fig. 2.160 A) y no por inercia durante el colapso de una columna eruptiva (Fig. 2.160 B) (Doronzo, 2012).

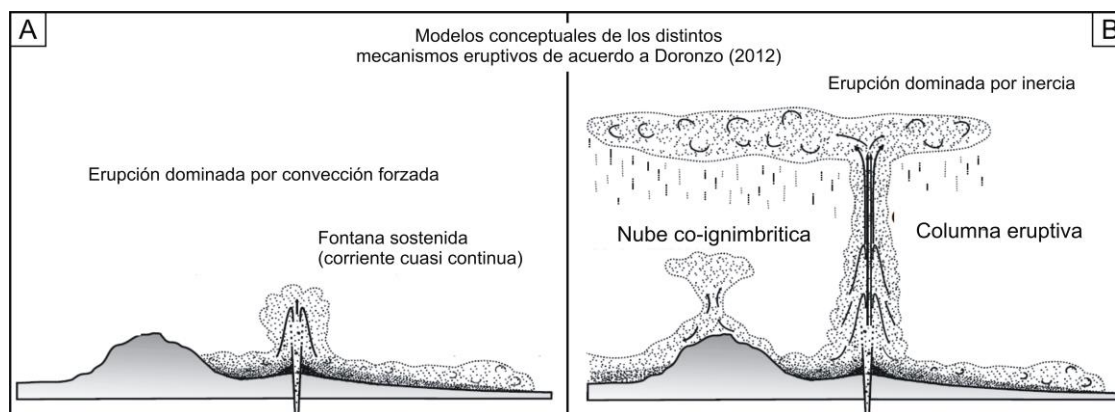


Figura 2.160. Modelos conceptuales de generación de corrientes de densidad piroclástica. Modificado de Báez *et al.* (2015).

El desarrollo de esta tipología eruptiva, sin columna, implica un proceso efectivo de desgasificación magmática previo a la erupción, favorecido cuando las paredes del conducto se encuentran constituidas por rocas permeables, o bien durante erupciones fisurales. En este último caso, la pérdida de volátiles es promovida por la gran superficie específica que posee una abertura eruptiva fisural en relación a la de un punto de emisión central (Bachman *et al.*, 2000), y ha sido descrito como el mecanismo eruptivo de colapsos caldéricos de tipo *piecemeal* (Branney y Kokelaar, 1992), con la apertura de múltiples conductos (Bachman *et al.*, 2000). Este escenario es compatible con la Caldera del Deseado, con colapso *piecemeal* y múltiples erupciones fisurales que dieron origen a los depósitos piroclásticos de alto a extremadamente alto grado asociados con potentes niveles de brechas como facies proximales (ver Sulpizio *et al.*, 2014) (Fig. 2.161), por lo que es interpretado aquí.

La desgasificación magmática durante erupciones fisurales puede producirse antes de alcanzar el nivel de fragmentación (Bachman *et al.*, 2000), dando origen a material vítreo (fragmentos pumíceos y trizas) pobremente vesiculado. En estos casos, el mecanismo de generación de la fracción fina (trizas) se encuentra dominado por la trituración, dando como resultado morfologías irregulares que no responden a la explosión de burbujas (Bachman *et al.*, 2000). Sin embargo, el material piroclástico

estudiado es altamente vesiculado con desarrollo de fragmentos pumíceos tubulares y trizas vítreas con morfologías que responden a la interacción de burbujas (Figs. 2.34, 2.46, entre otras), lo que sugiere que la desgasificación ha debido suceder por encima del nivel de fragmentación en el conducto eruptivo. Por otra parte, el gran tamaño del material piroclástico observado en varios de los depósitos del sector (p.ej. Fig. 2.58 B), sugiere una profundidad somera del nivel de fragmentación, inferior a 1.000 metros (Dufek *et al.*, 2012), por lo tanto el proceso de desgasificación magmática interpretado, se produjo en niveles muy cercanos a la superficie.

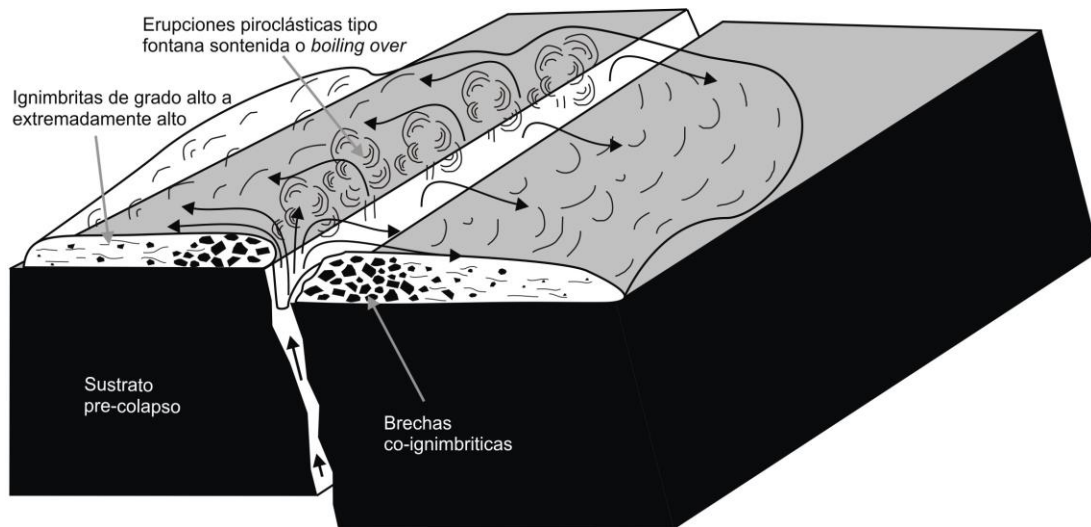


Figura. 2.161. Esquema en el cual se muestra la generación de erupciones fisurales con escaso a nulo desarrollo de columnas eruptivas y la depositación de facies piroclásticas constituidas por brechas co-ignimbríticas e ignimbritas de grado alto a extremadamente alto.

En lo que respecta a la evolución caldérica, los depósitos de brechas coignimbríticas (mesobrechas) registran incrementos abruptos en la energía eruptiva, a menudo vinculados al comienzo de colapsos caldéricos, por lo que se interpreta que los potentes depósitos de brechas coignimbríticas presentes en el área evidencian el colapso de la caldera. En este sentido, la presencia de dos potentes niveles de brechas separados por niveles piroclásticos y sedimentarios (Figs. 2.132 y 2.133), representarían dos episodios de colapso con la depositación sincrónica de importantes volúmenes de ignimbritas en la región de intracaldera (Fig. 2.162). Luego del primer colapso y de la depositación de las facies ignimbríticas de intracaldera, se establecieron ambientes sedimentarios asignados tentativamente a facies de abanicos aluviales que evidencian la existencia de un período intereruptivo (Manville *et al.*, 2009 y citas incluidas). Estos depósitos

presentan rasgos de deformación sinsedimentaria que habrían sido producidos por movimientos generados por el acomodamiento de los bloques del interior de la caldera luego del colapso (Fig. 2.162 B) (Branney y Kokelaar, 1994; Aguirre-Díaz *et al.*, 2008).

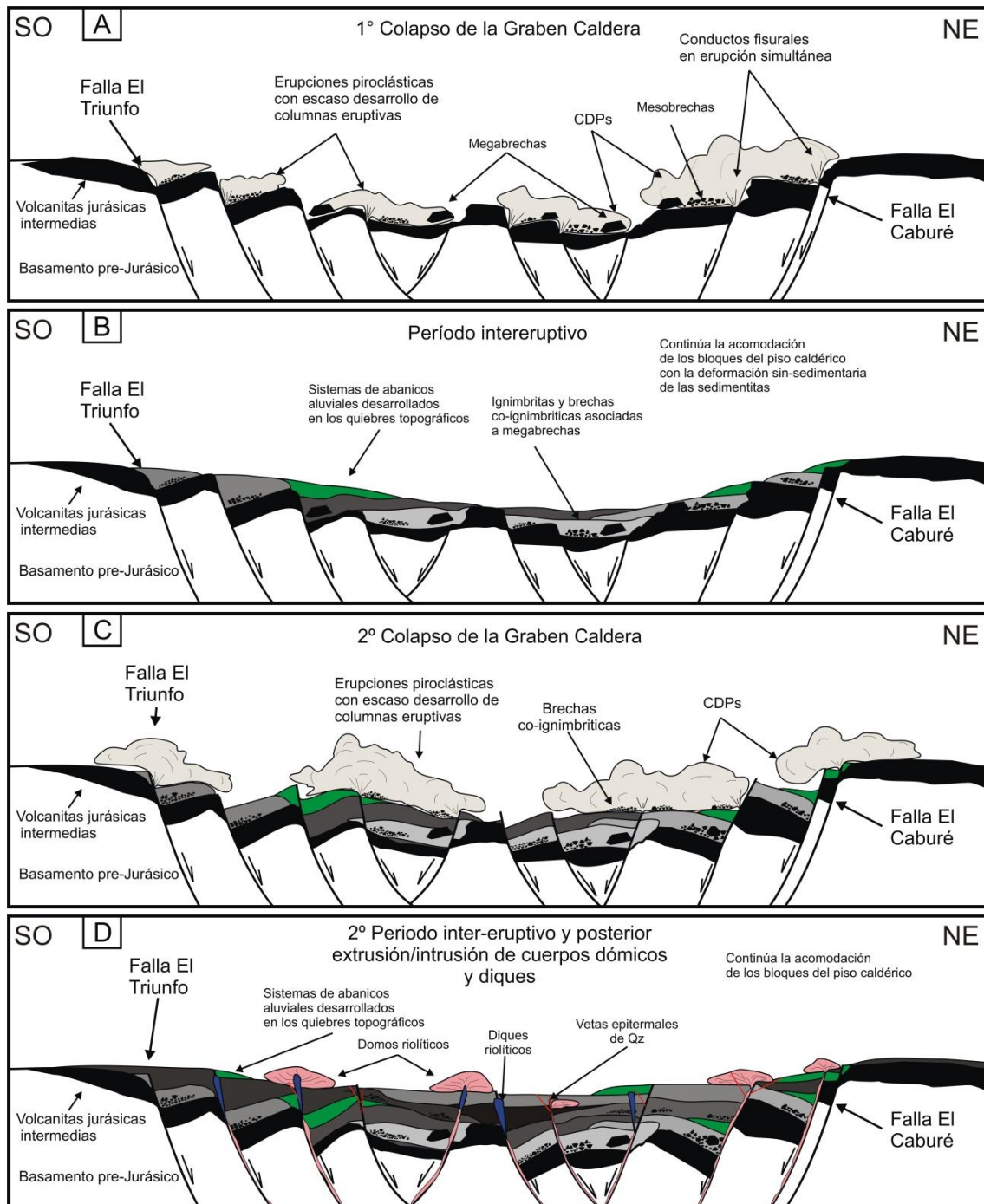


Figura 2.162. Evolución de la Graben Caldera del Desado. A. Primer colapso caldérico de tipos *piecemeal* con la generación de múltiples depósitos ignimbíricos asociados a brechas coignimbíricas y megabrechas producidas por la fragmentación de las rocas volcánicas previas de composición intermedia. B. Período intereruptivo con el desarrollo de ambientes de abanicos aluviales. C. Segundo colapso caldérico *piecemeal* con nuevos depósitos ignimbíricos asociados a brechas coignimbíricas. D. Etapa final con la extrusión de cuerpos dómicos y la intrusión de diques riolíticos y vetas hidrotermales.

Por encima de estos niveles sedimentarios se registran nuevas erupciones que depositan ignimbritas de mediano a alto grado en momentos previos al segundo colapso. Estas erupciones habrían despresurizado la cámara magmática, lo cual permitiría clasificarla como una Caldera Despresurizada según Martí *et al.* (2009) durante este período. Mientras que la imposibilidad de observar el relleno inferior de la caldera no permite clasificar los estadios iniciales de ésta.

Los colapsos diacrónicos serían los responsables de las discordancias angulares presentes entre los depósitos de intracaldera, que evidencian un proceso de reactivación de las estructuras y permite interpretar a ambos colapsos como de tipo *piecemeal* (Fig. 2.162), favorecidos en contextos tectónicos extensionales (Moore y Kokelaar, 1997).

Luego, durante el segundo colapso, nuevas erupciones piroclásticas con escaso desarrollo de columnas eruptivas generan múltiples corrientes de densidad piroclásticas que depositan un gran volumen de ignimbritas de grado alto a extremadamente alto asociadas a brechas coignimbríticas. Estos depósitos de intracaldera se depositan con fuerte control tectónico desarrollando grandes variaciones laterales de espesor (Fig. 2.162 C).

Posteriormente, se establecen nuevamente ambientes de abanicos aluviales desarrollados en los quiebres topográficos durante un segundo periodo intereruptivo, durante el cual el acomodamiento de los bloques del piso caldérico continuó acentuando la deformación de los depósitos de intracaldera hasta la posición actual (Fig. 2.162 D).

Finalmente, durante una etapa de resurgencia magmática se produce la extrusión de cuerpos dómicos y diques riolíticos que sellan los conductos eruptivos fisurales, y en forma tardía, un episodio de hidrotermalismo con la intrusión de escasas vetas epitermales de cuarzo de poca importancia, espacialmente vinculadas a los domos. Estas últimas pueden ser hasta algunos millones de años más jóvenes que el colapso caldérico final (Lipman, 2000) y el escaso desarrollo de las estructuras observadas se encuentra en concordancia con otras calderas mundiales que muestran una pobre actividad hidrotermal (Lipman, 2000).

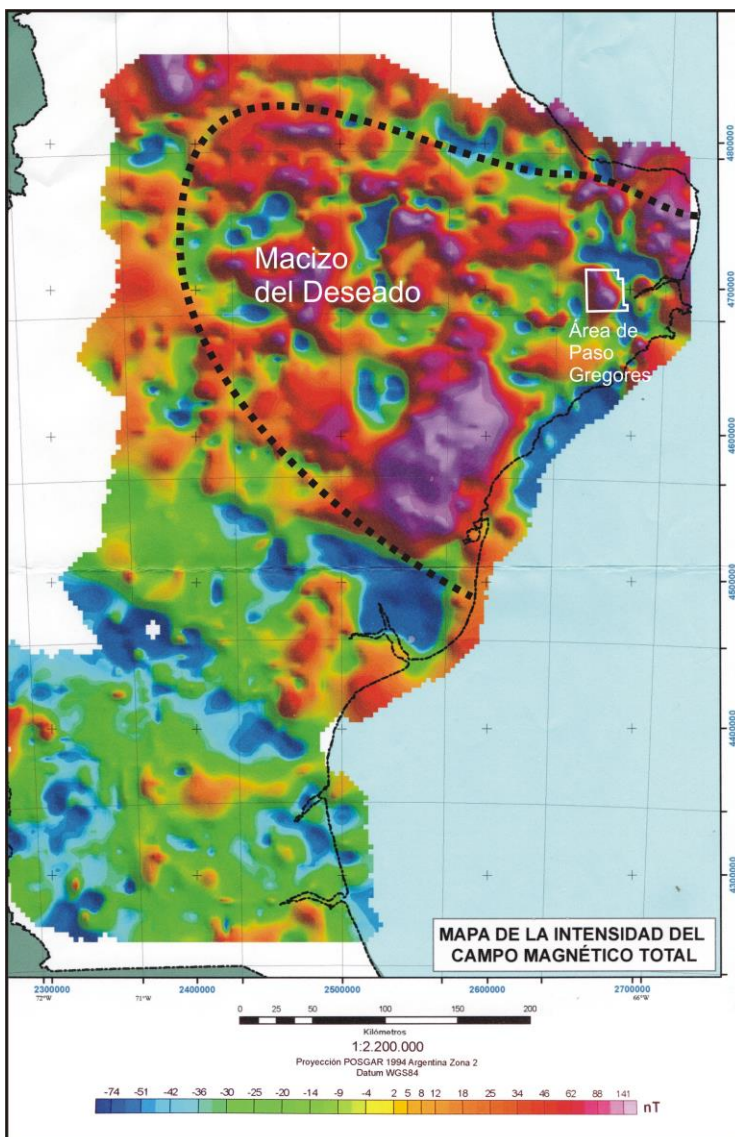
#### **2.2.6. GEOFÍSICA DE PASO GREGORES**

De acuerdo al mapa magnetométrico realizado por el Servicio Geológico Minero en el año 1968, el área de Paso Gregores representa, casi en su totalidad, una anomalía magnetométrica positiva elongada en sentido NO-SE, con valores que superan los 100

nT (nano teslas). Mientras que en los alrededores se observan sectores de bajos magnetométricos con valores negativos (Fig. 2.163).

Por otro lado, en la nueva magnetometría aérea realizada por el SEGEMAR en el año 1998, con perfiles norte-sur espaciados cada 1 km e intervalo de muestreo de 8 m, a una altura de vuelo promedio de 100 m, el área de Paso Gregores se destaca nuevamente por constituir una anomalía magnetométrica positiva elongada en sentido N-S a NO-SE (Fig. 2.164).

Específicamente el área de Paso Gregores se presentan múltiples picos magnetométricos positivos que conforman en conjunto un sector anómalo que se destaca del entorno (Figs. 2.164 y 2.165). Hacia el oeste los valores magnetométricos son bajos, generando una meseta magnetométrica sólo interrumpida a 30 km, en donde se observan nuevos



altos magnetométricos. Hacia el este se encuentran zonas de bajos magnetométricos, aunque con una zona intermedia de altos valores (Figs. 2.164 y 2.165).

Figura 2.163. Mapa magnetométrico de la Pcia. de Santa Cruz. Se destaca el alto magnetométrico del área de Paso Gregores. Tomado de SEGEMAR (1968).

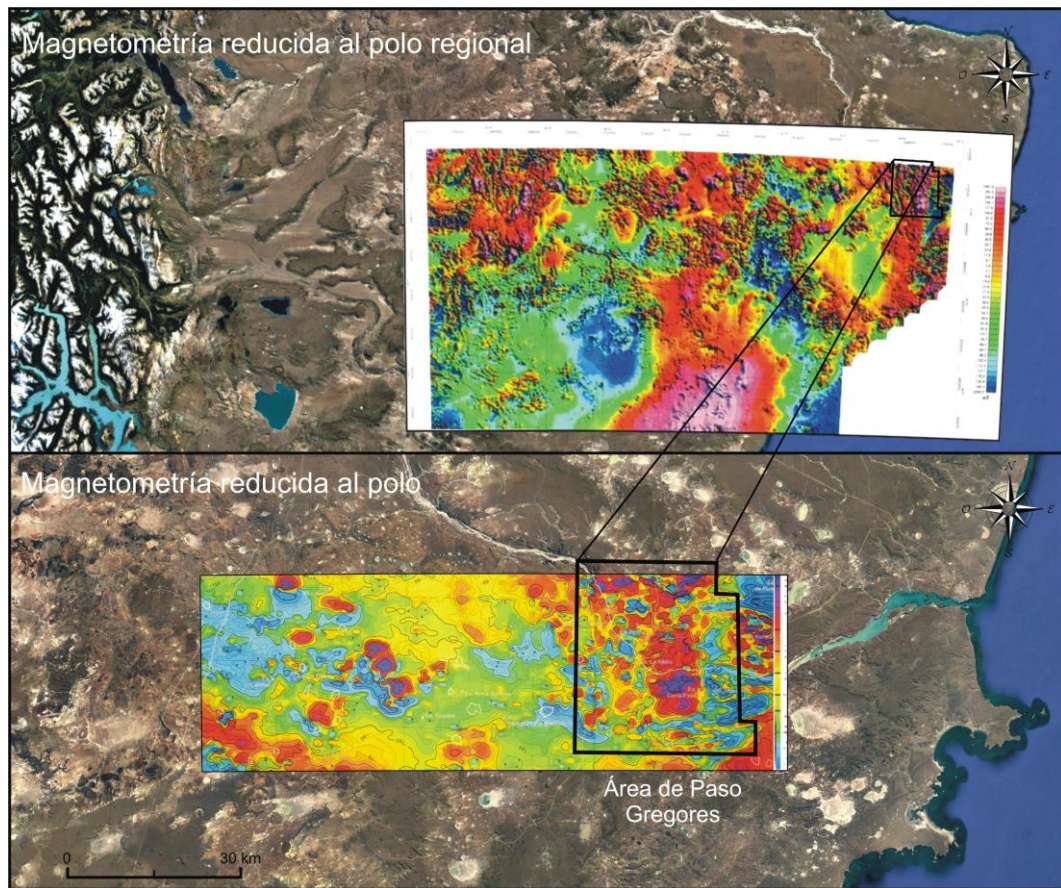


Figura 2.164. Arriba. Mapa del Campo magnético Total Reducido al Polo del Bloque Macizo del Deseado (SEGEMAR, 1998) sobre una imagen satelital de *Google Earth*. B. Mapa del Campo Magnético Total Reducido al Polo del sector sur de la Hoja Puerto Deseado 4766 III (SEGEMAR, 1998) sobre una imagen satelital de *Google Earth*. Se detalla la zona de Paso Gregores.

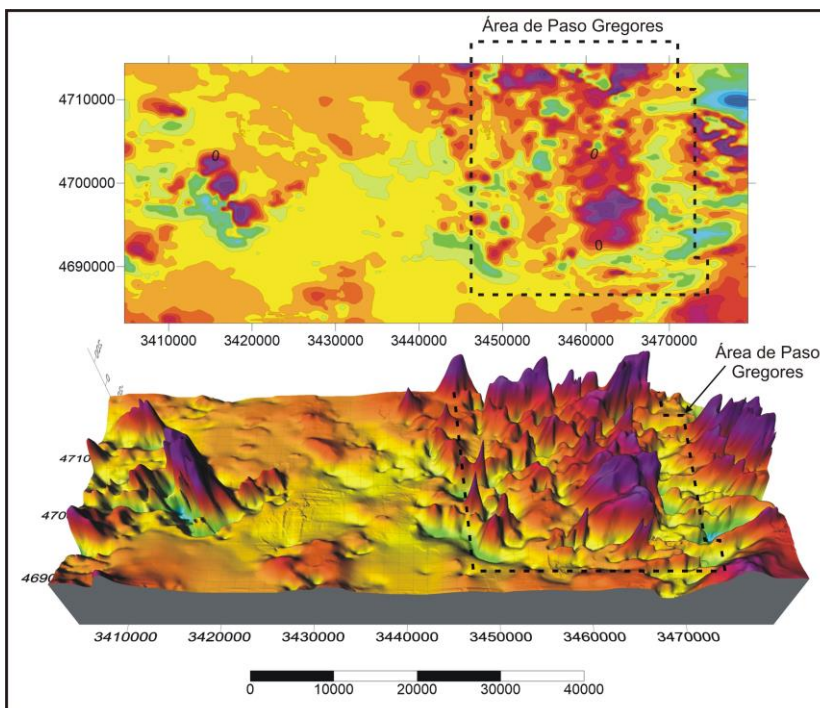


Figura 2.165. Mapa magnetométrico de los datos obtenidos de la digitalización del mapa magnetométrico de la porción sur de la Hoja Puerto Deseado 4766 III, con block diagrama 3D. Se destacan las anomalías magnetométricas positivas del área Paso Gregores.

Es aceptado que las anomalías magnetométricas positivas se producen por la presencia de litologías, aflorantes o no, de alta susceptibilidad magnética vinculada al alto contenido de minerales ferromagnéticos (McInerney *et al.*, 2005; Isles y Rankin, 2013). Para correlacionar e interpretar el origen de las anomalías del área, se realizaron 24 mediciones de susceptibilidad magnética de las litologías aflorantes (Tabla 2.3), que permiten agrupar las litologías en dos familias litomagnéticas diferenciables. Por un lado las rocas ácidas (lavas riolíticas e ignimbritas fenoriolíticas y fenodacíticas), con valores de susceptibilidad magnética bajos (0,03-3,54), mientras que las rocas de composición intermedia (lavas andesíticas), con registros de susceptibilidad altos (9,3-62,22) (Fig. 2.166) (Tabla 2.3).

Otros autores han utilizado esta técnica en la región con el fin de identificar cuerpos intrusivos básicos y potenciales estructuras caldéricas (Peñalva *et al.*, 2008; Salani y Chernicoff, 2018)

Lavav riolíticas e ignimbritas fenoriolíticas y fenodacíticas									
muestra	SI x10-3						Media [SI x10-3]	DesvStandar	Media [SI]
63	1.12	1.70	1.62	1.06	1.24	1.12	1.31	0.28	0.00
809	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00
1	3.77	2.77	3.26	4.37	3.96	3.09	3.54	0.60	0.00
55	2.01	1.57	2.39	1.08	1.36	1.86	1.71	0.47	0.00
758	0.14	0.15	0.14	0.16	0.14	0.13	0.14	0.01	0.00
848	0.13	0.15	0.13	0.10	0.13	0.13	0.13	0.02	0.00
187	4.14	7.41	4.16	6.91	2.89	4.22	4.96	1.79	0.00
286-a	0.29	0.05	0.14	0.13	0.14	0.13	0.15	0.08	0.00
159	0.44	0.32	0.39	0.46	0.45	0.32	0.40	0.07	0.00
15	1.37	0.99	0.87	1.25	0.85	1.33	1.11	0.23	0.00
353-a	0.05	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.00
765-b	1.17	1.34	1.28	1.03	1.76	1.04	1.27	0.27	0.00
913	2.20	1.48	1.85	2.01	1.77	1.94	1.88	0.24	0.00
Promedio							1.28		
Lavav andesíticas									
muestra	SI x10-3						Media [SI x10-3]	DesvStandar	Media [SI]
845	4.15	26.80	45.20	40.10	30.70	35.40	30.39	14.42	0.03
779	33.99	31.87	35.85	39.29	28.55	28.46	33.00	4.25	0.03
845	71.60	56.64	79.25	49.26	58.36	58.18	62.22	11.03	0.06
782	21.60	22.00	21.90	22.00	22.90	21.40	21.97	0.52	0.02
330-b	8.35	10.50	10.90	7.88	9.29	8.88	9.30	1.19	0.01
325-b	55.10	49.40	53.70	56.10	57.50	48.30	53.35	3.72	0.05
424-a	24.70	23.20	28.50	30.03	21.60	26.70	25.79	3.21	0.03
333	17.80	19.45	20.40	16.90	19.60	21.70	19.31	1.74	0.02
789	35.78	33.01	35.12	38.05	30.10	31.23	33.88	2.99	0.03
642	21.30	25.53	27.11	22.40	23.90	22.55	23.80	2.18	0.02
512	29.10	28.60	27.40	30.10	29.65	30.06	29.15	1.03	0.03
Promedio							31.10		

Tabla 2.3. Mediciones de susceptibilidad magnética de las litologías aflorantes en el área de Paso Gregores.

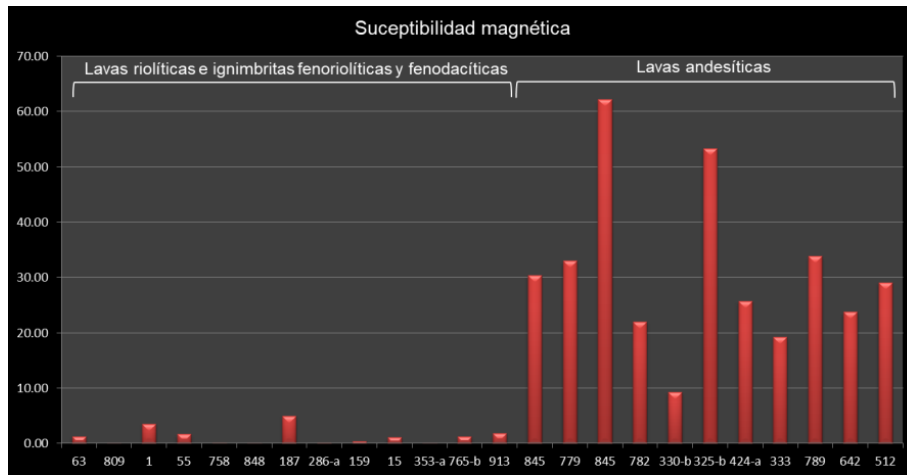


Figura 2.166. Histograma de valores de susceptibilidad magnética de las litologías aflorantes en el área de Paso Gregores. Se destaca el contraste de susceptibilidad entre las rocas ácidas e intermedias.

En Paso Gregores los afloramientos de rocas lávicas de composición intermedia se limitan a escasos clastos de una megabrecha (megaclastos) (Fig. 2.148), razón por la cual las mayores anomalías magnéticas (Figs. 2.164 y 2.165), deberían ser generadas por rocas de alta susceptibilidad magnética no aflorantes.

Las anomalías magnéticas presentan una distribución espacial con control lineal que coincide parcialmente con las estructuras mayores mapeadas, denominadas Falla El Caburé, El Triunfo y el lineamiento Laguna Verde y una estructura no aflorante al oeste de la Falla El Caburé (Fig. 2.167). El control ejercido por estas se manifiesta de modo tal que la zona interna delimitada por las estructuras presenta las anomalías positivas, mientras que las externas poseen valores magnetométricos, en general, bajos (Fig. 2.167), lo cual permite inferir un control tectónico en la distribución litológica.

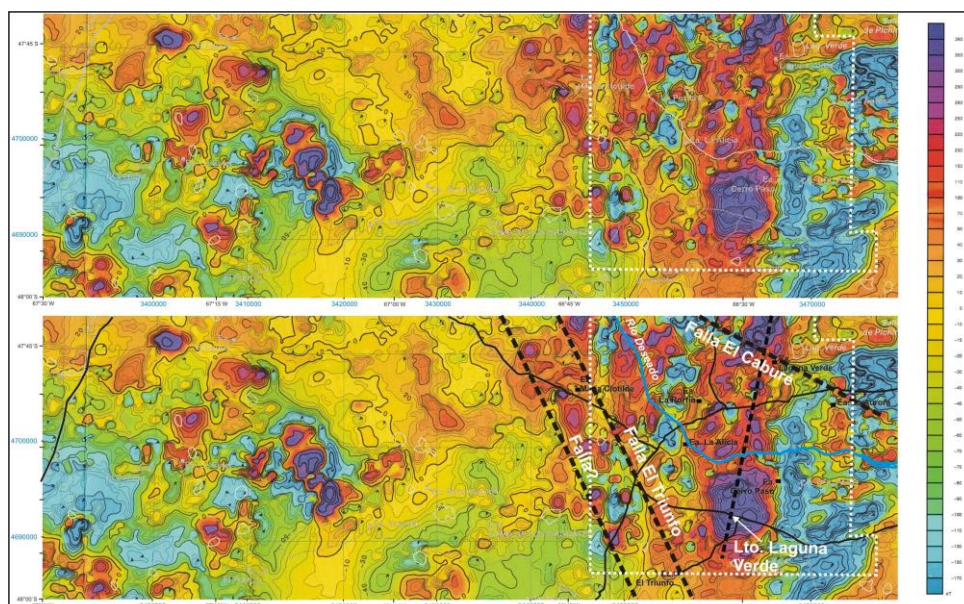


Figura 2.167. Mapa magnetométrico reducido al polo de una porción de la Hoja Puerto Deseado (SEGEMAR, 1998), el que abarca casi la totalidad del área de Paso Gregores. Arriba mapa sin interpretar. Abajo mapa interpretado. El área de trabajo se indica con el polígono blanco de líneas punteadas.

---

Mediante una inversión llevada a cabo con los datos del mapa magnetométrico sumados a los de susceptibilidad tomados en afloramientos, se ha determinado la profundidad y el tamaño aproximado de los cuerpos de roca generadores de las anomalías magnetométricas positivas. Por otro lado, teniendo en cuenta los valores de susceptibilidad de superficie, es posible inferir una composición intermedia (andesítica) para las rocas generadoras de los altos magnetométricos.

En lo que respecta a la profundidad de emplazamiento y tamaño de estas rocas intermedias, la inversión ha permitido obtener cortes a diferentes profundidades con los cuales es posible determinar tales aspectos (Fig. 2.168). En estos, se observan cuerpos de rocas de alta susceptibilidad y de tamaño aproximado de 250x250 a 500x500 m, distribuidos de manera aleatoria a las profundidades de -250, -500, -750 y -1000, mientras que a profundidades mayores estos, se agrupan constituyendo, al parecer, cuerpos coherentes. Tales cuerpos podrían representar intrusivos o antiguas coladas lávicas intermedias a básicas, emplazados en proximidades y probablemente vinculados a las estructuras mayores. Mientras que los cuerpos pequeños, ubicados a profundidades inferiores a los -1000 m, presentan tamaños similares a los megaclastos de andesitas descritos en la superficie, aunque en una cantidad notablemente mayor (Fig. 2.168).

Mediante siete perfiles realizados en el cubo de inversión, se visualiza la distribución aleatoria de los cuerpos de alta susceptibilidad englobados en rocas de baja, ubicados a profundidades menores a -1000, mientras que profundidades a mayores, los cubos se agrupan hasta conformar cuerpos coherentes (Fig. 2.169). En varios de estos perfiles se observa un notable control tectónico ejercido por las fallas reconocidas en la distribución de los cuerpos de alta susceptibilidad magnética (Fig. 2.169-Perfiles 1, 3, 5, 6, 7).

Por todo lo mencionado hasta aquí, se infiere que los cuerpos menores de alta susceptibilidad magnética distribuidos de manera aleatoria, conforman megabrechas de rocas del sustrato precaldérico de composición similar a la de los megaclastos descritos en superficie. La distribución aleatoria de estos cuerpos se presenta hasta profundidades cercanas a los -1000 m, en donde la concentración de ellos es mayor (Fig. 2.168), lo cual podría reflejar el piso caldérico.

Mientras que los cuerpos coherentes mayores conformarían probables intrusivos de composiciones similares, o bien coladas lávicas, emplazados/as con un fuerte control tectónico ejercido por las estructuras mayores reconocidas en el área.

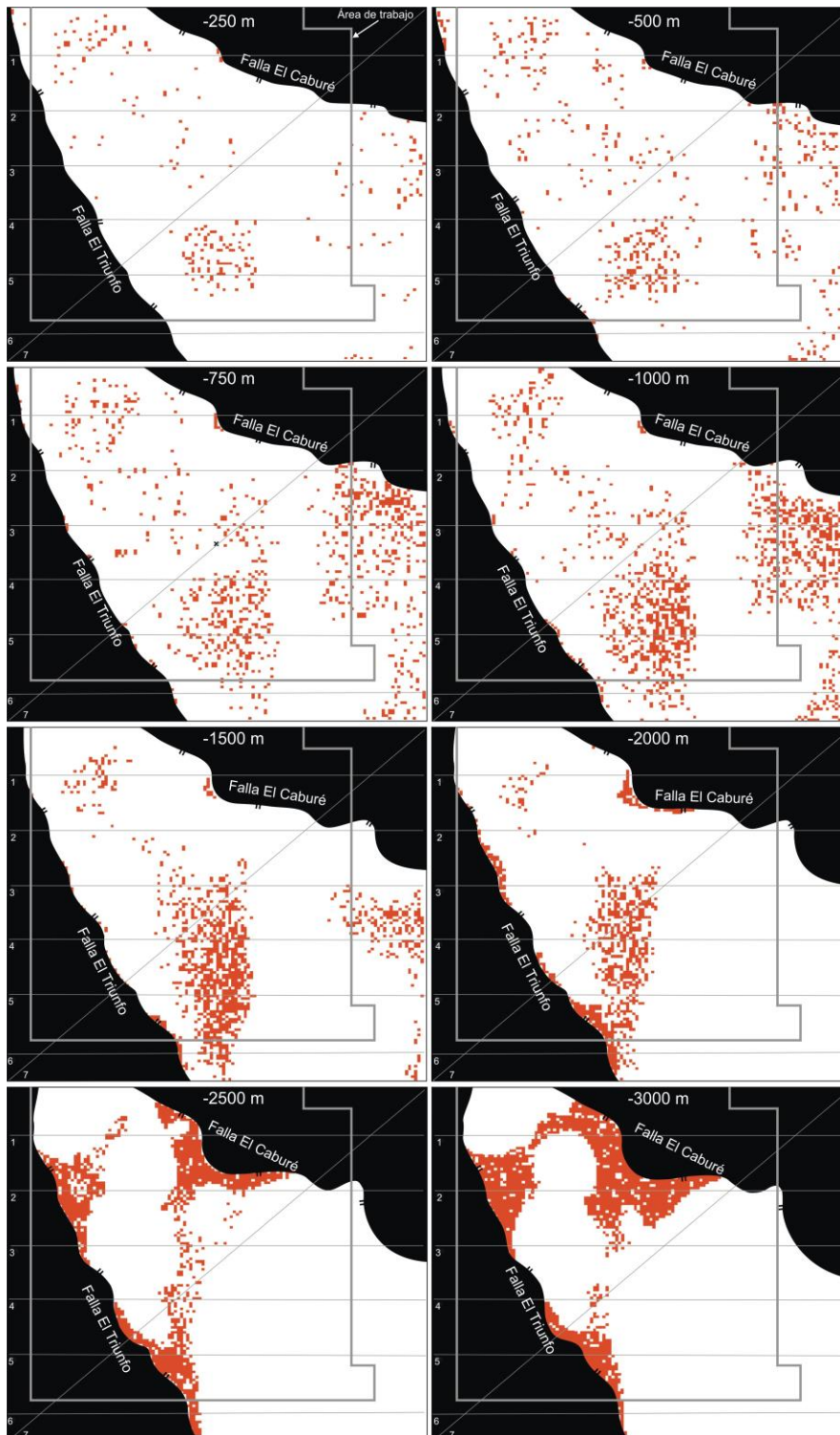


Figura 2.168. Cortes a diferentes profundidades obtenidos a partir del proceso de inversión realizado. Se observan cuerpos de alta susceptibilidad magnética (cuerpos rojos) distribuidos de manera aleatoria a profundidades menores a los -1000, mientras que a profundidades mayores se agrupan conformando cuerpos mayores coherentes.

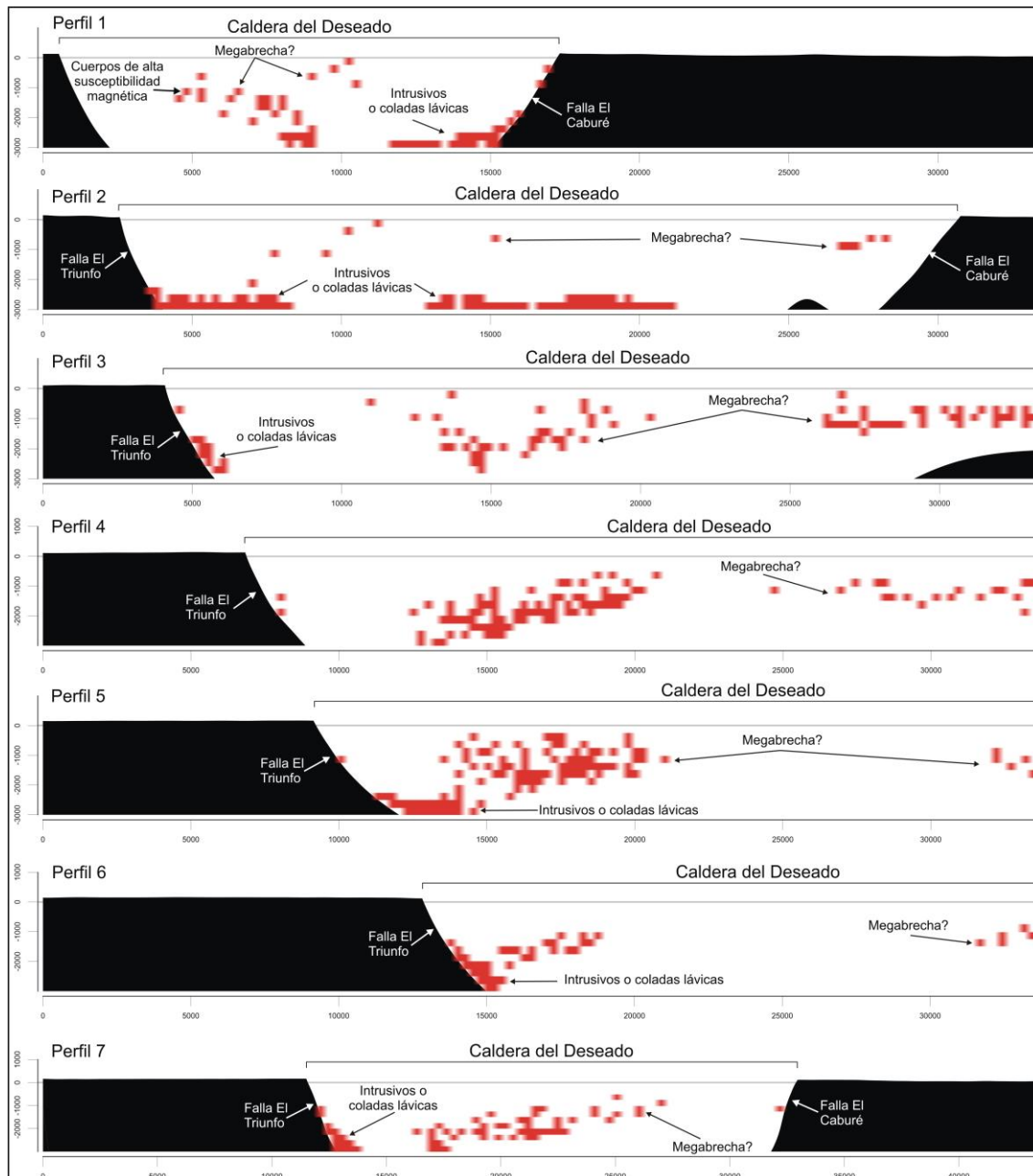


Figura 2.169. Perfiles realizados en el cubo de inversión. Los perfiles 1 a 6 son en sentido E-O, mientras que el 7 es SO-NE. Se observa la distribución aleatoria a profundidades someras (-1000 y menores), mientras que a mayores profundidades (-2000, -3000) constituyen cuerpos coherentes. Por la ubicación de estos perfiles ver Fig. (2.168).

De acuerdo a las descripciones llevadas a cabo en la superficie de estos megaclastos, estos fueron asignados a la unidad volcánica andesítica que conforma la base del Complejo Volcánico Bahía Laura, conocida como Formación Bajo Pobre. Por lo tanto se infiere de manera inductiva que las megabrechas interpretadas en subsuelo corresponden a dicha unidad.

Por otra parte, el control tectónico ejercido por las fallas El Triunfo y El Caburé sobre el colapso de la Caldera del Deseado, fue igualmente efectivo para la intrusión y/o extrusión de rocas previas de composición intermedia. Esto permite explicar la ausencia de anomalías magnéticas positivas en los alrededores del Paso Gregores, debido que las anisotropías corticales que controlaron la extrusión del volcanismo ácido, previamente controlaron el magmatismo de composición intermedia y por ende la distribución espacial de tales litologías.

## **2.3. GEOLOGÍA DE LA ESTANCIA TRES HERMANAS**

### **2.3.1. INTRODUCCIÓN Y ANTECEDENTES**

La zona de trabajo ubicada en proximidades a la estancia Tres Hermanas, abarca una superficie de 20 km<sup>2</sup> y es cubierta en aproximadamente un 25% por rocas volcánicas jurásicas del Complejo Volcánico Bahía Laura (Sruoga *et al.* 2008), en un 10% por rocas paleozoicas del Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi, 1976), mientras que el 65% restante por rocas cenozoicas y relleno moderno.

El trabajo realizado en este área se efectuó con fines comparativos para con el área de Paso Gregores debido a la existencia de grandes afloramientos de rocas volcánicas de composición intermedia a básica, por lo que si bien se determinaron las características litológicas y geoquímicas principales de las facies volcánicas aflorantes, no fueron realizados perfiles de litofacies, trabajos estructurales de detalle, como así tampoco observaciones de laboratorio específicas tales como microscopía electrónica de barrido y difracción de rayos X.

Los antecedentes de investigaciones geológicas llevadas a cabo en la estancia Tres Hermanas que tuvieron como objetivo el estudio de las volcanitas jurásicas son escasos y se limitan al relevamiento geológico llevado a cabo durante la realización de la Hoja Geológica 4766-III y IV Puerto Deseado del Servicio Geológico Minero Argentino de escala 1:250.000 (Giacosa *et al.*, 1998). Debido a la escala de este trabajo, el reconocimiento geológico de las volcanitas del sector son generales y al igual que en el área de Paso Gregores, han sido generalizadas como ignimbritas riolíticas interstratificadas con brechas, aglomerados, tobas e interstratificaciones de areniscas y tufitas carbonosas (Fig. 2.170).

Las investigaciones de mayor profundidad realizadas en el área tuvieron como objetivo las rocas del basamento paleozoico (Fracchia y Giacosa, 2006), por lo que el grado de conocimiento de las rocas volcánicas es bajo.

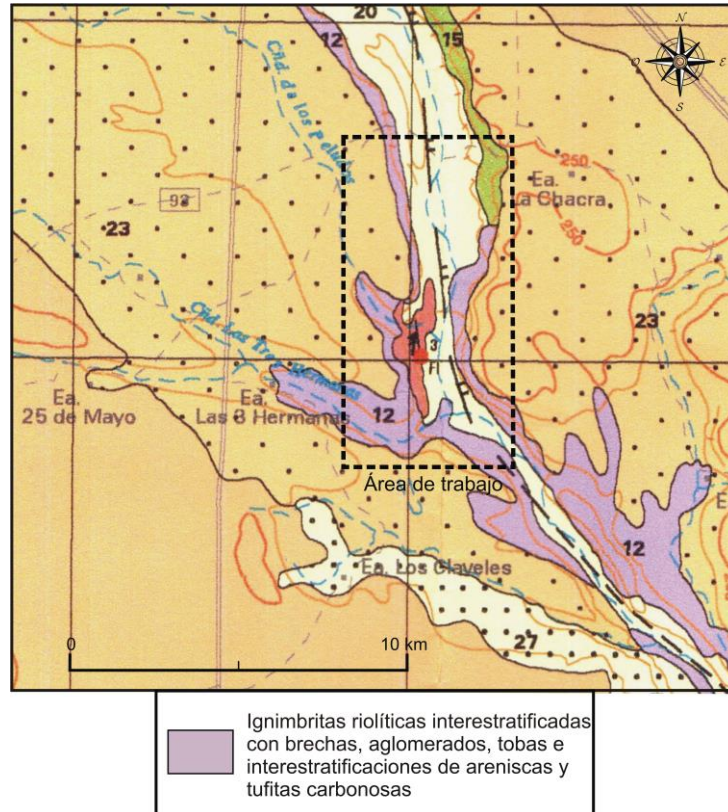


Figura 2.170. Mapa geológico de la estancia Tres Hermanas. Tomado de Giacosa *et al.* (1998)

### 2.3.2. Caracterización de las litofacies volcánicas

Se realiza una diferenciación de litofacies fundamentada en características texturales, estructurales, composicionales, etc., sin connotaciones genéticas. Estas litofacies fueron agrupadas de acuerdo a su correspondencia con categorías genéticas mayores que, modificando la propuesta de Rocher y Vallecillo (2014), incluye: Lavas, Depósitos de flujos de bloques y ceniza, Ignimbritas y Depósitos de caída piroclásticos.

La codificación de litofacies fue tomada de los trabajos de Branney y Kokelaar (2002) y Rocher y Vallecillo (2014), y en los casos en que fue necesario se crearon nuevos códigos manteniendo las nomenclaturas de los trabajos citados.

Las litofacies de rocas coherentes no fragmentarias (coladas y domos) se definen sobre la base de su composición y por sus características texturales. Para las rocas ácidas se utilizan los códigos creados para el área de Paso Gregores, los que incluyen las

litofacies **cfvR** (riolitas coherentes con foliación de flujo vitrofíricas), **ofdR** (riolitas coherentes con foliación de flujo desvitrificadas) y **BrRI** (brechas riolíticas lávicas), las que se suman a **cfR** (riolitas coherentes con foliación de flujo) tomada de Rocher y Vallecillo (2014). Mientras que para las rocas coherentes de composición intermedia se utiliza el código creado previamente **cA** (andesitas coherentes finas).

Para las rocas piroclásticas se utilizan los códigos **mTpell** (toba de ceniza maciza con pellets acrecionales) creado previamente, y los códigos **mLT** (toba lapillítica maciza), **emLT** (toba lapillítica eutaxítica maciza), **bLT** (toba lapillítica estratificada) tomados de Branney y Kokelaar (2002), las cuales se suman al código creado aquí **BrRM** (brecha riolítica monomíctica)

Para la descripción granulométrica de los componentes de las rocas volcanoclásticas primarias se han seguido los límites propuestos por Murcia *et al.* (2013) para depósitos volcanoclásticos antiguos, mientras que para la clasificación del tipo de componente de los depósitos piroclásticos se ha utilizado la clasificación genética sintetizada por McPhie *et al.* (1993).

#### Códigos utilizados para las litofacies

A—Andesita

T—Toba

LT—Toba lapillítica

R—Riolita

f—Foliación de flujo

m—Estructura maciza

c—Textura coherente

d—Altamente desvitrificado

b—Estratificación

e—Fábrica eutaxítica

pel—Pellets acrecionales

v—Vítreo/vitrofírico

Abreviaturas utilizadas en orden alfabético:

Ap = Apatito

Arc = Arcillas

Ax = Axiolita/Textura Axiolítica

Az = Azimut

Bi = Biotita

Di = Dirección de inclinación

Esf = Esferulita/Textura esferulítica

Esq = Esquistos

Ff = Foliación de flujo

Fk = Feldespato Potásico

Fmm = *Fiamme*

i = Inclinación

Lb = Litoclasto de basamento

Lt = Litoclasto

Ltf = Litofisa

Mg = Magnetita

Mtqz = Metacuarcita

PA = Pellets acrecionales

Pl = Plagioclasa

Pmz = Fragmentos pumíceos

Q = Cuarzo

Sn = Sanidina

Tr = Tridimita

Trz = Triza

Trz Pum = Triza pumícea

Txt = Textura

Zr = Circón

## RESUMEN DE LITOFACIES

Categoría genética		Lito-facies	Descripción	Interpretación
Lavás	Intermedias	cA	<b>Litología:</b> Andesita microporfírica con fenocristales menores a 1 mm de plagioclasa con evidencias de desequilibrio y escasos anfíboles alterados, inmersos en una pasta fina compuesta por microlitos de plagioclasa y cristales de magnetita. <b>Estructura:</b> Maciza <b>Ocurrencia:</b> Mantos tabulares de moderada potencia (30 m) ubicados en el sector central del área de trabajo, a ambos lados del río Deseado.	Flujo lávico andesítico de un episodio magmático previo al riolítico-dacítico predominante en el área.
		cfR	<b>Litología:</b> Riolitas porfíricas compuestas por fenocristales de cuarzo, sanidina, biotita, escasa plagioclasa, inmersos en una pasta afanítica. Ocasionalmente con estructuras de desvitrificación aisladas. <b>Estructura:</b> foliación de escala milimétrica a centimétrica en posiciones diversas que responden a un flujo viscoso. Son abundantes los plegamientos disarmónicos. <b>Ocurrencia:</b> Potentes cuerpos rocosos de geometría irregular (50 – 80 m), cuyo espesor disminuye desde los centros fisurales de emisión (superficie de distribución lateral <1 km) (relación longitud:altura <10). Vinculada con las litofacies cfvR, cfdR y BrRI.	Zonas internas y externas de cuerpos dómicos. La marcada foliación de flujo indica heterogeneidades de viscosidad en el magma que responden a diferentes contenidos de agua magmática.
	Acidas	cfdR	<b>Litología:</b> Riolita intensamente desvitrificada a estructuras tipo esferulitas y litofisas que superan el 50% del volumen de roca aflorante. <b>Estructura:</b> Maciza a foliada <b>Ocurrencia:</b> Niveles de espesor variable de entre 0,3 a 5 m ubicados en el sector inferior a central de cuerpos riolíticos de geometría globosa elongada (relación superficie lateral:altura<10). Habitualmente aparece como bandas intercaladas con la litofacies cfR en las zonas foliadas.	Zona de intensa desvitrificación de sectores internos de cuerpos dómicos. La intensa desvitrificación indicaría altos contenidos de agua magmática y bajas tasas de enfriamiento que favorecen dicho proceso.
		BrRI	<b>Litología:</b> Brechas riolíticas lávicas pobremente seleccionadas. <b>Estructura:</b> Maciza <b>Ocurrencia:</b> Fragmentos de morfología irregular englobados en una pasta riolítica fina, ubicados hacia el sector superior y lateral de cuerpos riolíticos de geometría globosa (relación superficie lateral:altura<10). Espacialmente vinculada con la litofacies cfR y cR.	Autobrechamiento por fragmentación (craquelado) de la superficie externa de cuerpos dómicos durante su crecimiento.
		cfvR	<b>Litología:</b> Vitrófiro riolítico porfírico a microporfírico, ocasionalmente con fracturas perlíticas. <b>Estructura:</b> Foliación milimétrica a centimétrica <b>Ocurrencia:</b> Mantos de espesores entre 4 y 7 m ubicados en el sector central del área de trabajo, en cercanías de cuerpos lávicos de geometría globosa.	Colada lávica riolítica
Ignimbritas	bLT	<b>Litología:</b> Toba lapillítica de bajo grado pobremente seleccionada de textura vitroclástica a vitro-cristaloclástica compuesta por fragmentos pumíceos, cristaloclastos de cuarzo, sanidina, plagioclasa, biotita y litoclastos de rocas metamórficas. <b>Estructura:</b> Estratificada y con estructuras de corte y relleno <b>Ocurrencia:</b> Cuerpos de roca tabulares de moderada potencia (15 – 30 m) ubicados en el sector centro este del área de trabajo.	La pobre selección y la presencia de estructura sugieren una depositación por agradación progresiva a partir de corrientes de densidad piroclástica concentradas, con una zona de límite de flujo dominada por procesos tractivos con o sin flujo granular (Branney y Kokelaar, 2002). El bajo grado de soldamiento sugiere un origen a partir de erupciones con desarrollo de columna eruptiva y corrientes de densidad piroclástica generadas por el colapso de esta, a partir de un proceso dominado por inercia (Doronzo, 2012).	

Ignimbritas	emLT	<p><b>Litología:</b> Toba lapillítica vitroclástica a vitro-cristaloclastica, con textura eutaxítica, pobremente seleccionadas, con moderado a alto grado de soldamiento (grado IV a VI). Los cristaloclastos son de cuarzo, sanidina, plagioclasa y biotita, mientras que los litoclastos corresponden a rocas volcánicas ácidas y básicas. Los fiammes se presentan fuertemente desvitrificados a texturas granofricas, axiolíticas y esferulíticas, en tanto que la matriz sólo desarrolla textura felsítica.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Depósitos mantiformes de moderada potencia (30 m) con alta relación de aspecto, expuestos en el sector sur del área de trabajo</p>	<p>La pobre selección y la carencia de estructura sugieren una depositación por agradación progresiva a partir de corrientes de densidad piroclástica concentradas, con una zona de límite de flujo dominada por el escape de fluidos (Branney y Kokelaar, 2002). Habrían sido originadas por erupciones con escaso desarrollo de columnas eruptivas y generación de corrientes de densidad piroclástica dominadas por convección forzada (Doranzo, 2012).</p>
Depósitos de flujo de bloques y ceniza	BrRM	<p><b>Litología:</b> Brecha riolítica monomítica compuesto por clastos riolíticos foliados (cfR) inmersos en una matriz de tamaño ceniza compuesta por fragmentos de igual composición que los clastos.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Depósito de geometría irregular de moderada a alta potencia (40- 50 m) ubicado en proximidades de cuerpos lávicos en el sector sur del área de trabajo.</p>	<p>Depósito generado a partir de corrientes de densidad piroclásticas producidas por colapso gravitatorio (avalancha) de un cuerpo dómico, clasificando como depósitos de flujos de bloques y ceniza tipo Merapi (Sato <i>et al.</i>, 1992).</p>
Depósitos de caída piroclástica	mT	<p><b>Litología:</b> Toba vítrea bien seleccionada compuesta de aproximadamente un 85% por ceniza, 10% de lapilli pumíceo fino y 5% de cristaloclastos.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Depósitos tabulares de moderada a baja potencia (5 – 250 m) habitualmente vinculados con la litofacies mTpel y ubicados en el sector norte y sur del área de trabajo</p>	<p>La ausencia de estructuras tractivas, la buena selección, la relación espacial con la litofacies mTpel y la no vinculación espacial con ambientes fluviales permiten interpretar a estos depósitos como generados a partir de la caída directa de ceniza en una ambiente subaéreo.</p>
	mTpel	<p><b>Litología:</b> Toba vítrea bien seleccionada de similares características a la litofacies mT y con estructuras acrecionales tipo pellets AP2 (Brown <i>et al.</i>, 2012). Se presentan generalmente enteros y sólo en raras ocasiones fragmentados.</p> <p><b>Estructura:</b> Maciza</p> <p><b>Ocurrencia:</b> Depósitos tabulares de baja potencia (1-5 m) y geometría tabular ubicados en la parte norte y sur del área de trabajo</p>	<p>La falta de estructuras tractivas, la buena selección, la abundancia de pellets acrecionales no fragmentados y la no vinculación espacial con ignimbritas y depósitos fluviales, permiten interpretar a estos depósitos como producto de la caída directa de ceniza en un ambiente subaéreo.</p>

Tabla 2.4. Resumen de las descripciones e interpretaciones de las litofacies reconocidas en el área de trabajo.

### 2.3.2.1. Descripción de las litofacies

#### 2.3.2.1.1. Lavas intermedias

##### 2.3.2.1.1.a. Andesitas coherentes (cA)

Mantos de rocas de tonalidades oscuras estratificadas de moderada potencia (~30 m) y dimensiones que varían desde 800x200 a 300x150 m, aflorantes en el sector central del área (Fig. 2.171), cubiertos por rocas piroclásticas ácidas (Fig. 2.172). Se trata de andesitas de textura microporfírica a porfírica, integradas por microfenocristales de plagioclasa de hasta 1 mm de largo, englobados en una pasta afanítica oscura, con buen desarrollo de disyunción columnar (Fig. 2.172).



Figura 2.171. Ubicación de los afloramientos de lavas intermedias sobre una imagen satelital de *Google Earth*.

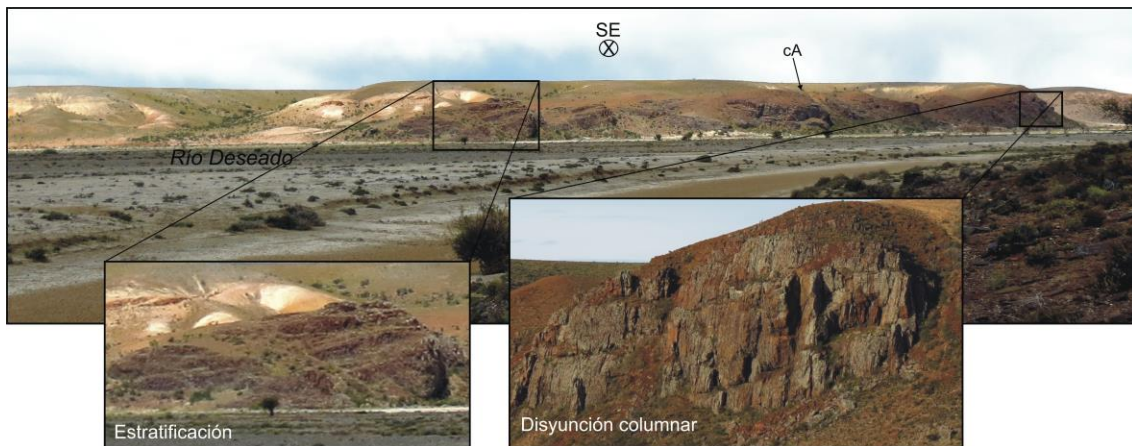


Figura 2.172. Imagen de afloramiento de la litofacies cA ubicado al este del Río Deseado en cercanías de la estancia Tres Hermanas. Se detalla la estratificación y la disyunción columnar de los afloramientos.

Bajo el microscopio se observa una textura porfírica a glomeroporfírica compuesta por microfenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno (augita), inmersos en una pasta de textura intersertal fluidal de microlitos de plagioclasa orientados y cristales de magnetita (Fig. 2.173). Los fenocristales de plagioclasa se presentan con texturas de desequilibrio tipo *sieve* que afecta tanto a los sectores perimetrales (Fig. 2.174 A, B) como a los internos de los fenocristales (Fig. 2.174 C). Asimismo, se han identificado fenocristales de plagioclasa con evidencias de zonación oscilatoria, interpretada a partir de la alteración a calcita del centro y del borde del cristal (Fig. 2.174 D).

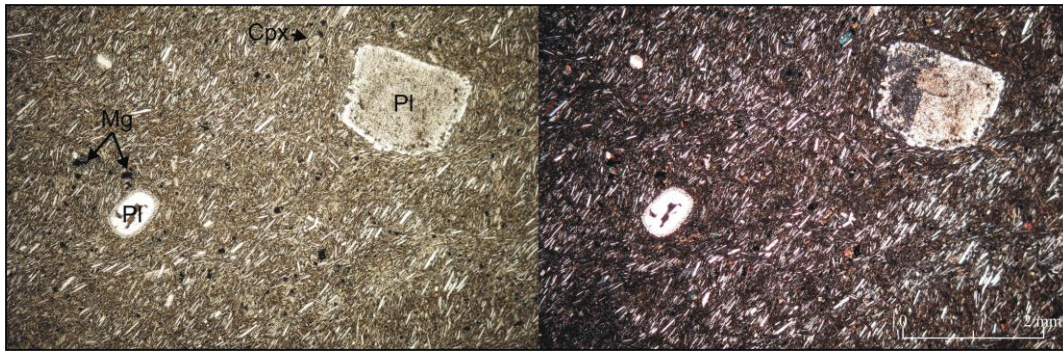


Figura 2.173. Microfotografía de la litofacies cA en la que se observa una roca de textura microporfírica conformada por microfenocristales de plagioclasa y clinopiroxenos, inmersos en una pasta de textura intersertal orientada compuesta por microlitos de plagioclasa, magnetita y vidrio intersticial. Abreviaturas en la pag. 171.

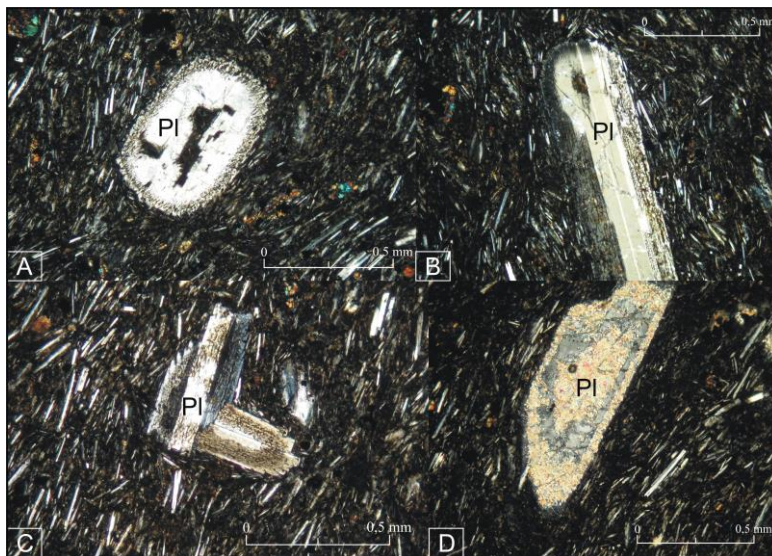


Figura 2.174. Microfotografías de la litofacies cA en la que se muestran las texturas de disequilibrio tipo *sieve* afectando los bordes (A, B) y sectores internos de los fenocristales de plagioclasa (C), como la alteración del centro y la periferia de un fenocristal de plagioclasa (D). Abreviaturas en la pag. 171.

**Interpretación (cA):** Se considera a estos afloramientos como flujos lávicos andesíticos producto de erupciones efusivas. En lo que respecta a las evidencias de disequilibrio encontradas (Figs. 2.173 y 2.174) sugieren la posible existencia de episodios de mezcla de magmas. Si bien las texturas tipo *sieve* poseen diversos orígenes que van desde eventos de despresurización magmática repentina (Nelson y Montana, 1992), a crecimientos acelerados por un subenfriamiento (Anderson, 1984) o a la mezcla de magmas producida por la intrusión en una cámara magmática, de magma de mayor temperatura y/o distinto quimismo (Murphy *et al.*, 2000; Tsuchiyama, 1985), la afectación de los sectores internos de los cristales (Figs. 2.173 y 2.174 C) y la zonación oscilatoria interpretada (Fig. 2.174 D), sugieren un proceso de recalentamiento y mezcla de magma producido por la inyección de un magma de mayor temperatura y basicidad que el que se encontraba en la cámara.

### 2.3.2.1.2. Ignimbritas

Cubren las rocas andesíticas dos secuencias ignimbríticas de bajo y moderado a alto grado (Branney y Kokelaar, 2002), integradas por las litofacies **bLT** (toba lapillítica estratificada) y **emLT** (toba lapillítica maciza de fábrica eutaxítica).

**2.3.2.1.2.a. Toba lapillítica estratificada (bLT):** Depósitos de moderada potencia (30 – 40 m) ubicados en el sector central del área de trabajo, a ambos lados del río Deseado (Fig. 2.175), de tobas lapillíticas mal seleccionadas estratificadas, con ocasionales estructuras de corte y relleno (Fig. 2.176). Presentan escasos cristaloclastos de cuarzo, sanidina, biotita y litoclastos de rocas metamórficas, inmersos en una matriz piroclástica compuesta por fragmentos pumíceos tamaño lapilli y trizas pumíceas (Fig. 2.177). El porcentaje de cristaloclastos es inferior al 10% y los de litoclastos, conformados por fragmentos de esquistos y de metacuarcitas de tamaños que varían desde 0,5 a 6 cm, alcanza el 25% (Fig. 2.177).

Petrográficamente se clasifican como una toba lapillítica fenoriolítica de textura litovitroclástica con cristaloclastos de cuarzo, a menudo con morfologías fragmentales, sanidina, escasa biotita y litoclastos de metacuarcitas (compuestos por cristales de cuarzo de extinción ondulosa con contactos suturados y escasa muscovita), inmersos en una matriz piroclástica, en la que se destacan fragmentos pumíceos y trizas pumíceas no colapsadas ni desvitrificadas (Fig. 2.178).

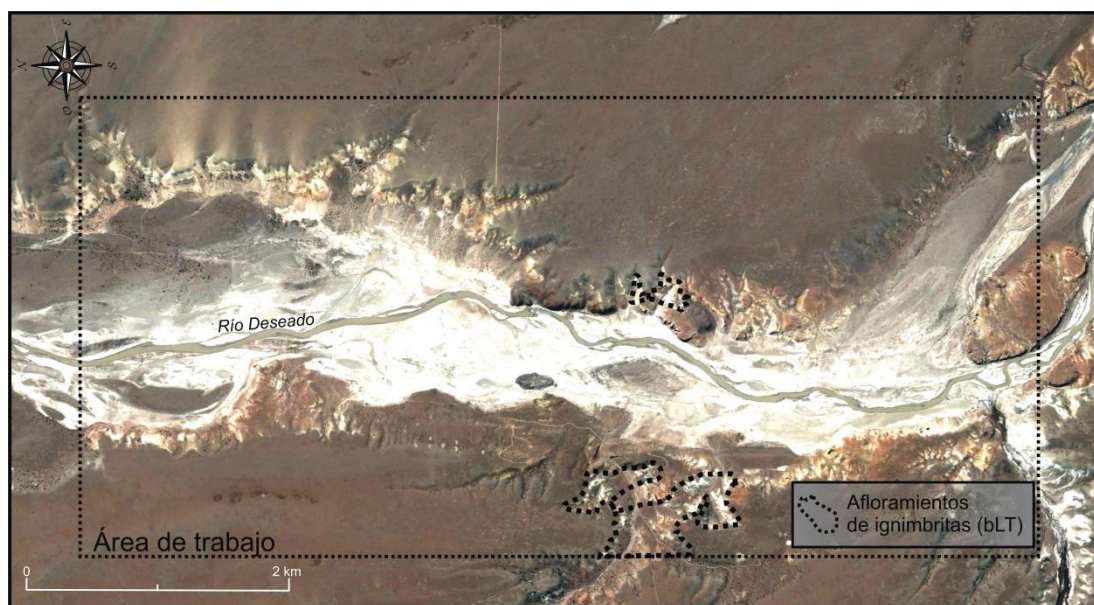


Figura 2.175. Ubicación de los afloramientos de la litofacies bLT sobre una imagen satelital de *Google Earth* (norte a la izquierda).

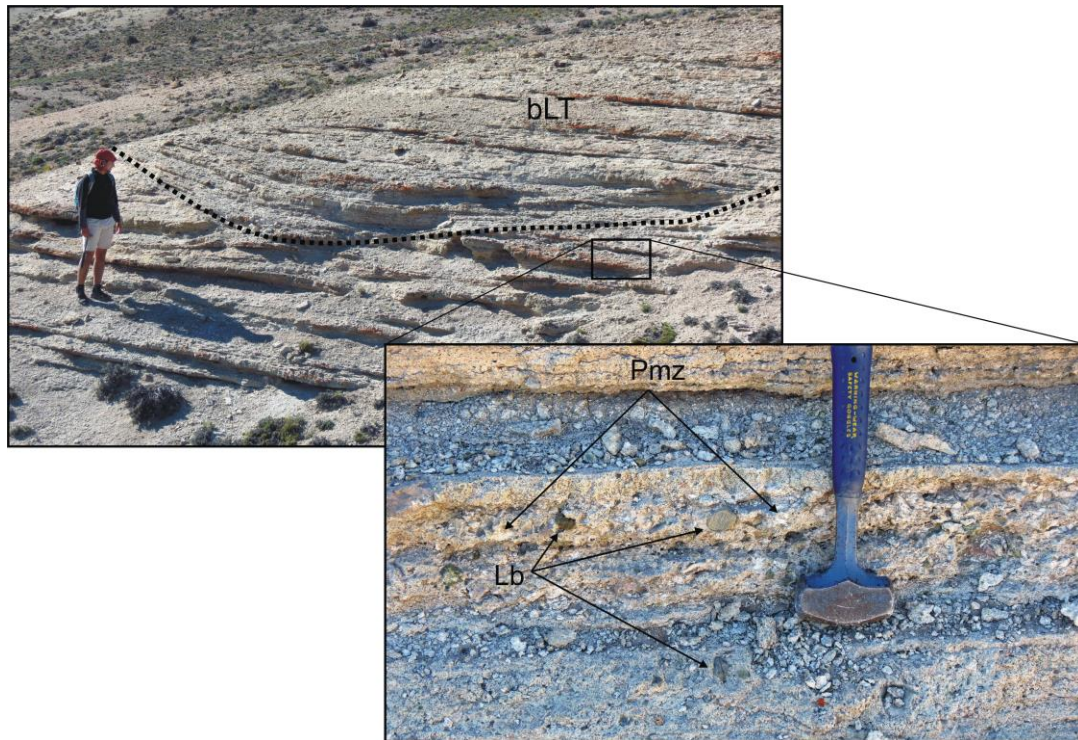


Figura 2.176. Afloramiento de la litofacies bLT en el que se destaca la estructura de corte y relleno y el abundante contenido de litoclastos del basamento paleozoico. Abreviaturas en la pag. 171.

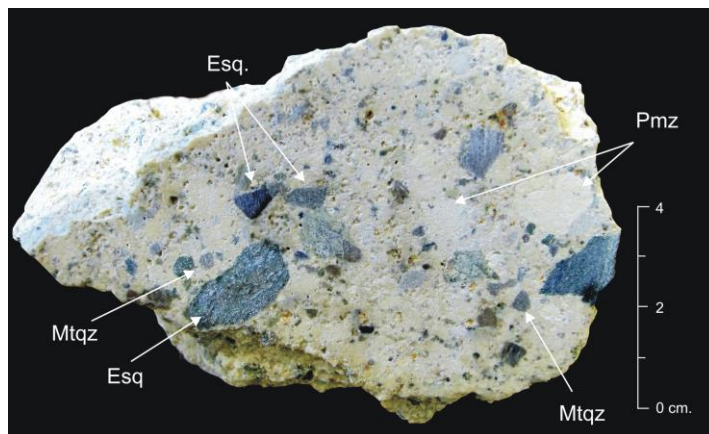


Figura 2.177. Muestra de roca de la litofacies bLT con litoclastos metamórficos (esquistos y metacuarcitas) en una matriz piroclástica compuesta por fragmentos pumíceos de tamaño lapilli. Abreviaturas en la pag. 171.

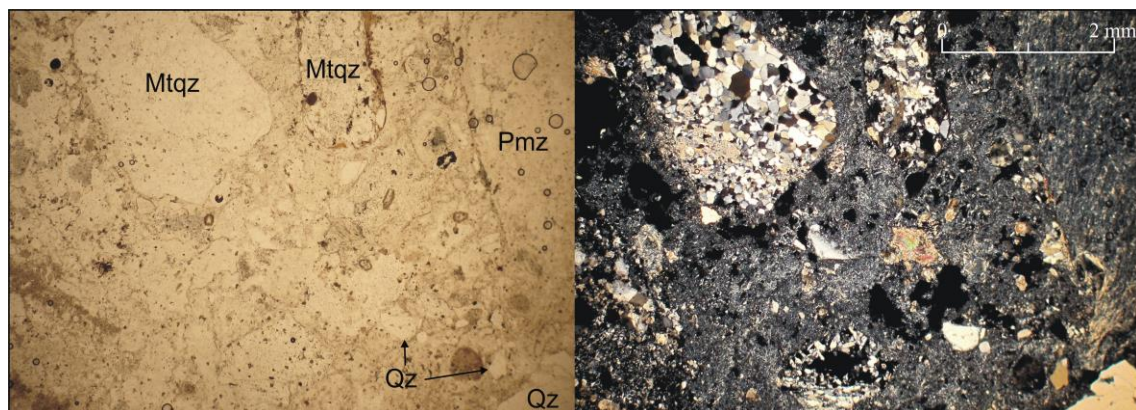


Figura 2.178. Microfotografía de la litofacies bLT en la que se observan litoclastos de metacuarcitas y escasos cristaloclastos de cuarzo inmersos en una matriz piroclástica compuesta por fragmentos pumíceos y polvo vítreo. Abreviaturas en la pag. 171.

**Interpretación (bLT):** La presencia de estructuras tractivas y la pobre selección de los depósitos permite interpretarlos como producto de la depositación a partir de corrientes de densidad piroclástica diluidas (PDC), por medio de una agradación progresiva controlada por una zona límite de flujo dominada por tracción con alta cizalla, con o sin flujo granular (Fig. 2.179) (Branney y Kokelaar, 2002). La ausencia de soldamiento indica una ineficiente conservación del calor magmático en el flujo, lo que sugiere un origen por colapso de columna eruptiva pliniana o subpliniana, que favoreció la pérdida de calor y el desarrollo de PDCs bajo un estilo eruptivo dominado por inercia (Doronzo, 2012).

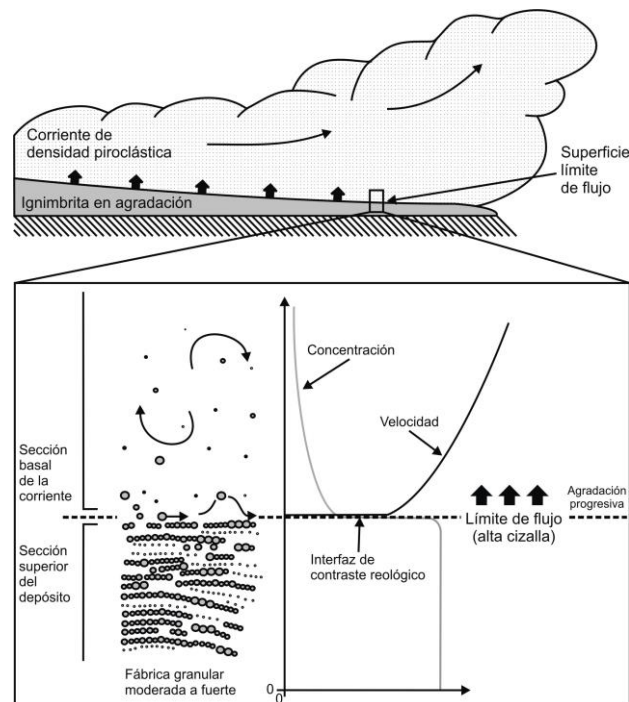


Figura 2.179. Modelo de generación de los depósitos de tobas lapillíticas estratificadas con una zona límite de flujo dominada por flujo tractivo de alta cizalla. Tomado de Branney y Kokelaar (2002).

**2.3.2.1.2.b. Toba lapillítica maciza con textura eutaxítica (emLT):** depósitos mantiformes de moderada potencia (20 – 30 m) de tobas lapillíticas mal seleccionadas macizas con textura eutaxítica, ubicados en el sector sur del área de trabajo a ambos lados del actual curso del río Deseado (Figs. 2.180 y 2.181).

Se trata de ignimbritas fenoriolíticas compuestas por *fiammes*, cristaloclastos de cuarzo, feldespatos, biotita y escasos litoclastos metamórficos de tamaño lapilli, englobados en una matriz piroclástica afanítica (Fig. 2.181). La proporción de *fiammes* varía desde 20 a 25%, los de cristaloclastos de 10 a 15%, mientras que los litoclastos alcanzan el 5%.

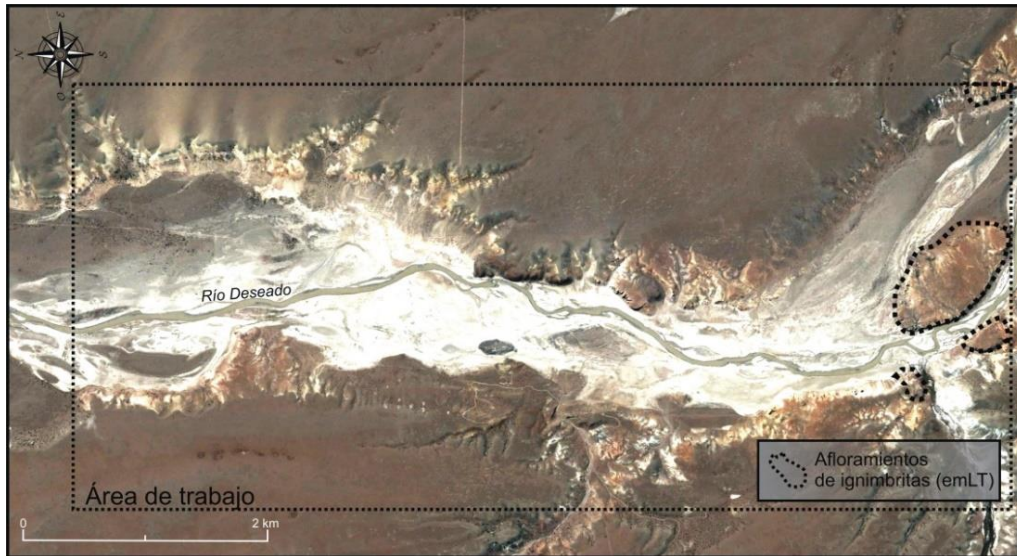


Figura 2.180. Ubicación de la litofacies emLT sobre una imagen satelital de *Google Earth*.

Petrográficamente se describen como tobas lapillíticas fenoriolíticas de textura vitroclásticas a vitro-cristaloclasticas compuestas por *fiammes* tamaño lapilli, cristaloclastos de cuarzo, sanidina, biotita, ocasional circón y litoclastos de rocas metamórficas, inmersos en una matriz vitroclástica de textura eutaxítica conformada por trizas pumíceas vítreas colapsadas y polvo vítreo intersticial (Fig. 2.182).

Los *fiammes* y trizas mayores están desvitrificadas a textura esferulítica, felsítica y granofírica equigranular, con cristalización de cuarzo y sanidina (Fig. 2.182), en contraste con la matriz vítrea a débilmente desvitrificada a textura felsítica.

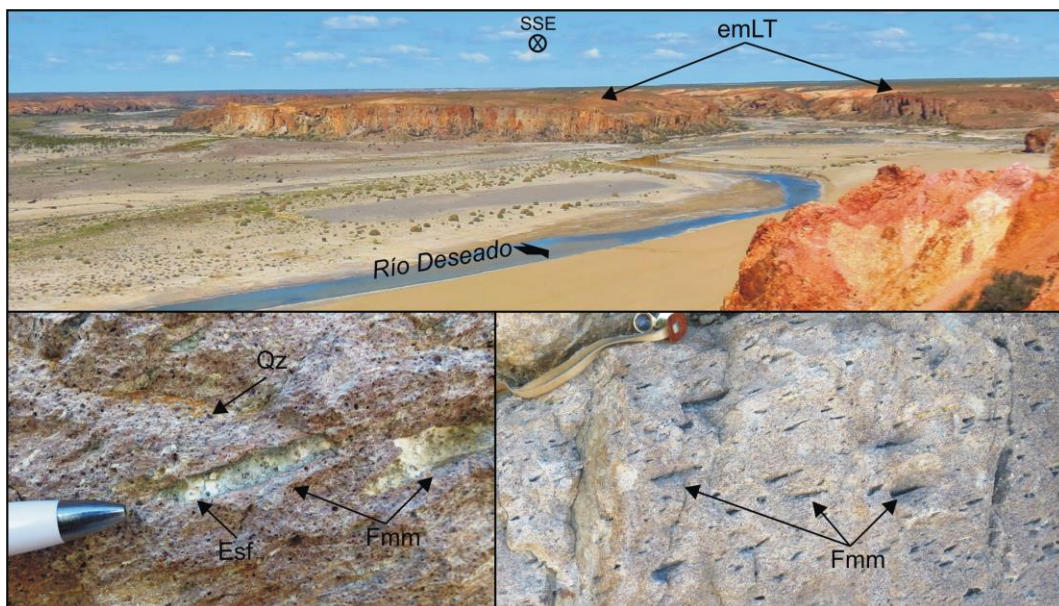


Figura 2.181. Arriba: Vista hacia el SSE en donde se observan los afloramientos de la litofacies emLT en el sector sur del área de trabajo y a ambos lados del río Deseado. Abajo: Detalle de los afloramientos con *fiammes* desvitrificados. Abreviaturas en pag. 171.

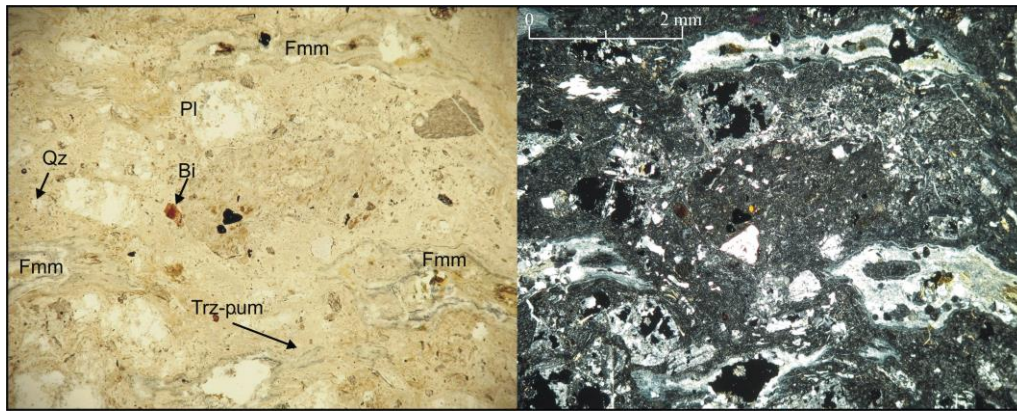
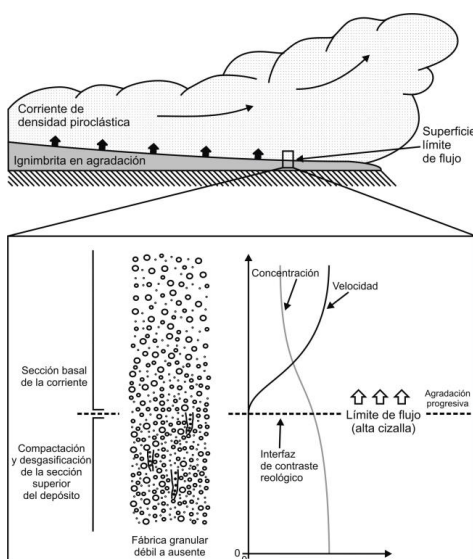


Figura 2.182. Microfotografía de la litofacies emLT, en la que se observan escasos cristaloclastos de cuarzo, biotita, sanidina y plagioclasas, *fiammes* desvitrificados, en una matriz piroclástica vítrea a débilmente desvitrificada de trizas y polvo vítreo intersticial. Abreviaturas en la pag. 171.

**Interpretación (emLT):** Estos depósitos se interpretan por la ausencia de estructuras (maciza) y la pobre selección, como producto de corrientes de densidad piroclástica concentrada (PDC), con agradación progresiva controlada por una zona de límite de flujo dominada por el escape de gases (Fig. 2.183) (Branney y Kokelaar, 2002). La textura eutaxítica desarrollada por el colapso del material vitroclástico durante el proceso de soldamiento, a una temperatura superior a la de transición del vidrio ( $T_g$  entre  $620$  y  $750^\circ$  para composiciones riolíticas de acuerdo a Watkins *et al.*, 2009, y citas incluidas), indica una eficiente conservación del calor magmático. Esto sugiere un origen a partir de erupciones piroclásticas con escaso desarrollo de columna eruptiva, o por erupciones tipo fontana sostenida o *boiling over* (Branney y Kokelaar, 2002; Wolf, 1878), producto de un estilo eruptivo dominado por convección forzada (Doronzo, 2012).



El alto grado de desvitrificación observado de los vitroclastos mayores, con texturas granofíricas y esferulíticas, evidencian bajas tasas de enfriamiento y alto contenido de volátiles en relación a las trizas y polvo vítreo (Lofgren, 1971a; McArthur, 1998; Briggs, 1976).

Figura 2.183. Modelo de deposición de una toba lapillítica maciza, con una zona límite de flujo dominada por el escape de gases. Tomado de Branney y Kokelaar (2002).

### 2.3.2.1.3. Depósitos piroclásticos de caída

Bajo esta categoría genética se agrupan las litofacies mT y mTpel, que afloran predominantemente al este del río Deseado (Fig. 2.184).

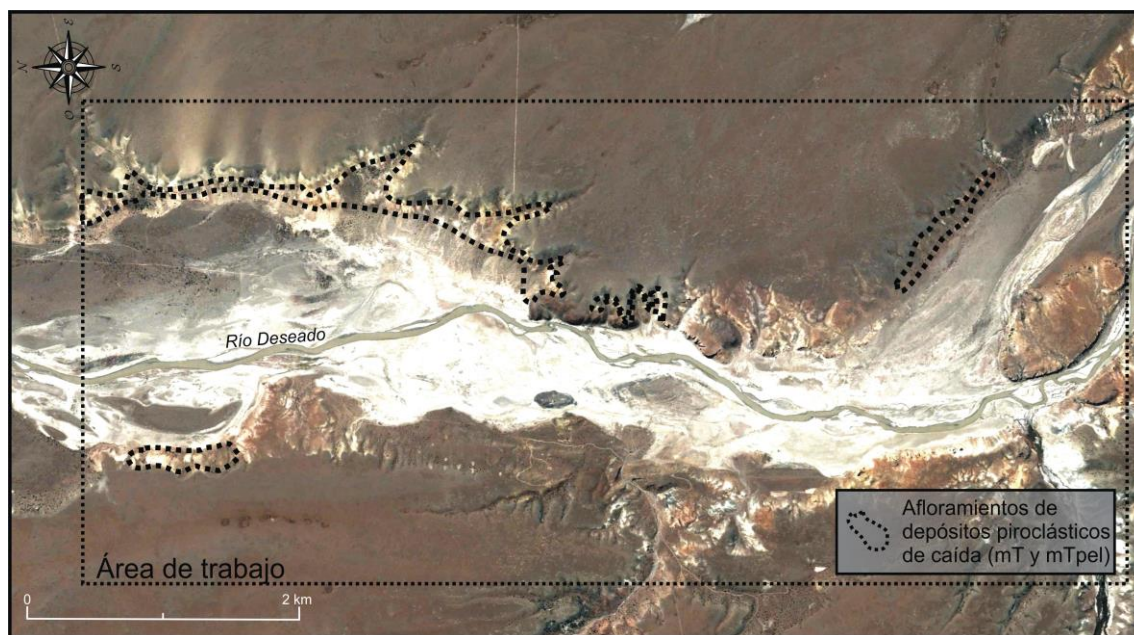


Figura 2.184. Ubicación de los depósitos piroclásticos de caída sobre una imagen satelital de *Google Earth*.

**2.3.2.1.3.a. Tobas de ceniza maciza (mT):** Corresponden a escasos afloramientos tabulares de moderada a baja potencia (4 – 30 m) compuestos por tobas de ceniza macizas bien seleccionadas, compuestas por aproximadamente 90% de ceniza, 5% de lapilli pumíceo fino y 5% de cristaloclastos. En ocasiones muestran estructuras acrecionales tipo pellets AP2 (Brown *et al.*, 2012) (Fig. 2.185) y se encuentran habitualmente asociados a bancos de la litofacies mTpel, sin vinculación con depósitos sedimentarios.

En la porción norte del área es cubierta mediante discordancia por rocas cenozoicas del Grupo Río Chico (Fig. 2.185).

**Interpretación (mT):** La carencia de estructuras tractivas, la buena selección y su asociación con la litofacies mTpel sugiere que estos depósitos son producto de la caída directa de ceniza en un ambiente subaéreo.



Figura 2.185. Afloramientos de la litofacies mT subyaciendo directamente a rocas cenozoicas. Se observa su falta de estructuras y la presencia ocasional de pellets acrecionales tipo AP2. Abreviaturas en la pag. 171.

**2.3.2.1.3.b. Tobas de ceniza macizas con pellets acrecionales (mTpel):** Bancos tabulares macizos de baja potencia (2-3 m) de tobas de ceniza bien seleccionada con ~30% de pellets AP2 (Brown *et al.*, 2012) (Fig. 2.186), los cuales conservan su estructura concéntrica y núcleo de ceniza y sólo en raras ocasiones se presentan fragmentados. Espacialmente se relaciona con la litofacies mT y los afloramientos más importantes se ubican en el sector norte y sur del área. No se observan depósitos sedimentarios ni ignimbríticos asociados a esta litofacies.

**Interpretación (mTpel):** La ausencia de estructuras tractivas, el abundante contenido de pellets acrecionales no fragmentarios y la ausencia de depósitos sedimentarios e ignimbríticos asociados, permiten interpretar un origen a partir de la caída directa de ceniza de una pluma de dispersión en un ambiente subaéreo, durante una erupción volcánica pliniana o subpliniana. En cuanto al origen de los pellets acrecionales, se han sugerido procesos de acreción vinculados tanto a la humedad atmosférica como a la

atracción electrostática entre partículas (Brown *et al.*, 2012 y citas incluidas). Las evidencias colectadas en este trabajo no permiten diferenciar un origen específico.

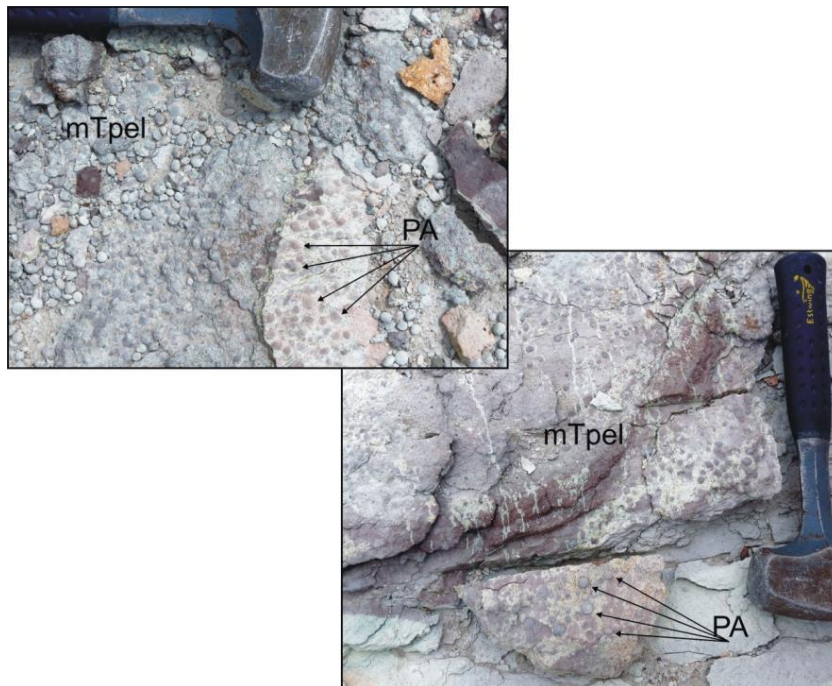


Figura 2.186. Afloramientos de la litofacies mTpel con abundantes pellets AP2 no fragmentados. Abreviaturas en la pag. 171.

#### 2.3.2.1.4. Lavas ácidas

Se describen aquí las rocas lávicas ácidas integradas por las litofacies de riolitas coherentes foliadas (**cfR**), riolitas coherentes vitrofíricas (**cvR**), riolitas coherentes altamente desvitrificadas (**cfDR**) y brechas riolíticas monolitológicas lávicas (**BrRI**), que suprayacen a las litofacies descritas, que afloran a ambos lados del río Deseado (Fig. 2.187) .

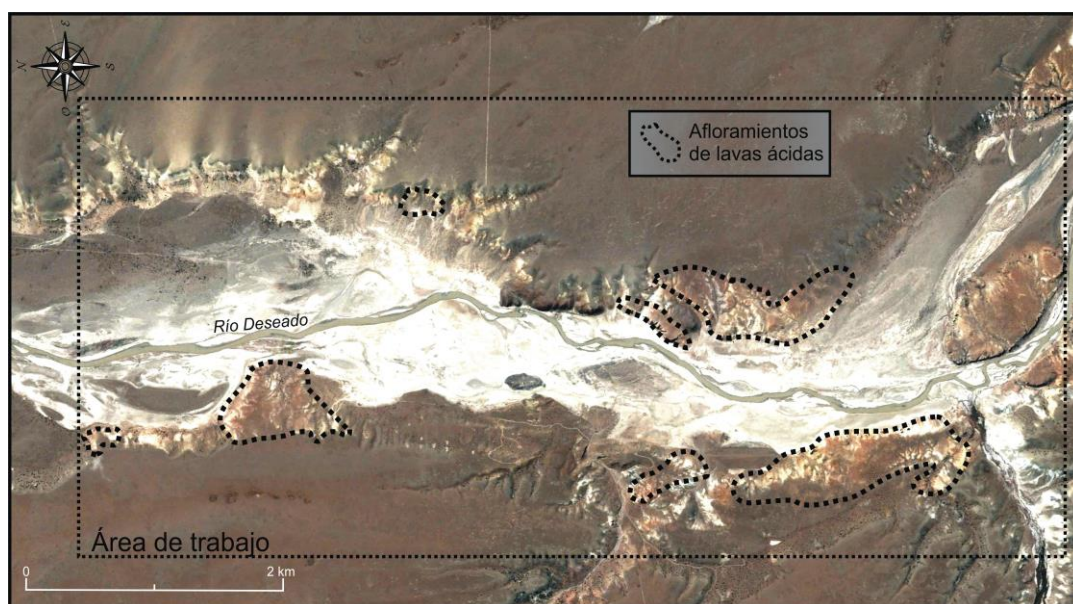


Figura 2.187. Ubicación de las lavas ácidas sobre una imagen satelital de *Google Earth*.

**2.3.2.1.4.a. Riolita coherente foliada (cfR):** Se presenta como cuerpos elongados irregulares de moderada a alta potencia (30 – 60 m), de riolitas porfíricas con marcada foliación de flujo (Fig. 2.188), que integran junto a las litofacies lávicas **cfDR** y **BrRI**, potentes cuerpos lávicos globosos de alta relación de aspecto (superficie lateral:espesor < 10). Se asocia con la litofacies **cfDR**, aunque con menor grado de desvitrificación. La foliación de flujo se presenta en posiciones subverticales a subhorizontales, reconocible por bandas de coloraciones contrastantes (Fig. 2.189) o similares, que exhibe plegamientos de flujo disarmónicos. Los cuerpos lávicos poseen foliaciones de flujo vertical con rumbo dominante NO-SE (azimut: 340°), lo que cual es coincidente con la mayor elongación de estos.

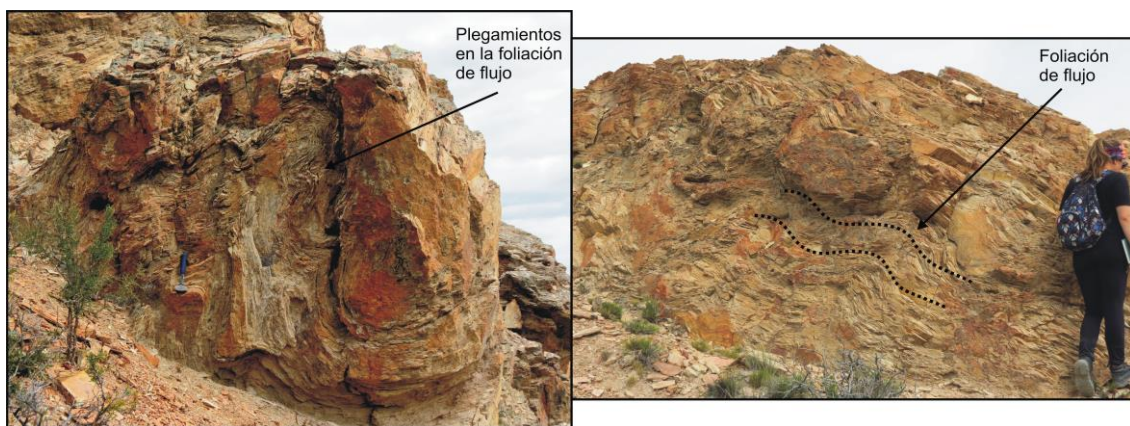


Figura 2.188. Afloramientos de la litofacies cfR con una marcada foliación de flujo y plegamientos disarmónicos. Un martillo de escala en la foto superior.



Figura 2.189. Muestra de la litofacies cfR con fuerte foliación de flujo, marcada por bandas de distinta coloración, y escaso contenido cristalino. Abreviaturas en la pag. 171.

Litológicamente corresponden a fenoriolitas de textura microporfírica a porfírica compuestas por fenocristales de cuarzo, sanidina, biotita, escasa plagioclasa y circón

como mineral accesorio, englobados en una pasta foliada con desvitrificación heterogénea, en la cual se reconocen finas bandas de flujo con textura granofírica y otras de textura felsítica (Fig. 2.190).



Figura 2.190. Microfotografía de la litofacies cfR con una marcada foliación de flujo y escasa cantidad de microfenocristales de sanidina y biotita. En pasta foliada se identifican variaciones del grado de desvitrificación (alternancia de bandas de textura granofírica y felsíticas). Abreviaturas en la pag. 171.

**Interpretación (cfR):** La intensa foliación de flujo es producida por contrastes de viscosidad generados por diferencias en el contenido de agua magmática y volátiles, lo cual se ve reflejado en los diferentes grados de desvitrificación de la pasta (Seaman *et al.*, 2009).

**2.3.2.1.4.b. Riolita coherente foliada altamente desvitrificada (cfdR):** Afloramientos de moderada potencia (20-40 m) y geometrías irregulares de riolitas porfíricas foliadas con estructuras de desvitrificación macroscópicas que constituyen más del 30% del volumen total. Se presenta tanto como afloramientos de hasta 40 metros de espesor (Fig. 2.191), o bien como bandas delgadas intercaladas con la litofacies (cfR), en cuerpos lávicos de geometría globosa (Fig. 2.192).

Litológicamente se clasifican como fenoriolitas porfíricas compuestas por fenocristales de cuarzo, sanidina y biotita englobados en una pasta afanítica a microgranosa con abundantes esferulitas y litofisas. Bajo el microscopio se observa que las litofisas presentan sus paredes tapizadas de cristales silíceos bien desarrollados, el cual de acuerdo a sus propiedades ópticas (índice de refracción inferior al balsamo) correspondería a tridimita (?), mientras que las esferulitas se presentan como estructuras cerradas con crecimiento fibroso radial interno (Fig. 2.193)

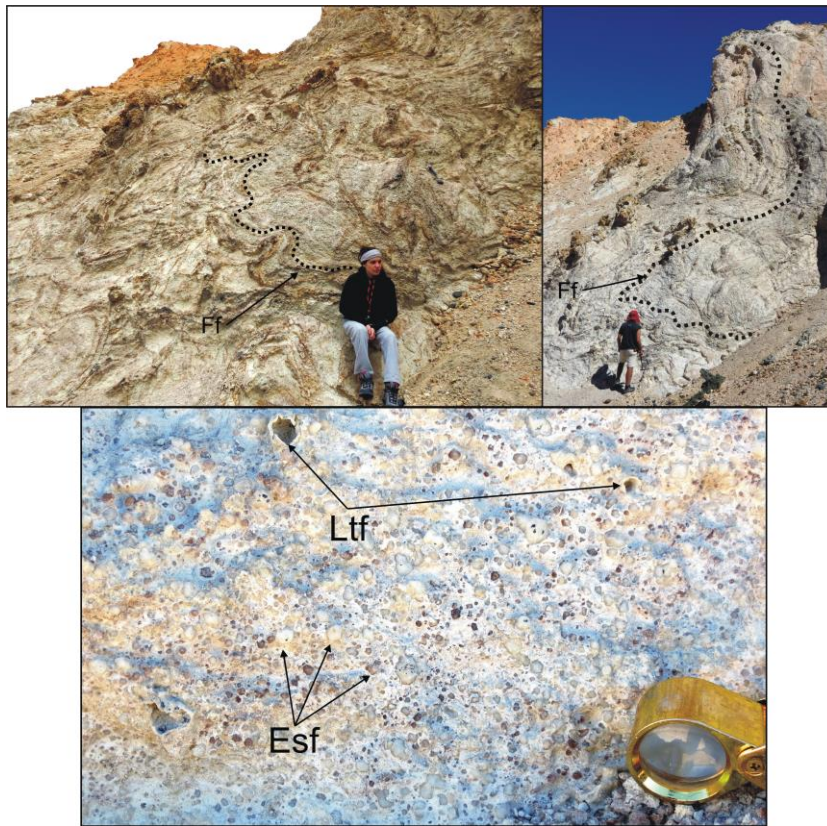


Figura 2.191. Arriba: Afloramientos de la litofacies cfDR. Abajo: Detalle de la litofacies con abundantes esferulitas y litofisas. Abreviaturas en pag. 171.

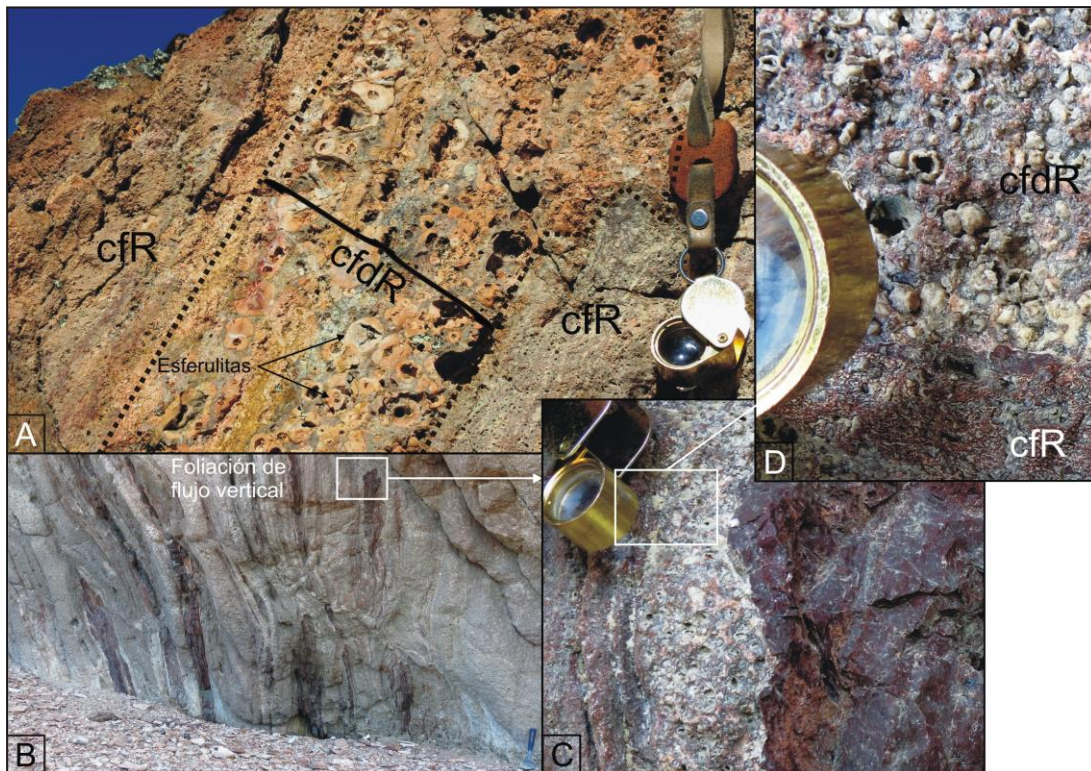


Figura 2.192. A. Bandas foliadas de alta desvitrificación (cfDR) alternadas con bandas foliadas no desvitrificadas macroscópicamente (cfR). B. Afloramiento de cuerpo lávico con foliación de flujo magmático vertical en donde se observan bandas de alta desvitrificación (detalladas en C y D) y bandas no desvitrificadas.

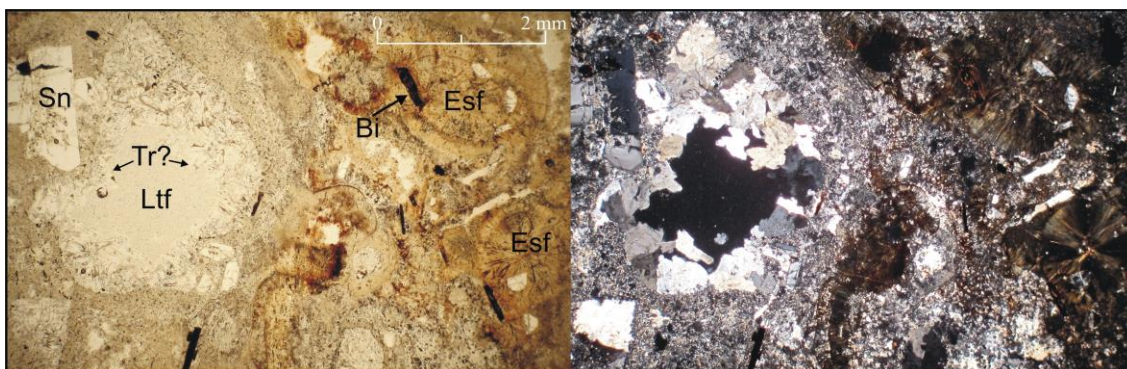


Figura 2.193. Microfotografía de la litofacies cfDR, en donde se observan litofis tapizadas de tridimita(?) y esferulitas cerradas. Abreviaturas en la pag. 171.

Por otra parte, son frecuentes las venillas que irradian desde las litofis, las cuales están rellenas de un mineral silíceo (tridimita?) (Fig. 2.194).

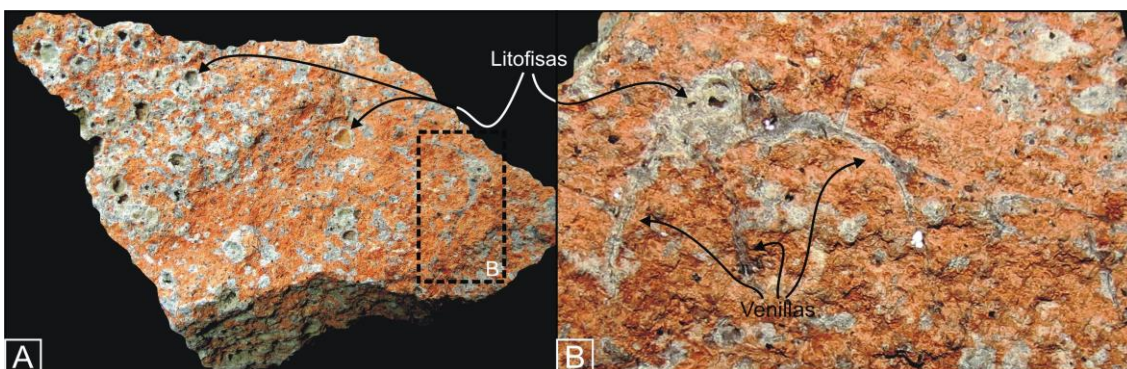


Figura 2.194. A. Muestra de roca de la litofacies cfDR, en donde se observa una gran cantidad de litofis. B. Detalle de venillas silíceas que irradian desde una litofisa.

**Interpretación (cfDR):** La intensa desvitrificación de esta litofacies permite interpretar una eficiente capacidad de retención de calor, que mantuvo una temperatura superior a los 400° durante un tiempo prolongado (Castro *et al.*, 2008; Watkins *et al.*, 2009), como así también la presencia de agua magmática que favorece el proceso. Dichas condiciones permitieron la transformación del vitrófiro original en una roca con > 30% de esferulitas y litofis.

Por otra parte, las venillas silíceas que irradian desde las litofis se interpretan como producida por la expansión adiabática del vapor de agua producido por desvitrificación (Riehle, 2015), el que fractura y rellena la roca.

**2.3.2.1.4.c. Brecha riolítica monolitológica lávica (BrRI):** Esta litofacies aparece en los sectores superiores de cuerpos lávicos mayores de geometría globosa y elongados, vinculada espacialmente con las litofacies descritas previamente **cfR** y **cfDR**.

Corresponde a una brecha compuesta por clastos riolíticos foliados rodeados de una pasta afanítica. La totalidad de los clastos poseen composiciones y texturas idénticas, y sus morfologías son fragmentales (Fig. 2.195).

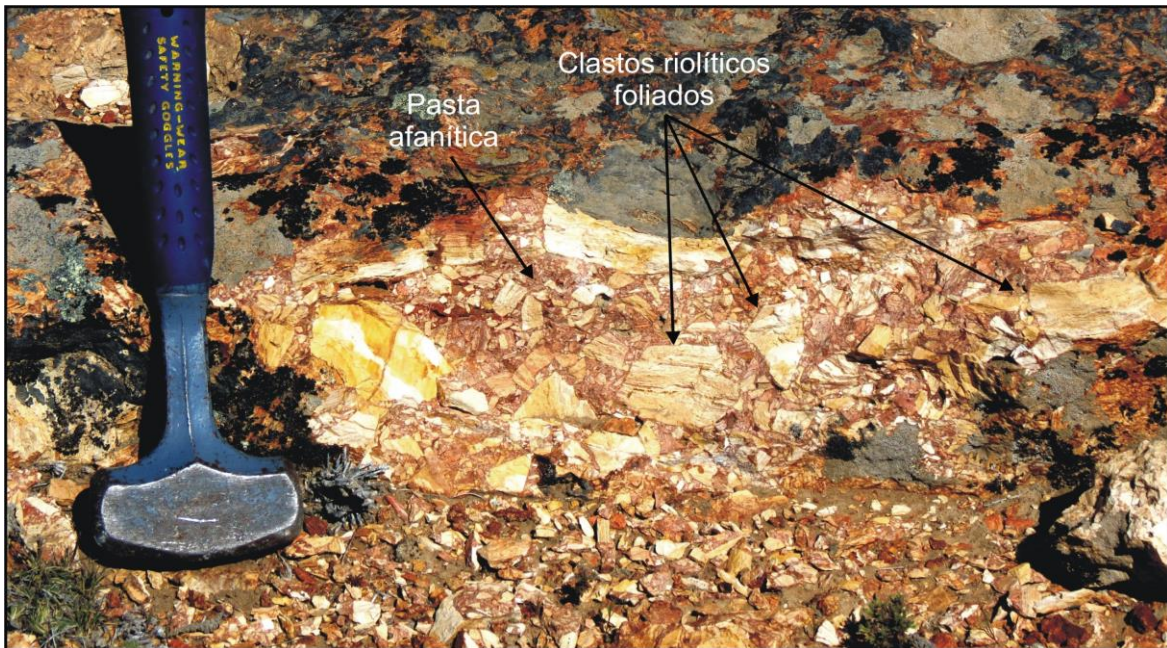


Figura 2.195. Afloramiento de brecha riolítica monolitológica en la parte superior de un cuerpo lávico globoso.

**Interpretación (BrRI):** se interpretan como autobrechas producto del crecimiento por inflación de los cuerpos lávicos. Durante el crecimiento, las paredes externas frías del cuerpo se “craquelan” y los fragmentos son englobados por nuevos aportes de magma, en coherencia con la ubicación periférica de esta litofacies en los cuerpos lávicos.

**2.3.2.1.4.d. Riolita coherente foliada vitrofírica (cfvR):** cuerpo riolítico mantiforme de baja potencia (3 – 10 m) y baja relación de aspecto (superficie lateral:espesor > 10), aflorante a ambos lados del río Deseado, cubriendo facies de ignimbritas al costado de un cuerpo lávico globoso. Son fenoriolitas de textura microporfírica con foliación de flujo subhorizontal centimétrica y milimétrica, con microfenocristales de cuarzo y sanidina inmersos en pasta vítrea (Fig. 2.196).

**Interpretación (cfvR):** La geometría mantiforme del depósito, la baja relación de aspecto < 10 (Hildreth *et al.*, 1999) y la foliación de flujo horizontal permite interpretarlo como una colada lávica riolítica que cubre depósitos piroclásticos, la que se vincula lateralmente con cuerpos lávicos.

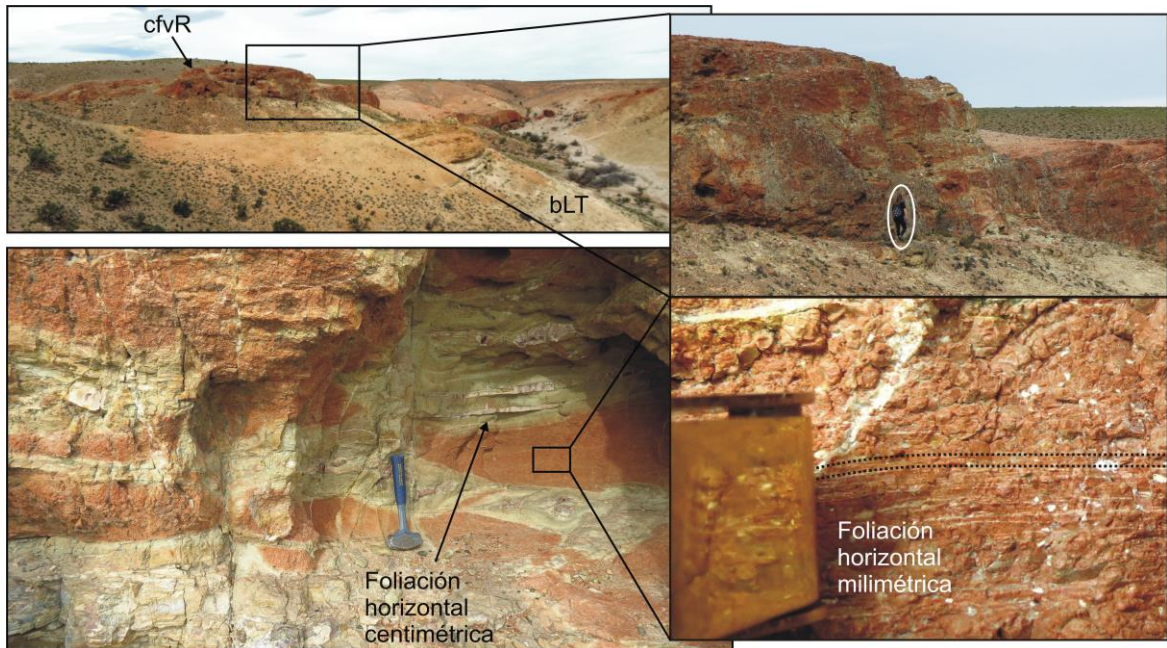


Figura 2.196. Afloramiento mantiforme de la litofacies cfvR. Se detalla la foliación de flujo centimétrica y milimétrica subhorizontal. Una persona de escala.

### 2.3.2.1.5. Depósitos de flujos de bloques y cenizas

Bajo esta clasificación genética se describe la litofacies **BrRM**, de escasa representación en la zona de trabajo y ubicada en el sector sur-este del área, entre dos cuerpos lávicos globosos mayores (Fig. 2.197).

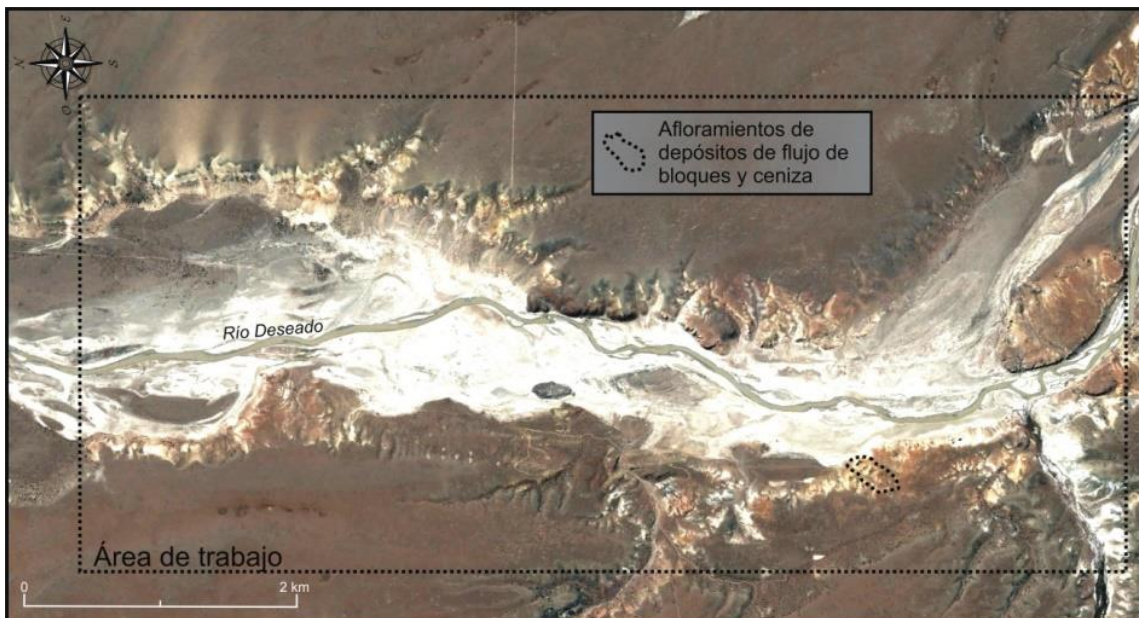


Figura 2.197. Ubicación de los afloramientos de flujos de bloques y ceniza sobre una imagen satelital de *Google Earth*.

**2.3.2.1.5.a. Brecha riolítica monolitológica (BrRM):** Niveles de moderada potencia (20-40 m) de brechas monomíticas mal seleccionadas clasto a matriz sostén, compuestas por clastos angulosos de composición riolítica foliados (entre 0,5 – 40 cm), englobados en una matriz tamaño ceniza (Fig. 2.198). Presenta una gradación normal con disminución en el tamaño de clastos hacia el techo e incremento relativo del contenido de matriz.

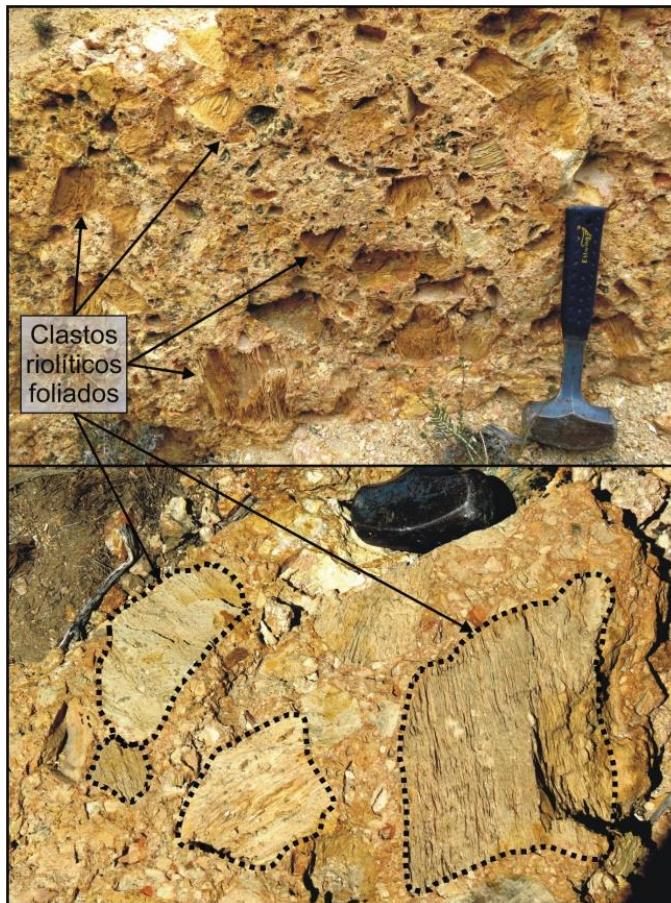


Figura 2.198. Depósito de la litofacies BrRM. Se observan clastos riolíticos foliados de diversos tamaños inmersos en una matriz de tamaño ceniza.

En sección delgada se destaca el carácter monomítico de la brecha y la existencia de cristales de cuarzo intraclastos (Fig. 2.199).

**Interpretación (BrRM):** En base a la textura brechosa, al carácter monomítico y a la similitud de los clastos con afloramientos circundantes de cuerpos lávicos, se lo considera como un depósito de flujo de bloques y ceniza, los que pueden generarse a partir del derrumbe parcial o total de un cuerpo lávico tipo domo, la desintegración del frente de flujos de lava viscosa en superficies muy inclinadas o bien por el colapso de una columna eruptiva (Sarocchi, 2007 y citas incluidas). Para el caso estudiado, la semejanza litológica de los fragmentos con cuerpos lávicos de geometría globosa circundantes sugiere un origen a partir del colapso gravitatorio de estos, lo que permite

clasificar al depósito de bloques y ceniza como de tipo Merapi (Sato *et al.*, 1992). Los sectores basales del depósito, con mayor tamaño de bloques y un carácter clasto sostén, conformarían la sección denominada avalancha proximal de este tipo de depósitos, mientras que la sección superior, matriz sostén, la porción de avalancha basal (Fig. 2.200) (Sarocchi, 2007 y citas incluidas).

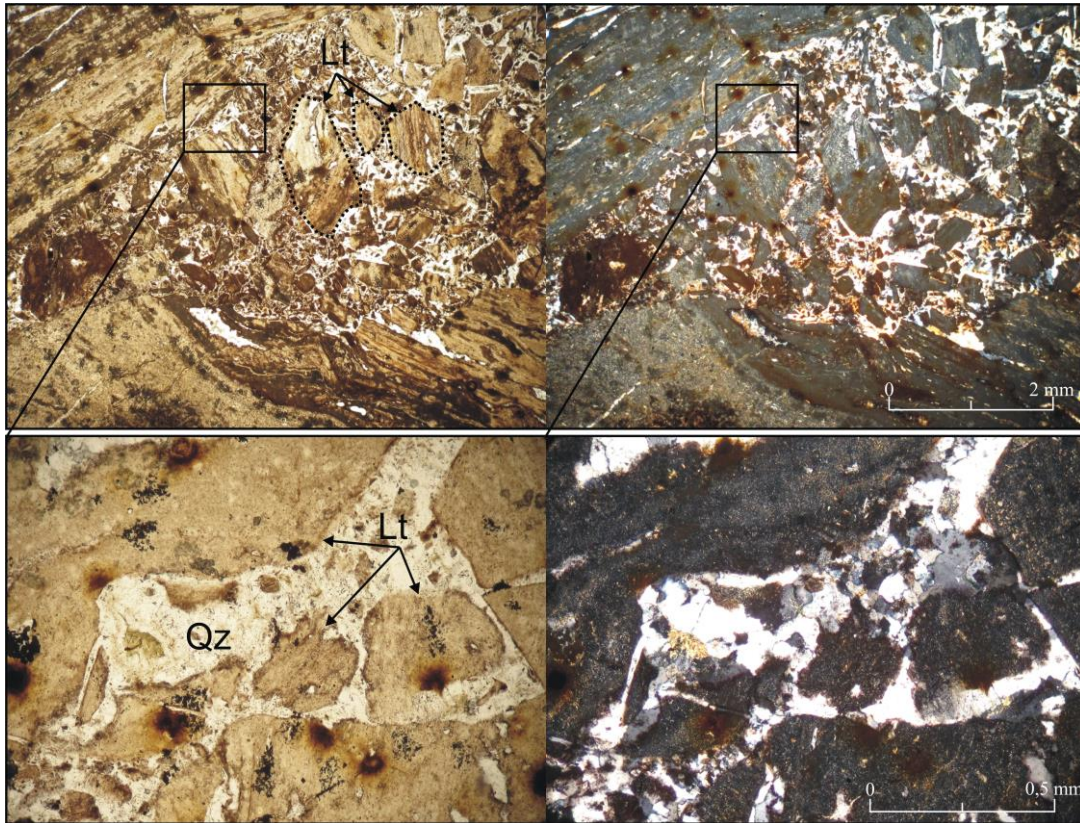
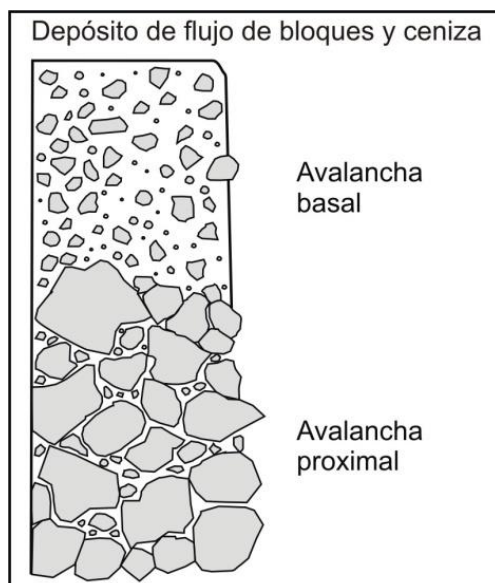


Figura 2.199. Microfotografía de la litofacies BrRM, en la que se observa el carácter brechoso y monolítico con la cristalización de cuarzo entre los litoclastos. Abreviaturas en pag. 171.



Por otra parte, este tipo de depósitos reportan temperaturas entre 250° y 800°C, en general >600°C (Sarocchi, 2007 y citas incluidas), y un contenido variable de volátiles que podrían haber depositado el cuarzo intraclasto. .

Figura 2.200. Porciones del depósito de bloques y ceniza (Tomado de Sarocchi, 2007).

### 2.3.2.1.6. Sistemas hidrotermales

Se han reconocido algunos sistemas de vetas hidrotermales menores de cuarzo, emplazados en depósitos de caída piroclástica e ignimbríticos, en proximidades de cuerpos lávicos en facies de **cfR**, sobre el margen este del río Deseado (Fig. 2.201). Estas estructuras hidrotermales tienen espesores máximos de 50 cm y longitudes aflorantes de hasta 30 metros, asociados con rocas que evidencian un grado leve de alteración argílica.

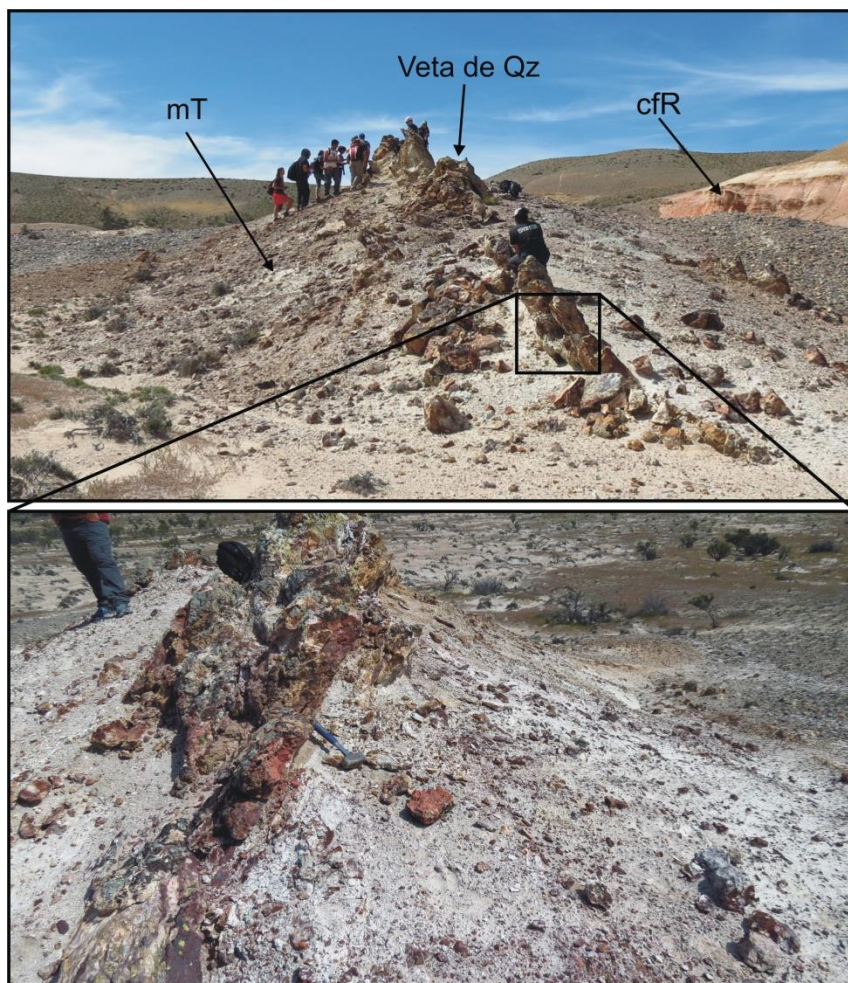


Figura 2.201. Veta de cuarzo emplazada en facies piroclásticas de caída con alteración argílica, en proximidades de un cuerpo lávico en facies cfR en el margen este del río Deseado.

### 2.3.2.1.7. Otras unidades aflorantes

El contexto geológico de la comarca se completa con unidades que infra o suprayacen a las volcanitas, las cuales corresponden al Complejo Río Deseado (Viera y Pezzuchi, 1976), Grupo Río Chico (Raigemborn *et al.*, 2010.) y Formación La Avenida (Panza, 1982.).

La primera unidad conforma el basamento (ver sección de geología regional del Macizo del Deseado) y se compone de rocas metamórficas de bajo a mediano grado, de

protolito sedimentario marino y metamorfizadas en el silúrico (Viera y Pezzuchi, 1976; Pankhurst *et al.*, 2003; Fracchia y Giacosa, 2006). De acuerdo a Fracchia y Giacosa (2006), estas rocas basamentales presentan una fuerte estructuración paleozoica con desarrollo de pliegues, corrimientos, fallas inversas, zonas de cizalla, etc., con un rumbo NNO-SSE dominante (Fig. 2.202). Esta deformación paleozoica serían producto de la fase orogénica Famatiniana, que habría estructurado la región del Macizo del Deseado con rumbo N-S a NNO-SSE (Heredia *et al.*, 2016).

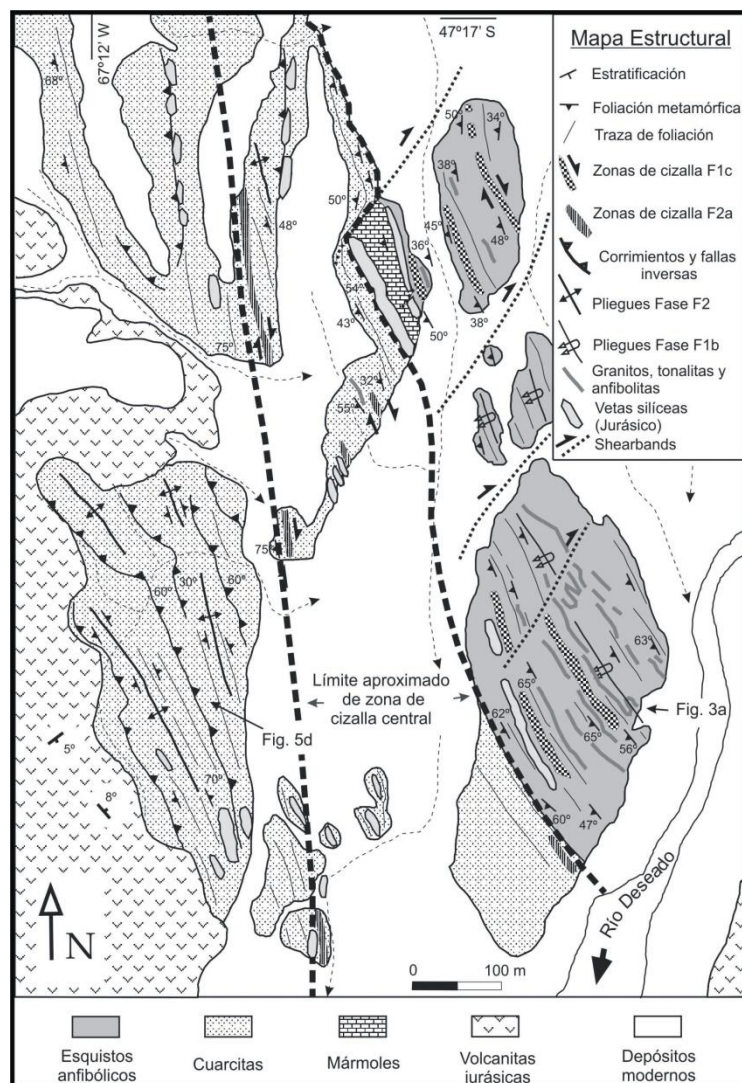


Figura 2.202. Mapa estructural de las rocas basamentales del Complejo Río Deseado en la estancia Tres Hermanas. Tomado de Fracchia y Giacosa (2006).

La estructuración produce una fábrica metamórfica (esquistosidad y foliación metamórfica) con azimuth  $330^\circ$  y  $340^\circ$  (Fig. 2.203).

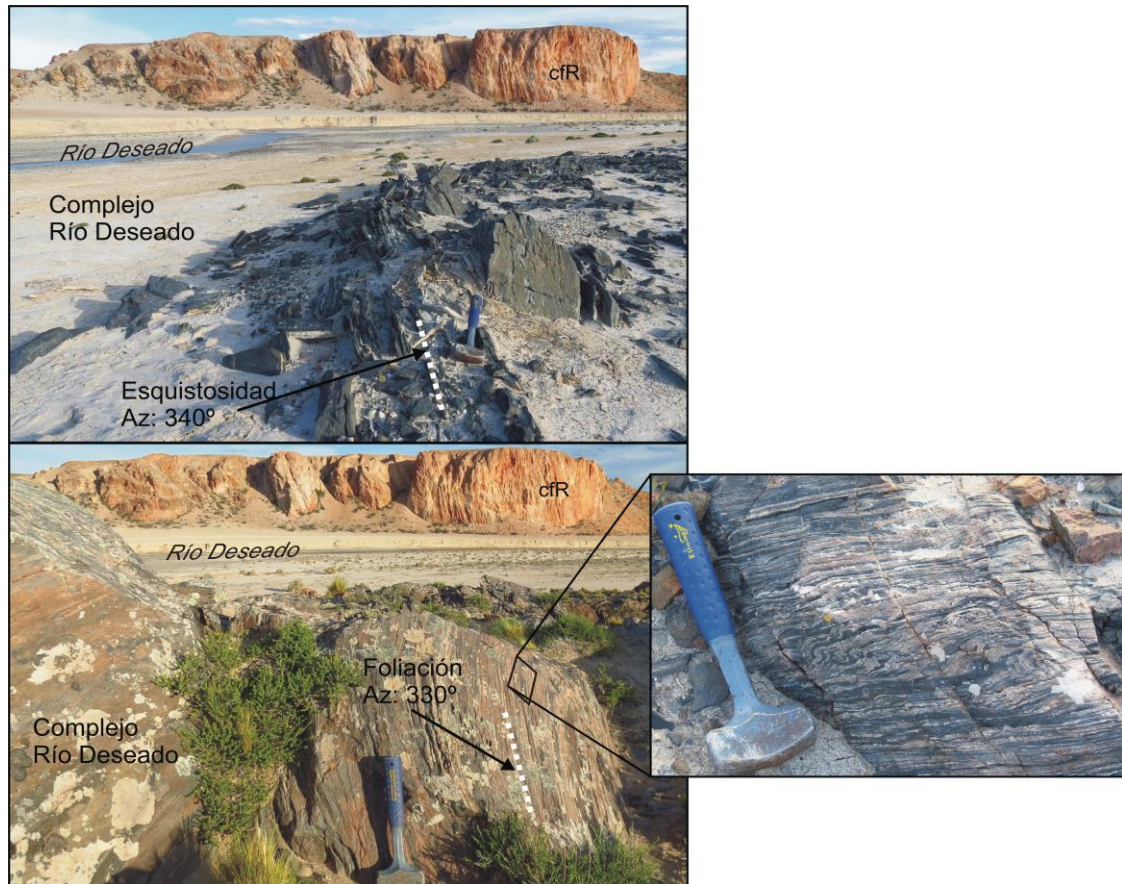


Figura 2.203. Afloramientos del Complejo Río Deseado con fábrica metamórfica con azimuth 330° a 340° (NNO). Al fondo litofacies lávicas jurásicas.

El Grupo Río Chico aflora en la porción norte del área de trabajo y muestra una disminución progresiva del espesor hacia el sur, con una geometría en cuña hasta la desaparición de la unidad en el sector central (Fig. 2.204). Corresponden a depósitos de ambientes fluviales (Raigemborn *et al.*, 2010 y citas incluidas) que cubren con contacto erosivo a facies piroclásticas de caída de la litofacies mT, incorporando fragmentos (Fig. 2.205).

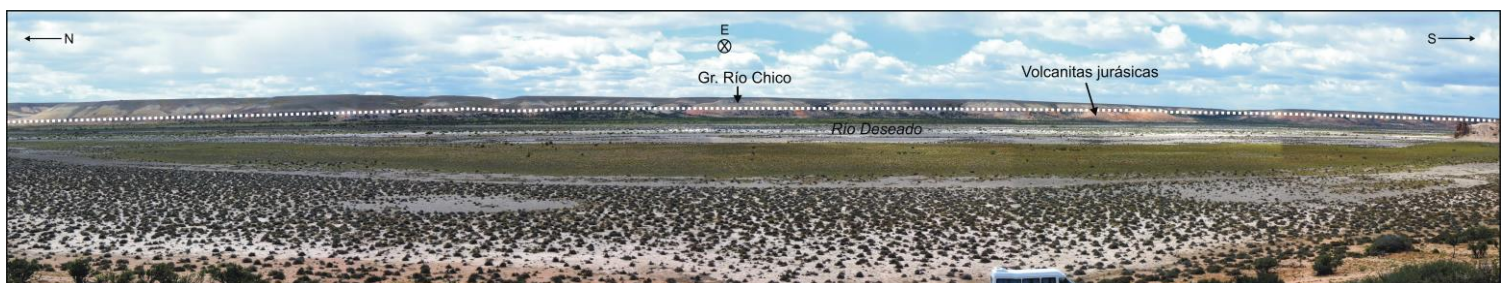


Figura 2.204. Imagen panorámica hacia el Este, en donde se observa la reducción progresiva del espesor del Gr. Río Chico hacia el sur.

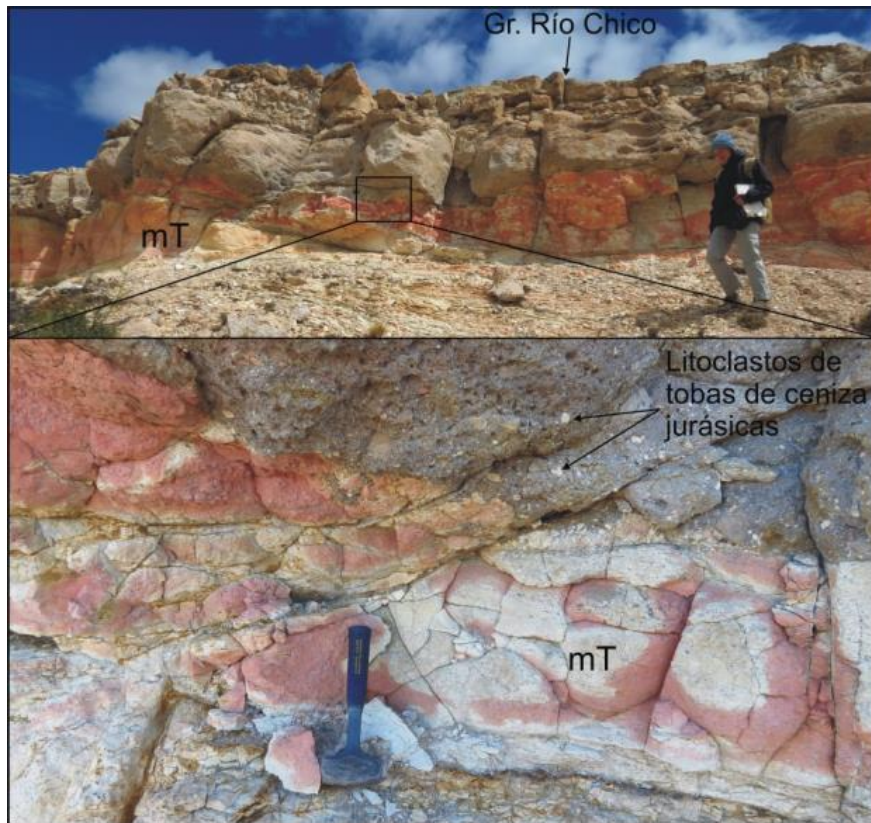


Figura 2.205. Grupo Río Chico suprayaciendo a los niveles de tobas de ceniza de la litofacies mT. Se observan litoclastos de la unidad inferior incorporados en la unidad suprayacente.

Coronan la estratigrafía del sector niveles de gravas arenosas depositadas en ambientes fluvio-glaciales pertenecientes a la Formación La Avenida (Panza, 1982 entre otros), con generación de relieves mesetiformes.

### 2.3.2.2. Asociaciones de litofacies

La vinculación espacial recurrente de litofacies permite crear dos asociaciones de litofacies denominadas asociación 1 y 2, con el objetivo de analizar los procesos genéticos que les dieron origen.

#### *Asociación de litofacies 1*

Agrupar a las litofacies lávicas **cfR**, **cfDR** y **BrRI**, las cuales integran cuerpos lávicos de geometrías globosas y elongadas (alta relación de aspecto: superficie lateral:espesor < 10). La mayor parte del volumen rocoso de estos cuerpos pertenece a las litofacies **cfR** y **cfDR**, mientras que **BrRI** se presenta sólo en el techo. Espacialmente se presentan con morfologías elongadas con rumbo predominante NO-SE (Azimut: 340°) y en lo que respecta a su génesis, esta respondería a efusiones lávicas de alta viscosidad que sellan

conductos eruptivos elongados fisurales. En base a sus relaciones de aspecto son interpretados como domos riolíticos (Hildreth *et al.*, 1999) (Fig. 2.206).

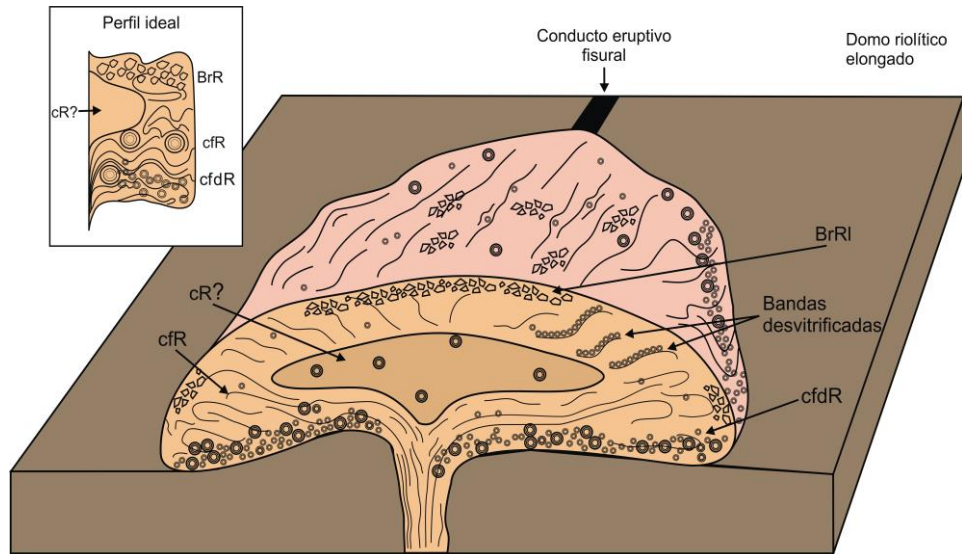


Figura 2.206. Esquema de la asociación de litofacies 1. Cuerpos dómicos de alta relación de aspecto y elongados, que sellarían los conductos eruptivos fisurales.

En forma local, el crecimiento por inflación de los domos deforman las rocas del entorno, como es el caso de un domo riolítico de rumbo NO-SE (Azimut: 340°) que inclina facies ignimbríticas y lávicas al este del río Deseado (Fig. 2.207).

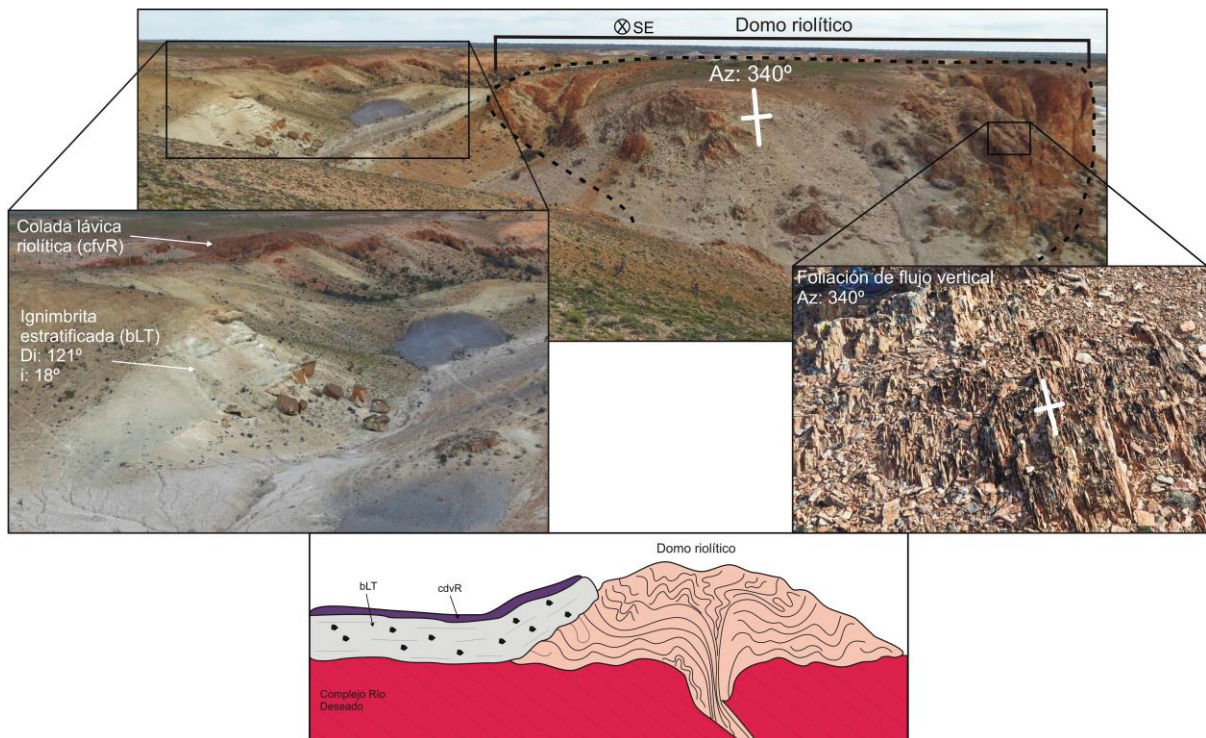
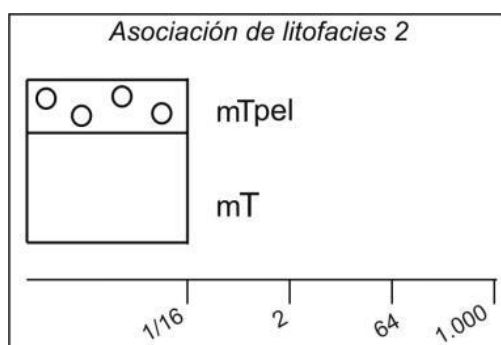


Figura 2.207. Arriba: Domo riolítico elongado en dirección NO-SE al este del río Deseado provocando una deformación de las litofacies piroclásticas. Abajo: Esquema de las relaciones de contacto.

### *Asociación de litofacies 2*

Agrupar a las litofacies piroclásticas mT y mTpel, las cuales se vinculan espacialmente como paquetes de tobas de ceniza maciza de hasta 43 metros de potencia. Siempre la litofacies mT, de mayor potencia, subyace a la litofacies mTpel, y sus afloramientos principales se ubican en sector norte del área de trabajo (Fig. 2.208).

La génesis de estos depósitos se vincularía con la acumulación subaérea de ceniza de caída directa proveniente de la pluma de dispersión de columnas eruptivas generadas por erupciones plinianas a subplinianas del entorno, sin retrabajo de ambientes sedimentarios acuosos. A menudo, la humedad del ambiente o la atracción electroestática genera la acreción de ceniza y da origen a pellets acrecionales de tipo AP2 (Brown *et al.*, 2012 y citas incluidas).



electroestática genera la acreción de ceniza y da origen a pellets acrecionales de tipo AP2 (Brown *et al.*, 2012 y citas incluidas).

Figura 2.208. Asociación de litofacies 2 integrada por las litofacies de tobas de ceniza mT y mTpel.

### **2.3.3. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL**

No fueron reconocidas estructuras (fallas, pliegues, etc.) que afecten a las rocas volcánicas jurásicas en el área de estancia Tres Hermanas, sin embargo, el rumbo dominante NNO-SSE de los cuerpos dómicos elongados y su foliación de flujo magmático vertical, permite inferir un control tectónico en su emplazamiento. Esto reflejaría la existencia de una debilidad cortical con dicho rumbo aprovechada por los conductos eruptivos fisurales que extruyeron las facies lávicas intermedias, luego las piroclásticas y por último, las lávicas ácidas.

### **2.3.4. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA LOCAL Y MAPA GEOLÓGICO**

Sobre la base de los datos expuestos, se ha elaborado la columna estratigráfica local y el mapa geológico del área de trabajo (Figs. 2.209 y 2.210). La columna asume las relaciones de yacencia debido a la falta de contacto directo entre algunas de las litofacies. Se considera que la ignimbrita de bajo grado (litofacies bLT) se encuentra subyaciendo a la de moderado a alto grado (emLT) por a su mayor contenido en litoclastos del basamento paleozoico, sobre el que se apoya directamente.

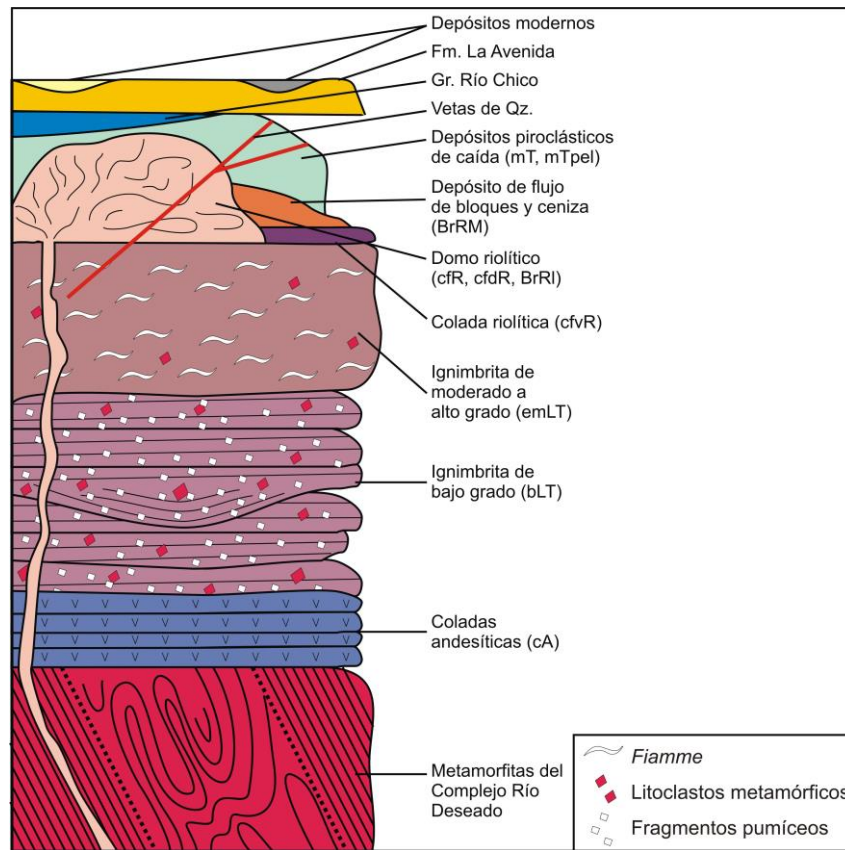


Figura 2.209. Columna estratigráfica idealizada del área de estancia Tres Hermanas.

El mapa geológico muestra unidades de mapeo que responden a una categorización genética, las cuales incluyen grupos de litofacies, litofacies de escala mapeable y asociaciones de litofacies (Tabla 2.5).

Litofacies	Unidad de mapeo
cA	Coladas andesíticas
bLT	Ignimbrita de bajo grado
emLT	Ignimbrita de moderado a alto grado
mT, mTpel	Depósitos de caída piroclástica
cdvR	Colada riolítica
cfR, cfdR, BrRI	Domos riolíticos
BrRM	Depósito de flujo de bloques y ceniza

Tabla 2.5. Tabla de correlación entre litofacies y unidades de mapeo.

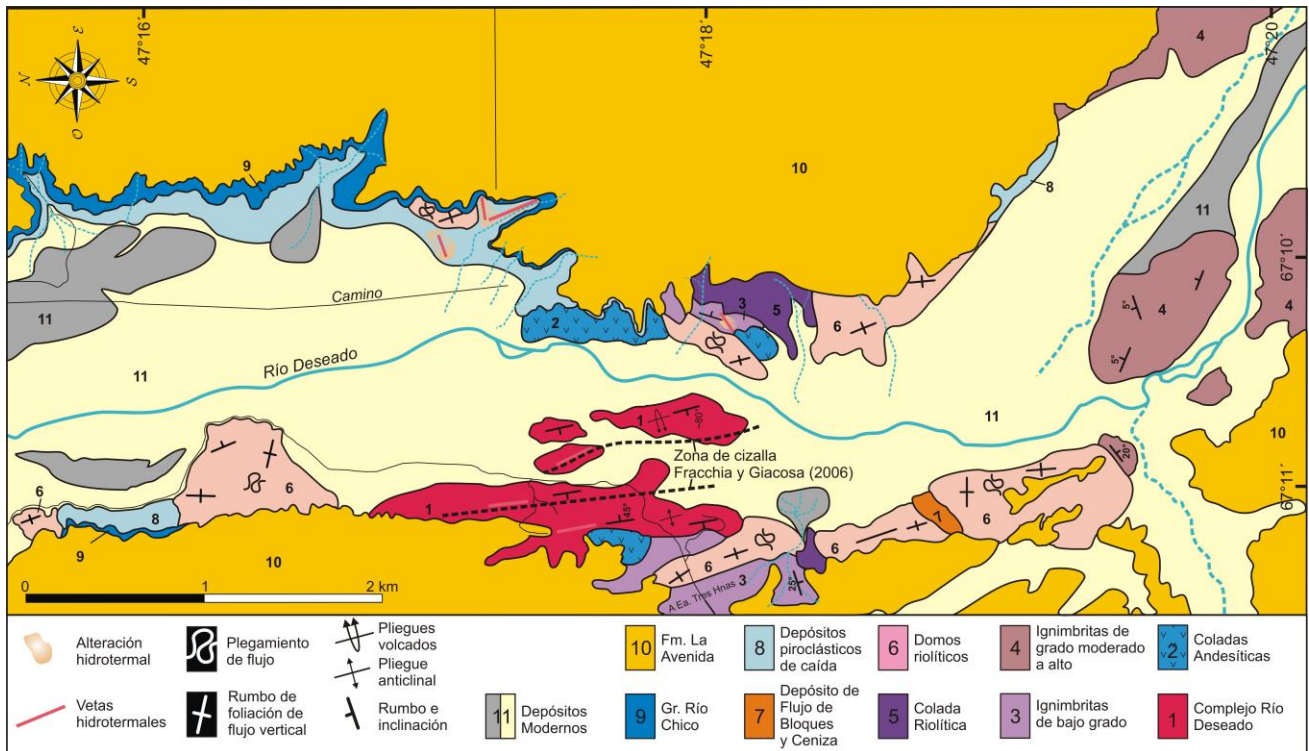


Figura 2.210. Mapa geológico del área de la estancia Tres Hermanas (norte a la izquierda).

Del mapa geológico se destaca la existencia de un gran volumen de facies lávicas, tanto de composición intermedia como ácida, que permiten sugerir la existencia de un centro eruptivo en el área. Las lavas intermedias fueron eruptadas en primer término y conformaron las primeras evidencias de volcanismo jurásico del sector; luego fueron sucedidas por depósitos piroclásticos ácidos que formaron parte de un episodio volcánico que culminó con la extrusión e intrusión de cuerpos lávicos riolíticos.

Las morfologías elongadas de los cuerpos dómicos evidencian la existencia de conductos eruptivos fisurales de rumbo NNO-SSE (Az:  $\sim 320-340^\circ$ ), semejante a la estructuración de las rocas paleozoicas del basamento metamórfico. Esto sugiere un control sobre el emplazamiento y erupción de los magmas.

Asimismo, se observa una correspondencia del rumbo actual del río Deseado con la estructuración paleozoica. Actualmente el curso del río posee un recorrido de rumbo ESE (azimut:  $\sim 285^\circ - 278^\circ$ ), desde su nacimiento en el Lago Buenos Aires hasta una región ubicada aproximadamente a 20 km al NE del área de estancia Tres Hermanas, en donde sufre una fuerte inflexión hacia el sureste y toma una dirección general similar a la estructuración del basamento metamórfico (azimut general del río:  $\sim 330^\circ$ ; azimut general del basamento:  $\sim 330 - 340^\circ$ ) (Fig. 2.211). Esto permite sugerir un control

estructural del curso del río Deseado hacia el sureste en este sector, como fue sugerido por Giacosa *et al.* (1998).

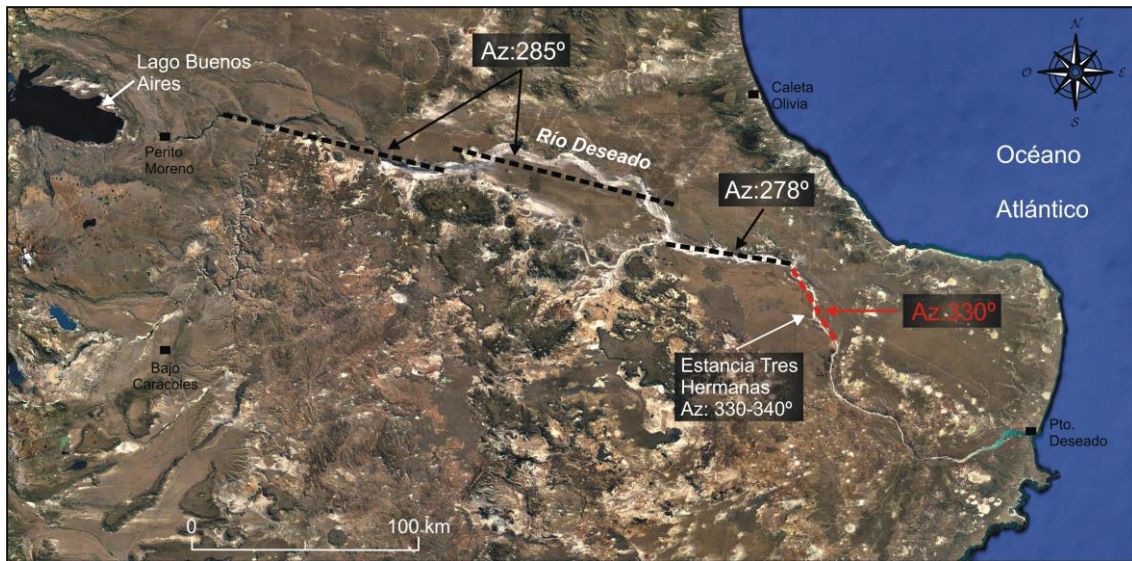


Figura 2.211. Imagen satelital tomada de *Google Earth* en la que se indican los azimut del curso actual del río Deseado y el de la estructuración de las rocas del basamento metamórfico de la estancia Tres Hermanas. En rojo se resalta el azimut del curso del río Deseado en la región estudiada y alrededores, el cual estaría controlado estructuralmente (Az: 330°).

### 2.3.5. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA/VOLCANOLÓGICA DEL ÁREA DE LA ESTANCIA TRES HERMANAS

Sobre la base del mapeo geológico con discriminación de litofacies de la zona de la estancia Tres Hermanas, se propone la existencia de un centro eruptivo jurásico en el área, desarrollado sobre el basamento metamórfico, por el cual se extruyeron las rocas lávicas intermedias (andesitas), posteriormente las rocas piroclásticas ácidas y por último los cuerpos dómicos riolíticos que sellaron los conductos eruptivos.

El estilo eruptivo de las coladas andesíticas responde a emisiones efusivas en las que se reconocen posibles indicios de procesos de mezcla de magmas que pudieron haber actuado potencialmente como disparadores de las erupciones (Murphy *et al.*, 2000). Por el lado de las rocas ácidas, la presencia de depósitos piroclásticos tanto de bajo como de moderado a alto grado, que sugieren un origen vinculado a corrientes de densidad piroclástica generadas por erupciones de tipo plinianas y por erupciones de tipo fontana baja sostenida respectivamente, indica la coexistencia en el área de ambos estilos eruptivos. Esto marca una diferencia con la región de Paso Gregores (PG), donde se reconocen mayormente erupciones de tipo fontana sostenida o *boiling over*. Por último el estilo eruptivo volvió a ser efusivo durante la extrusión/intrusión de los cuerpos

lávicos riolíticos (domos/criptodomas y coladas) que culminan el volcanismo del sector. El primer cambio de estilo eruptivo desde efusivo a explosivo respondería esencialmente a un incremento en la tasa de fragmentación magmática, que si bien puede originarse por diversos factores tales como la composición del magma (Wilson *et al.*, 1980; entre otros), la tasa de descompresión (Alidibirov y Dingwell, 1996; Yamamoto *et al.*, 2008; Cashman y Scheu, 2015; entre otros), permeabilidad del magma, la viscosidad (Cashman y Scheu, 2015; entre otros), eficiencia de la desgasificación (Cassidy *et al.*, 2018), etc., se debería al importante cambio composicional del magmatismo. Inicialmente las erupciones efusivas de baja viscosidad fueron de composición andesítica con escasa a nula fragmentación magmática y una eficiente desgasificación, mientras que las erupciones explosivas subsiguientes corresponden a magmas riolíticos altamente viscosos y con importante fragmentación (Wilson *et al.*, 1980; entre otros). Con respecto al segundo cambio de estilo eruptivo, de explosivo a efusivo, se debería a un aumento en la viscosidad del magma remanente debido a la importante pérdida de volátiles sucedida durante las erupciones explosivas previas (Cassidy *et al.*, 2018 y citas incluidas).

Por otra parte y marcando otra diferencia con PG, no fueron reconocidas litologías que indiquen la presencia de un colapso caldérico en la zona. Esto podría vincularse tentativamente a una localización más profunda de la cámara magmática, lo cual se traduce en un aumento del espesor cortical sobre ésta, y por ende del volumen necesario de magma a extruir para iniciar el colapso (Geyer *et al.*, 2006).

Un aspecto coincidente con el área de PG lo conforman las morfologías elongadas de los cuerpos dómicos con un rumbo preferencial, que sugieren un mecanismo eruptivo fisural del volcanismo jurásico controlado tectónicamente con dirección dominante, en este caso, NNO-SSE. En este sentido, la correspondencia entre estas fisuras jurásicas con la estructuración del basamento metamórfico aflorante en el área generada en el Silúrico (Fracchia y Giacosa, 2006), permite proponer la existencia de un control tectónico del volcanismo jurásico heredado de la orogenia Famatiniana en tiempos eo-paleozoicos (Heredia *et al.*, 2016), lo cual es compatible con el control paleozoico de la tectónica jurásica propuesto por Giacosa *et al.* (2010).

Por ultimo, es importante destacar dos aspectos: por un lado la estrecha vinculación espacial y temporal entre los sistemas hidrotermales con los cuerpos dómicos, repitiendo lo observado en el área de PG, que sugiere una vinculación genética; y por otro la relación de contacto directa entre las facies ignimbríticas sobre las rocas del

basamento paleozoico. Esto permite postular la existencia de un importante proceso de exhumación ocurrido entre el Silúrico-Devónico y el Jurásico Inferior para este sector oriental del Macizo del Deseado, en concordancia con la propuesta de Moreira *et al.* (2005), quienes sugieren que para el Devónico, las rocas del Complejo Río Deseado (CRD) se habrían encontrado aflorantes en el sector este del MD.

## *Capítulo 3*

# Geoquímica y petrogénesis

### 3. GEOQUÍMICA Y PETROGÉNESIS

#### 3.1. ORGANIZACIÓN DEL CAPÍTULO

Si bien las unidades objeto de este trabajo son las rocas volcánicas jurásicas del Complejo Volcánico Bahía Laura, se realizaron además análisis geoquímicos de la Formación La Leona por constituir la unidad magmática de mayor importancia que subyace inmediatamente a las volcanitas y, como se describió en el capítulo de Geología, por haberse encontrado evidencias de asimilación de esta unidad. Por lo tanto, en la primera parte de este capítulo se caracterizarán geoquímicamente ambas unidades (CVBL y Formación La Leona), con énfasis en las rocas volcánicas.

Luego se analizan aspectos petrogenéticos y geotectónicos de las unidades, como así también de las condiciones corticales en las que fueron emplazadas. Asimismo, se realizarán comparaciones geoquímicas que en primer lugar abarcan la región del Macizo del Deseado, para luego extenderse al resto de la Patagonia extra-andina.

#### 3.2. GEOQUÍMICA DEL COMPLEJO VOLCÁNICO BAHÍA LAURA (CVBL)

De esta unidad se llevaron a cabo catorce análisis geoquímicos de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras (58 elementos), de los cuales diez (10) corresponden al área de Paso Gregores (Fig. 3.1) y los cuatro (4) restantes al área de estancia Tres Hermanas (Fig. 3.2) (Tabla 3.1). Las facies ácidas son agrupadas bajo de la denominación de Fm. Chon Aike, mientras que las intermedias como Fm. Bajo Pobre. Las rocas analizadas corresponden a niveles lávicos y dómicos con baja alteración.

	Paso Gregores										Estancia Tres Hermanas			
	Chon Aike					Bajo Pobre					Chon Aike		Bajo Pobre	
	M 63	M 758	M 820	M 55	M 077-b	M 779	M 332-b	M 330-b	M 325-b	M 845	M 739	M 703-a	M 748-a	M 738
<b>SiO<sub>2</sub></b>	73.91	74.05	76.47	78.93	78.27	54.79	63.67	63.20	61.12	56.72	77.82	75.77	83.01	57.78
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.28	0.35	0.25	0.23	0.12	1.11	0.83	0.95	0.94	0.92	0.12	0.10	0.09	0.97
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	13.50	14.39	13.17	11.13	11.97	16.41	16.88	17.37	17.10	17.03	11.81	13.47	8.95	16.88
<b>FeO (t)</b>	1.93	1.99	1.31	1.92	1.08	9.73	5.18	5.51	6.10	9.27	1.71	1.51	1.54	8.70
<b>MnO</b>	0.04	0.05	0.07	0.04	<0.01	0.19	0.11	0.08	0.13	0.14	0.03	0.03	0.03	0.16
<b>MgO</b>	0.25	0.22	0.16	0.20	0.03	2.79	1.76	0.59	2.03	1.63	0.23	0.20	0.08	3.35
<b>CaO</b>	0.13	0.32	0.78	0.35	0.09	9.04	4.80	4.53	5.79	4.64	0.67	0.89	0.66	6.96
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.06	2.97	5.21	2.52	2.21	3.26	4.47	4.45	3.78	4.02	2.26	2.06	2.20	2.96
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8.87	5.64	2.57	4.65	6.22	1.59	2.10	2.95	2.63	5.05	5.30	5.95	3.42	1.88
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	1.09	0.36	0.38	0.38	0.59	0.03	0.02	0.02	0.43
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	<0.002	0.01	0.00	0.01	<0.002
<b>Ba</b>	1351	1389	669	1063	393	851	1193	1168	1177	1113	905	1041	755	844
<b>Ni</b>	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
<b>Sc</b>	5.000	9	6	4	3	20	14	14	15	20	2	3	1	18
<b>LOI</b>	1.1	1.5	6.4	1	0.8	4.6	2.3	2.6	4.3	4.8	1.2	8	0.8	1.9
<b>Sum</b>	99.88	99.88	99.86	99.92	99.94	99.77	99.76	99.79	99.77	99.79	99.93	99.91	99.96	99.76

	Paso Gregores										Estancia Tres Hermanas			
	Chon Aike					Bajo Pobre					Chon Aike		Bajo Pobre	
Be	4.00	2.00	6.00	3.00	2.00	<1	4.00	2.00	<1	4.00	<1	4.00	<1	1.00
Co	0.8	0.5	<0.2	1.1	0.6	17.2	25.6	7.9	11.0	18.2	1.7	1.7	0.8	19.3
Cs	21.3	3.2	85.4	5.4	2.6	3.7	40.2	12.3	5.0	2.9	2.3	187.6	2.7	21.9
Ga	15.3	16.6	16.4	11.4	11.3	18.1	17.7	17.7	17.7	18.1	11.9	13.6	8.0	16.7
Hf	7.0	9.4	9.1	6.0	3.4	4.0	8.3	7.4	6.5	4.4	3.3	4.0	2.7	4.0
Nb	14.4	17.1	19.5	12.9	12.9	6.1	10.2	10.8	9.3	6.8	7.6	11.0	5.6	6.0
Rb	411.2	141.9	349.4	160.5	269.9	26.6	151.5	88.9	64.5	176.6	177.0	136.3	119.6	51.3
Sn	3.00	6.00	3.00	1.00	2.00	1.00	2.00	2.00	2.00	1.00	2.00	3.00	2.00	1.00
Sr	57.3	54.6	89.5	78.2	82.1	873.0	615.3	593.5	695.2	550.8	132.6	130.1	123.6	836.9
Ta	0.9	1.0	1.0	0.6	1.0	0.2	0.6	0.6	0.6	0.4	0.7	0.7	0.5	0.3
Th	15.1	13.5	14.3	11.7	19.5	4.7	9.1	9.1	9.0	5.9	11.5	11.8	8.9	9.9
U	2.3	1.6	3.2	2.0	1.4	0.8	1.9	1.8	1.6	1.0	1.6	3.3	2.3	1.9
V	9.0	10.0	<8	<8	<8	203.0	89.0	90.0	105.0	163.0	<8	9.0	<8	158.0
W	3.5	1.4	0.7	1.0	1.2	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	1.2	1.0	0.9	0.8	<0.5
Zr	244.4	332.2	298.0	211.3	83.5	162.4	351.1	314.7	263.8	167.4	111.3	117.3	81.1	154.6
Y	33.9	44.6	42.7	55.9	15.6	20.2	39.3	29.8	25.1	19.3	19.0	28.7	18.6	18.2
La	62.5	77.4	58.7	48.9	25.2	34.1	46.5	44.9	43.1	30.2	43.2	39.1	26.6	43.9
Ce	119.2	152.1	122.7	102.8	48.5	70.7	93.9	90.6	87.0	63.6	68.6	73.0	46.7	82.4
Pr	13.98	19.81	14.20	12.34	4.88	8.58	11.19	10.98	10.23	7.80	8.97	8.32	5.33	9.86
Nd	51.6	72.7	55.1	49.4	16.9	36.0	46.1	44.4	41.6	31.4	34.1	30.7	19.3	38.9
Sm	8.69	13.33	10.78	9.37	2.74	6.95	8.62	8.48	7.68	6.13	6.45	5.92	3.43	6.86
Eu	1.58	2.73	1.65	1.90	0.33	1.71	2.22	2.09	1.92	1.48	1.22	0.80	0.57	1.73
Gd	7.12	10.15	9.32	8.77	2.23	5.69	8.17	7.34	6.47	5.15	5.52	5.29	3.15	5.32
Tb	1.08	1.51	1.43	1.36	0.34	0.77	1.17	1.02	0.89	0.70	0.76	0.82	0.48	0.68
Dy	6.22	8.34	8.40	8.51	2.11	4.02	6.83	5.50	5.09	3.91	3.79	4.80	2.75	3.48
Ho	1.17	1.65	1.62	1.80	0.48	0.78	1.36	1.07	0.95	0.71	0.77	1.04	0.57	0.64
Er	3.51	4.83	5.09	5.41	1.69	2.20	4.13	3.09	2.77	2.03	2.18	3.22	1.82	1.83
Tm	0.54	0.71	0.72	0.81	0.30	0.31	0.55	0.42	0.38	0.28	0.32	0.47	0.24	0.26
Yb	3.45	4.67	4.71	5.35	2.20	2.00	3.57	2.69	2.29	1.93	2.33	3.32	1.69	1.64
Lu	0.54	0.72	0.72	0.79	0.36	0.29	0.60	0.40	0.38	0.28	0.35	0.49	0.25	0.25
Mo	4.9	2.9	1.3	6.9	6.2	2.3	3.8	3.7	2.7	0.5	4.1	1.4	6.3	2.7
Cu	2.6	1.4	0.7	3.6	3.2	2.6	11.3	2.2	5.5	2.2	2.4	0.9	3.4	15.1
Pb	10.0	12.0	3.8	3.6	11.2	6.6	1.5	79.5	14.6	17.2	4.1	11.2	2.3	7.3
Zn	28.0	28.0	13.0	29.0	14.0	64.0	106.0	91.0	143.0	205.0	12.0	9.0	6.0	53.0
Ni	3.80	2.50	1.10	6.00	5.20	1.60	10.20	5.10	5.30	1.70	4.20	1.40	5.30	2.90
As	8.40	13.50	<0.5	3.00	0.60	0.80	0.80	2.60	1.50	<0.5	1.10	3.10	1.70	1.50
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.80	0.70	0.30	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Sb	8.70	0.20	<0.1	0.20	<0.1	<0.1	<0.1	0.60	<0.1	<0.1	0.10	<0.1	0.20	<0.1
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Au	1.80	2.00	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.60
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Na <sub>2</sub> +K <sub>2</sub> O	9.94	8.61	7.78	7.17	8.43	4.85	6.56	7.40	6.41	9.07	7.57	8.00	5.62	4.84
Fe# = [FeOt/(FeOt + MgO)]	0.87	0.89	0.88	0.90	0.97	0.76	0.73	0.89	0.73	0.84	0.87	0.87	0.95	0.70
La/Yb	18.12	16.57	12.46	9.14	11.45	17.05	13.03	16.69	18.82	15.65	18.54	11.78	15.74	
(La/Yb) <sub>N</sub>	12.08	11.05	8.31	6.09	7.64	11.37	8.68	11.13	12.55	10.43	12.36	7.85	10.49	17.85
Eu/Eu*	0.62	0.72	0.51	0.64	0.41	0.84	0.81	0.81	0.84	0.81	0.63	0.44	0.53	0.88
La/Sm	7.19	5.81	5.45	5.22	9.20	4.91	5.39	5.29	5.61	4.93	6.70	6.60	7.76	6.40
Sm/Yb	2.52	2.85	2.29	1.75	1.25	3.48	2.41	3.15	3.35	3.18	2.77	1.78	2.03	4.18
Dy/Yb	1.80	1.79	1.78	1.59	0.96	2.01	1.91	2.04	2.22	2.03	1.63	1.45	1.63	2.12
M= [(Na+K+2Ca)/(AlxSi)]	1.22	1.15	1.36	1.17	1.18	2.76	1.83	1.82	2.00	2.26	1.22	1.18	1.19	2.12
T°sat- Zr (°C)	838.90	874.10	845.50	828.10	746.40		823.10	813.60	784.60			774.70	743.60	
Ba/Ta	1501.11	1389.00	669.00	1771.67	393.00	4255.00	1988.33	1946.67	1961.67	2782.50	1292.86	1487.14	1510.00	2813.33
La/Ta	69.44	77.40	58.70	81.50	25.20	170.50	77.50	74.83	71.83	75.50	61.71	55.86	53.20	146.33
Th/Hf	2.16	1.44	1.57	1.95	5.74	1.18	1.10	1.23	1.38	1.34	3.48	2.95	3.30	2.48
Ta/Hf	0.13	0.11	0.11	0.10	0.29	0.05	0.07	0.08	0.09	0.09	0.21	0.18	0.19	0.08

Tabla 3.1. Datos geoquímicos de muestras de rocas coherentes en las localidades de Paso Gregores y estancia Tres Hermanas recalculados en base anhidra. Elementos mayores expresados en porcentaje en peso, elementos trazas en ppm y el Au en ppb. Relación La/Yb<sub>(N)</sub> normalizada a condrito (Nakamura, 1974). Parámetro M y T° de saturación de Zr calculados en base a Watson y Harrison (1983).

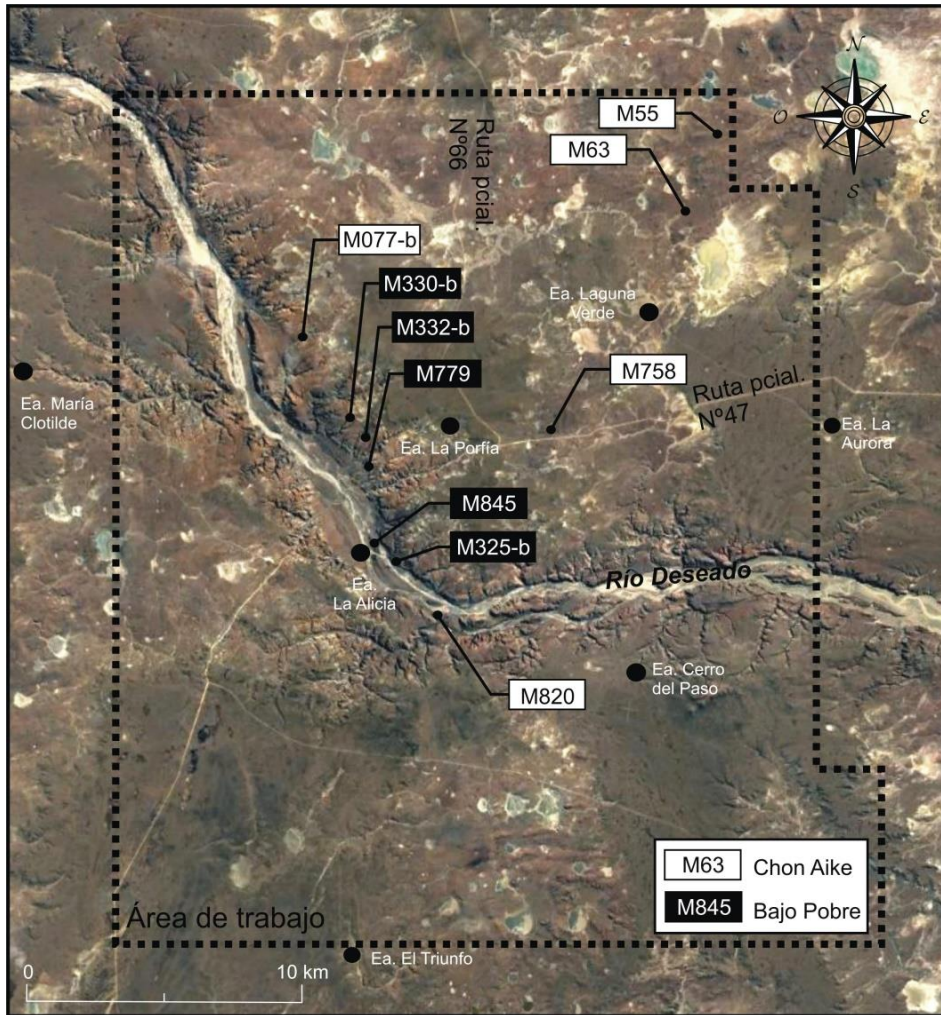


Figura 3.1. Ubicación geográfica de las muestras geoquímicas en el área de Paso Gregores.

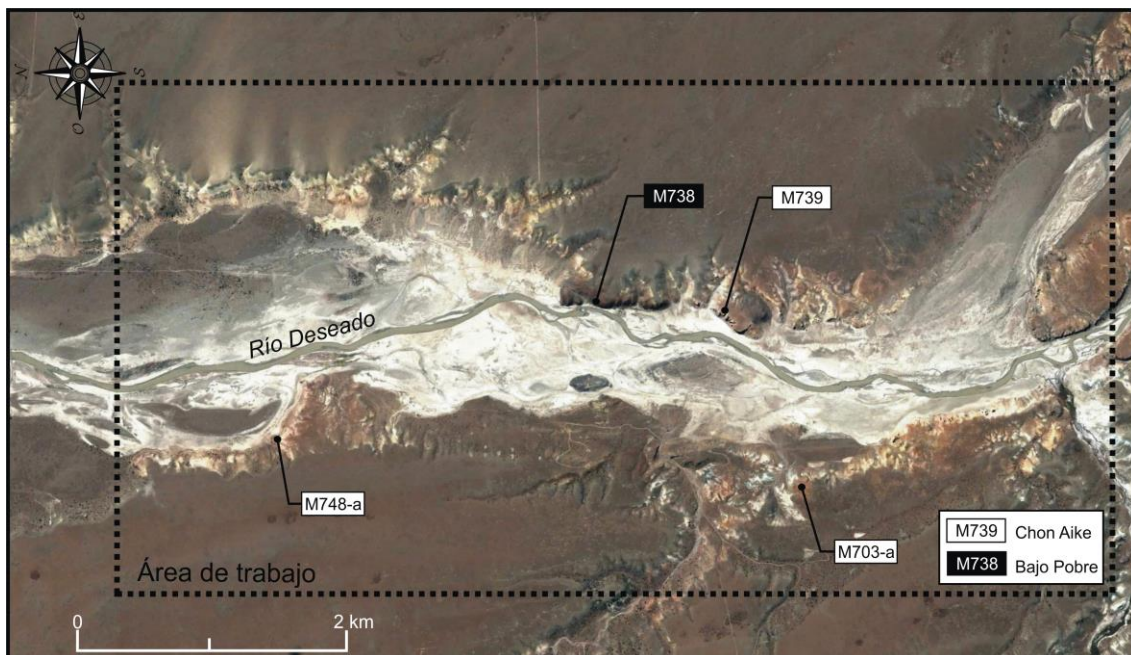


Figura 3.2. Ubicación de las muestras geoquímicas en el área de estancia Tres Hermanas.

### 3.2.1. Elementos mayores

El Complejo Volcánico Bahía Laura muestra una clara división composicional en dos grupos de acuerdo al diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), con un *gap* composicional entre 63,6% y 73,9% de SiO<sub>2</sub>. Las rocas asignadas a la Formación Bajo Pobre clasifican como andesitas basálticas, andesitas y dacitas, con un porcentaje de SiO<sub>2</sub> entre 54,789% y 63,6%. Por otro lado, destaca un grupo de alta sílice con valores entre 73,9% a 83%, identificado como Formación Chon Aike, conformado sólo por riolitas (Fig. 3.3 A). Una muestra (M845) se ubica en el campo de las traquiandesitas como un efecto de alteración (LOI=4,8%), constatado petrográficamente.

Los contenidos de álcalis totales (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) varían desde 4,8% hasta 9,9% (promedio de 7,3%) ubicándolas en el campo subalcalino.

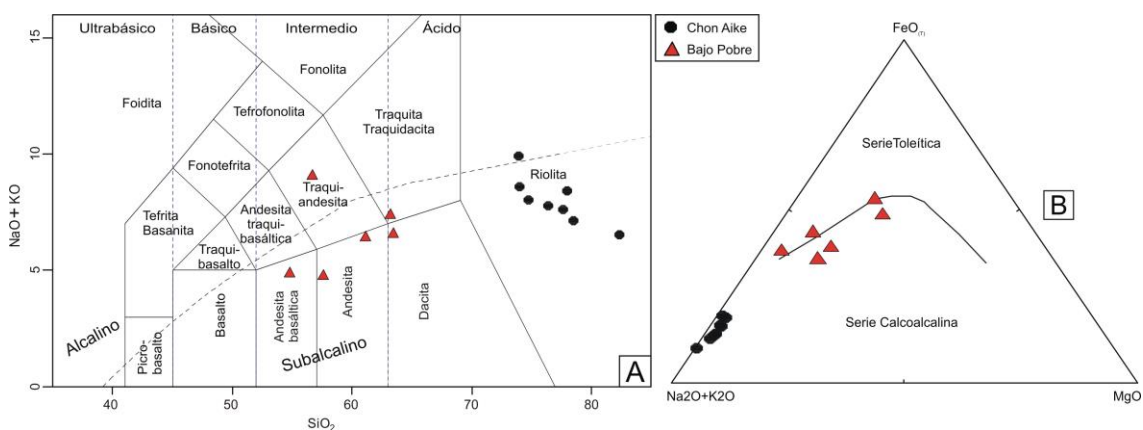


Figura 3.3. A- Diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986). Las muestras de la Formación grafican en los campos de andesita basáltica, andesita, dacitas y una traqui-andesita. B- Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) señalando su tendencia calcoalcalina a toleítica.

Las rocas intermedias se encuentran enriquecidas en FeO<sub>(t)</sub> (5,1%– 9,72%) integrando la serie calcoalcalina en el límite o pasando al campo toleítico (Fig. 3.3 B). Las rocas ácidas (riolitas) muestran un empobrecimiento en FeO<sub>(t)</sub> y MgO (1,08% – 1,98%; 0,03% – 0,25% respectivamente) y un enriquecimiento en Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O en relación a las intermedias (Fig. 3.3 B)

Las facies intermedias tienen relaciones FeO<sub>(t)</sub>/(FeO<sub>(t)</sub>+MgO) que en algunos casos son normales a bajas (<0,7), clasificando como magmas magnesianos calcoalcalinos en el diagrama de Frost *et al.* (2001) y Frost y Frost (2008) (Fig. 3.4 A), mientras que en otros casos los valores son más elevados (>0,7) y grafican en el campo ferroso, lo que es comparable con magmas toleíticos. Por su parte, las facies ácidas suprayacentes

presentan mayor enriquecimiento en  $\text{FeO}_{(t)}$  con respecto a  $\text{MgO}$  [ $\text{FeO}_{(t)}/(\text{FeO}_{(t)}+\text{MgO})=0,86-0,96$ ] y son, al igual que las últimas, semejantes a magmas ferrosos y de afinidad toleítica (Frost *et al.*, 2001; 2008) (Fig. 3.4 A). Esto probablemente sea debido a la abundancia de biotita en relación a los anfíboles y la ausencia total de piroxenos y olivinos en las riolitas.

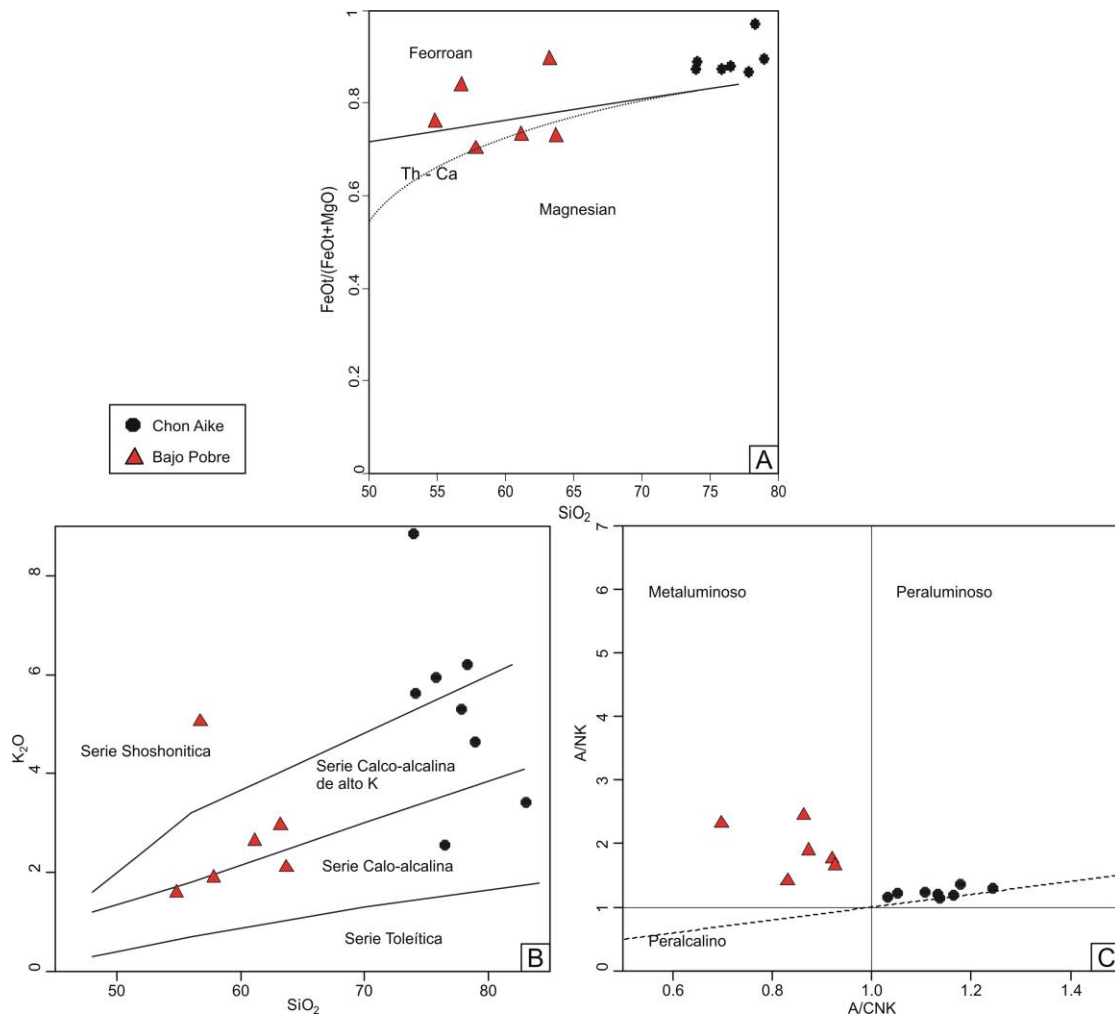


Figura 3.4. A-Diagrama de Frost *et al.* (2001) mostrando relaciones  $\text{FeO}_{(t)}/(\text{FeO}_{(t)}+\text{MgO})$  vs.  $\text{SiO}_2$ . La mayor parte de las muestras clasifican como ferrosas. B-Diagrama de  $\text{K}_2\text{O}$  vs  $\text{SiO}_2$  (Peccerillo y Taylor, 1976) mostrando un comportamiento calcoalcalino a calcoalcalino de alto K para las facies más ácidas. C-Diagrama  $\text{A}/\text{CNK}$  vs.  $\text{A}/\text{NK}$  (Shand, 1943) que muestra la tendencia metaluminosa para las facies intermedias y peraluminosa para las ácidas.

Los valores de  $\text{K}_2\text{O}$  son, en general, menores en las unidades intermedias que en las ácidas [1,58% - 2,9% (promedio=2,29%); 2,5% - 8,8% (promedio=5,3%) respectivamente] (Fig. 3.4 B) por la abundancia de cristales de feldespato potásico (sanidina) en las riolitas. Sólo una muestra (M845) presenta un enriquecimiento en  $\text{K}_2\text{O}$  (5.05%) que podría estar relacionado con su alteración. Los valores de  $\text{K}_2\text{O}$  graficados

vs.  $\text{SiO}_2$  (Peccerillo y Taylor, 1976) evidencian el carácter calcoalcalino de las unidades con tendencia hacia series de alto potasio para las riolitas (Fig. 3.4 B).

En lo que respecta a la saturación de alúmina (Shand, 1943), las rocas intermedias son metaluminosas con valores de índice de saturación de alúmina entre 0,7 y 0,95, en tanto que las ácidas son peraluminosas con valores entre 1,1 a 1,22 (Fig. 3.4 C).

Los diagramas de variación tipo Harker (Fig. 3.5 y 3.6) muestran claras tendencias negativas de  $\text{FeO(t)}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  con el incremento de  $\text{SiO}_2$ , mientras que para el  $\text{K}_2\text{O}$  y el  $\text{Na}_2\text{O}$ , si bien los valores muestran una marcada dispersión, se presenta una tendencia variablemente positiva y negativa respectivamente, vinculado con la movilidad de estos elementos. Los contenidos de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varían desde 16,4% - 17,3% (promedio=16,9%) para las rocas intermedias, a 8,9% - 13,3% (promedio=12,9%) para las rocas ácidas (Fig. 3.5 D y 3.6 D). Asimismo las facies ácidas poseen contenidos muy bajos de  $\text{CaO}$  (0,09 – 0,8%, promedio=0,48%) (Fig. 3.5 E y 3.6 E), en contraste con valores medios a altos de las facies intermedias (4,5 – 9%; promedio=5,9%) (Fig. 3.5 E y 3.6 E). Estas disminuciones podrían estar controladas por la cristalización fraccionada de piroxeno y plagioclasa.

El contenido de  $\text{TiO}_2$  disminuye claramente desde las facies intermedias (promedio=0,95%) hacia las facies ácidas (promedio=0,19%), lo que podría deberse a la cristalización fraccionada de magnetita (Fig. 3.5 G y 3.6 G). La misma tendencia se observa para  $\text{P}_2\text{O}_5$  (promedio en las rocas intermedias=0,54%, ácidas=0,021%) atribuible al fraccionamiento de apatito (Fig. 3.5 H y 3.6 H).

En síntesis, el comportamiento de los elementos mayoritarios en los dos sectores estudiados es similar, observándose una buena correlación lineal negativa con el incremento de  $\text{SiO}_2$  para el  $\text{FeO(t)}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  desde las facies intermedias hacia las ácidas; el  $\text{Na}_2\text{O}$  muestra la misma correlación aunque no tan evidente. Esto, permite postular un origen co-magmático para estas rocas, cuya evolución estuvo dominada principalmente por un proceso de cristalización fraccionada, que involucra el fraccionamiento de piroxenos, magnetita, apatito y plagioclasas, con la cristalización de feldespato potásico (sanidina) hacia los términos más ácidos.

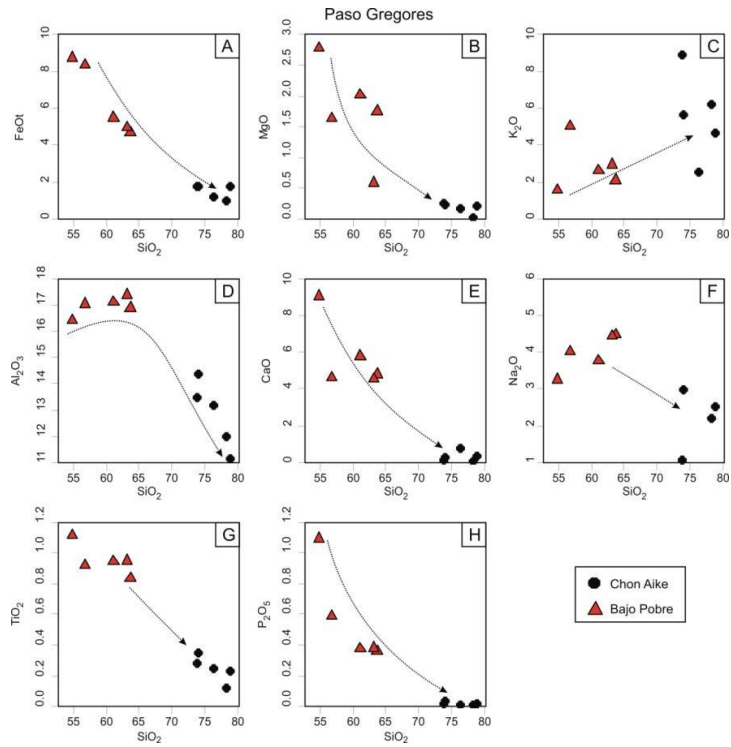


Figura 3.5. Diagramas de variación Harker de elementos mayoritarios (FeOt, MgO, K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, CaO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) vs. SiO<sub>2</sub> para la zona de Paso Gregores. Las flechas indican tendencias hacia los términos más ácidos.

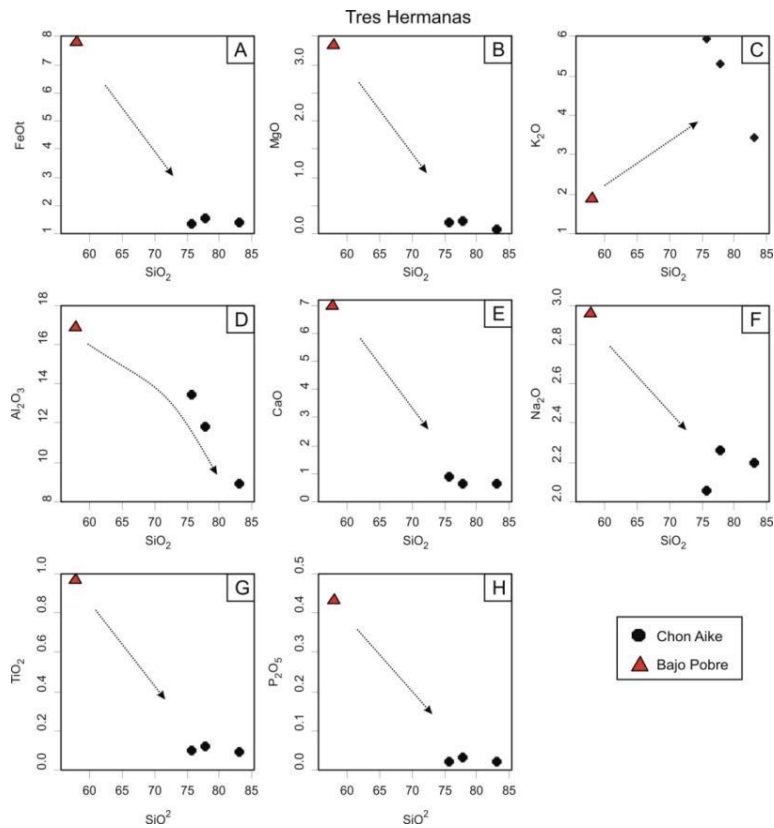


Figura 3.6. Diagramas de variación Harker de elementos mayoritarios (FeOt, MgO, K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, CaO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) vs. SiO<sub>2</sub> para la estancia Tres Hermanas. Las flechas indican tendencias hacia los términos más ácidos.

### 3.2.2. Elementos traza

El diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester y Floyd, 1977) (Fig. 3.7 A) muestra una menor dispersión en la distribución de las rocas que el diagrama TAS (Fig. 3.3 A). Las facies intermedias de Bajo Pobre clasifican en los campos de Andesita y Riodacita/Dacita, y las ácidas de Chon Aike en Riolita y Riodacita/Dacita. Una muestra (M077-b) clasifica en el campo de Traqui-andesita. Dado el variable grado de alteración observado en los cortes petrográficos, se considera esta clasificación basada en elementos inmóviles, más apropiada que la del diagrama TAS para caracterizar el conjunto analizado.

De acuerdo al diagrama de Hastie *et al.* (2007) (Co vs. Th) (Fig. 3.7 B) se trata de una serie calcoalcalina de alto K, que refuerza lo observado en el diagrama de K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> de la Fig. 2B.

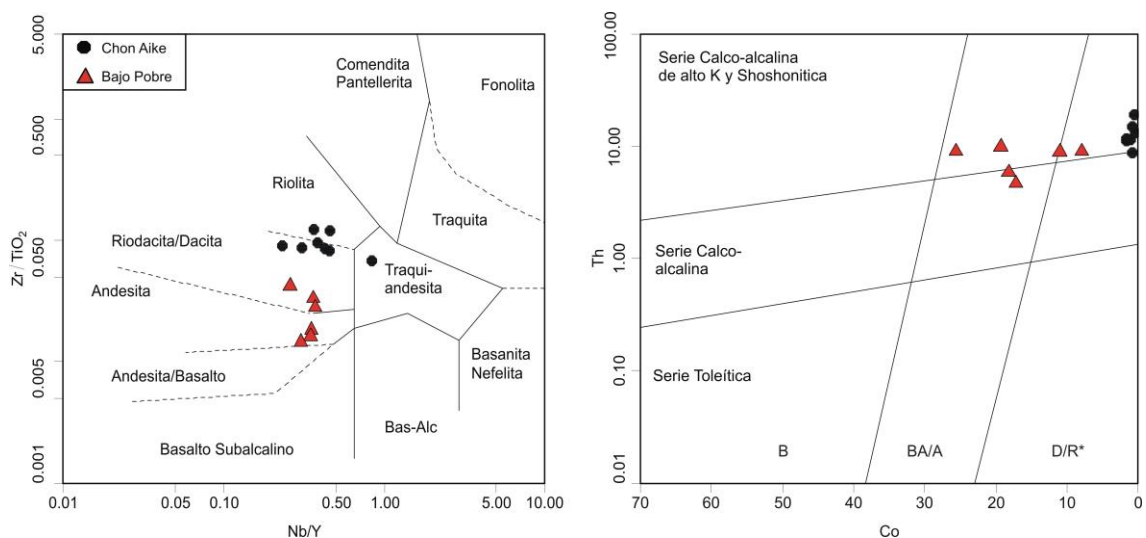


Figura 3.7. A. Diagrama de clasificación Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester y Floyd, 1977). B. Diagrama de discriminación de series Co vs Th (Hastie *et al.*, 2007).

#### 3.2.2.1. Diagramas de variación de elementos traza, REE y diagramas Harker

##### 3.2.2.1.1. Paso Gregores

El diagrama de variación multielementos normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) muestra un enriquecimiento relativo de los LILE (Cs, Rb, Pb, Ba) respecto de los HFS (Nb, Ta, Y, Lu, Zr, etc.), elevados valores de Th y U, mientras que el Nb y el Ta se encuentran fuertemente deprimidos, marcando una anomalía negativa en las tendencias de concentración. Por su parte el Ti se encuentra empobrecido relativamente, con mayor acentuación de la anomalía negativa en las facies ácidas, las que además presentan fuertes anomalías negativas de Sr y P (Fig. 3.8 A), compatibles con la

crystalización fraccionada de apatito, plagioclasa y óxidos de Fe y Ti, como así también de titanita para las rocas ácidas. Por su parte los elementos de mayor grado de incompatibilidad Dy, Y, Yb y Lu, presentan patrones planos, coherentes con una fuente libre de granate.

En lo que respecta a las tierras raras (*Rare Earth Elements* = REE) (Fig. 3.8 B), las facies ácidas se muestran en general más enriquecidas que las facies intermedias (sum. promedio=307,76 ppm y sum. promedio=199,66 ppm respectivamente).

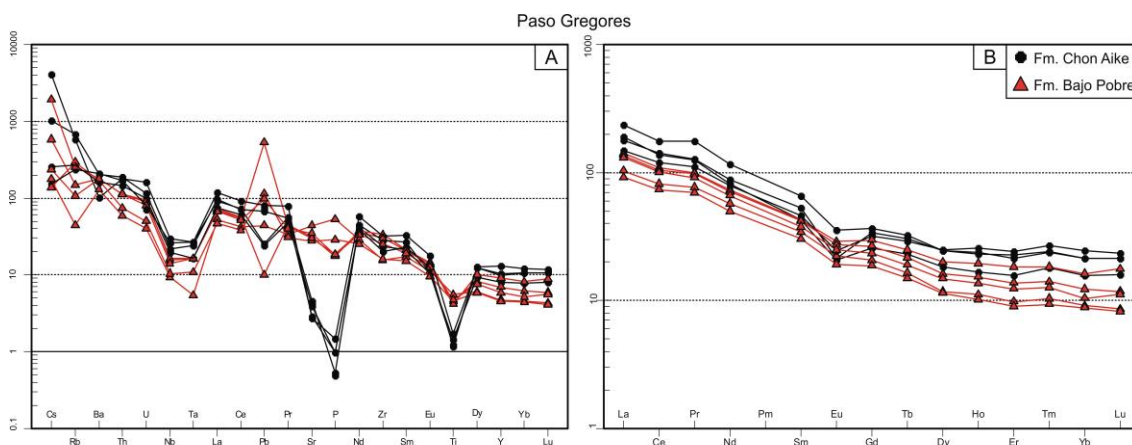


Figura 3.8. A. Diagrama de variación multielemental normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995). B. Diagrama de variación de Tierras Raras (REE) normalizado a manto primitivo (Nakamura, 1974)

El patrón normalizado a condrito (Nakamura, 1974) (Fig. 3.8 B), muestra pendientes suaves con leve enriquecimiento de las REE livianas  $[(La/Yb)_{(N)} = 6,09-17,85]$  y moderadas anomalías de Eu, las cuales se presentan más acentuadas en las facies ácidas ( $Eu/Eu^* = 0,51-0,72$ ) que en las intermedias ( $Eu/Eu^* = 0,81-0,84$ ). Dichas anomalías están controladas por la magnitud del fraccionamiento de feldespato, razón por la cual son de mayor importancia en los magmas ácidos. Los patrones de las REE pesadas se observan planos  $[(Er/Lu)_{(N)} = 0,98-1,17]$  descartando la presencia de granate en la fuente.

Por otro lado los diagramas de variación tipo Harker muestran buenas tendencias positivas con el aumento de  $SiO_2$  de Rb, Th, U, Nb, Ta, Ce, La e Y desde las facies intermedias hacia las ácidas (Fig. 3.9), lo cual pone en evidencia un comportamiento como elementos incompatibles en la evolución magmática. Mientras que por su parte el Sr presenta una tendencia negativa (Fig. 3.9), debido a su comportamiento compatible con la plagioclasa.

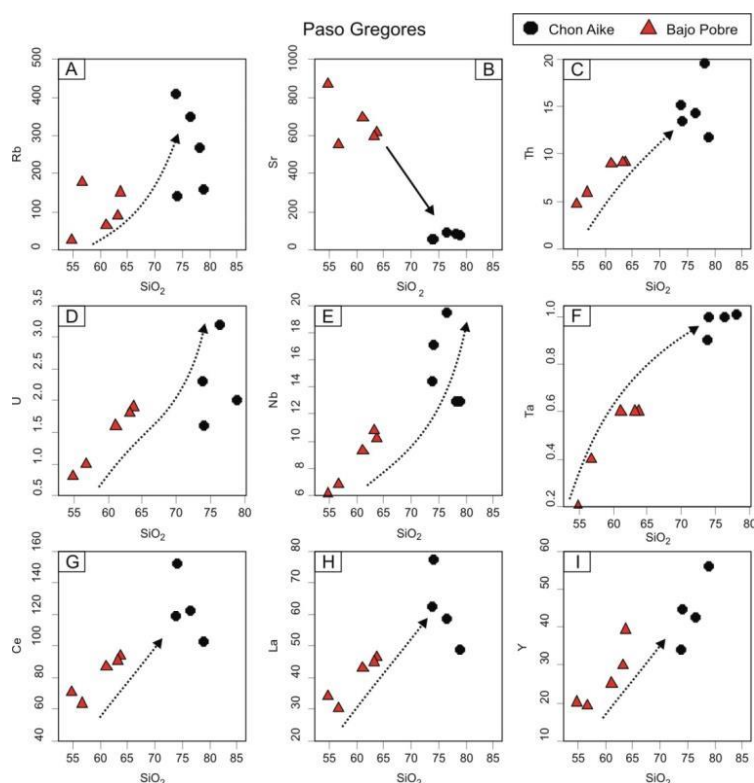


Figura 3.9. Diagramas de variación de elementos traza vs.  $\text{SiO}_2$  para la zona de Paso Gregores.

### 3.2.2.1.2. Estancia Tres Hermanas

Las muestras de la estancia Tres Hermanas presentan un comportamiento a grandes rasgos similar al observado en la zona de Paso Gregores, con enriquecimiento relativo de los LILE (Cs, Rb, Pb, Ba) respecto de los HFS (Nb, Ta, Y, Lu, Zr, etc.), valores elevados de Th y U y marcadas anomalías negativas de Nb, Ta, Sr, P y Ti (las tres últimas muy marcadas en las facies ácidas) (Fig. 3.10 A). Sin embargo, a diferencia del área anterior, la andesita se encuentra enriquecida relativamente en Ce, Pr, Nd, Zr y Sm. Este comportamiento se visualiza mejor en el diagrama de REE en donde la andesita presenta un enriquecimiento en REE livianas y empobrecimiento en REE pesadas en relación a las riolitas (Fig. 3.10 B).

Contrariamente a lo observado en el área de Paso Gregores, las facies ácidas se encuentran globalmente más empobrecidas en REE que las facies intermedias (sum. promedio=156,2 ppm y sum. promedio=197,75 ppm respectivamente), lo que se manifiesta con menores contenidos de REE livianas (Fig. 3.10 B).

El patrón general de las REE normalizado a manto primitivo (Nakamura, 1974) (Fig. 3.10 B) muestra pendientes moderadas para las facies ácidas con leve enriquecimiento de las REE livianas  $[(\text{La}/\text{Yb})_{(N)} = 7,85-12,36]$  y una pendiente más abrupta para la andesita  $[(\text{La}/\text{Yb})_{(N)} = 17,85]$ . La anomalía de Eu está levemente insinuada en la

andesita ( $Eu/Eu^*=0,88$ ), mientras que más acentuada en las rocas ácidas ( $Eu/Eu^*=0,44-0,63$ ). Los patrones de las REE pesadas son planos [ $(Er/Lu)_{(N)}=0,94-1,1$ ], lo que permite descartar la presencia de granate en la fuente.

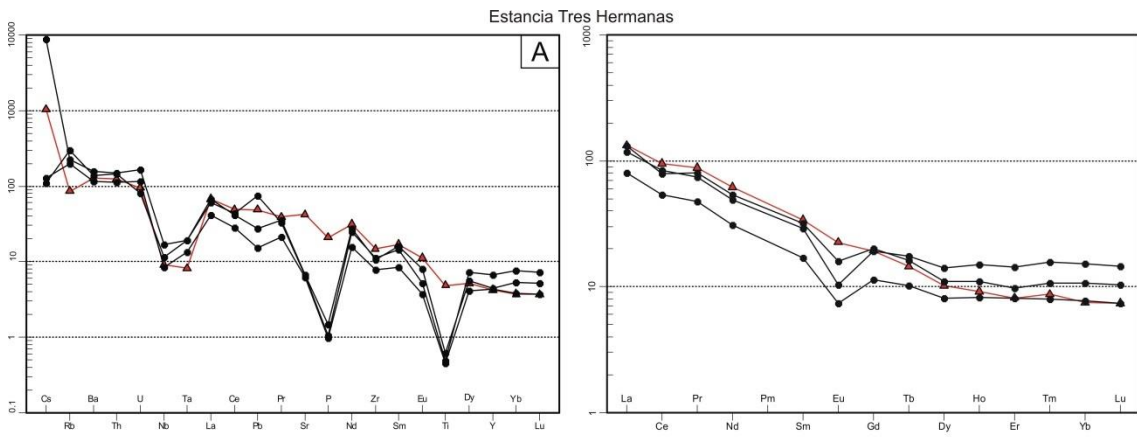
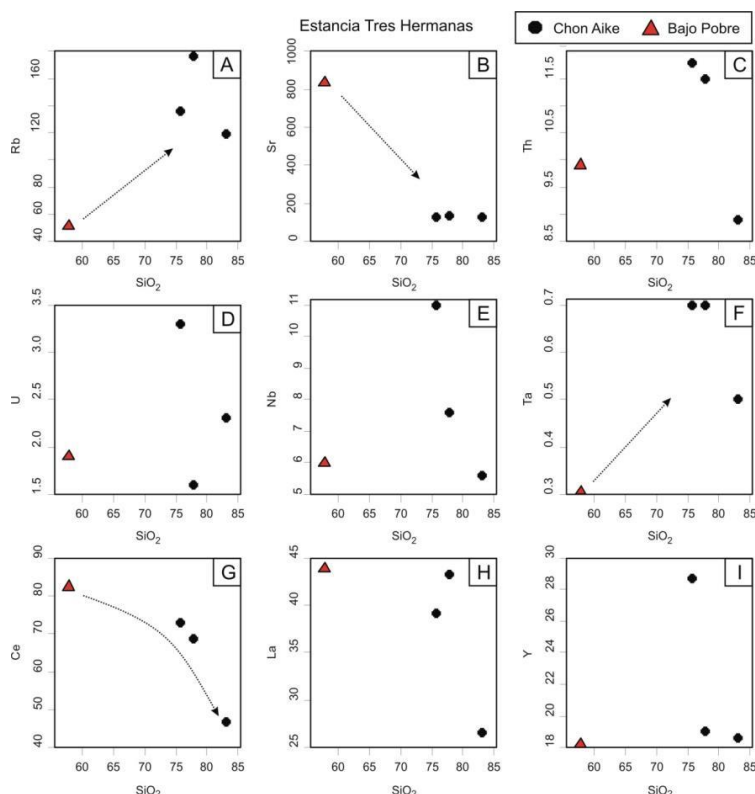


Figura 3.10. A. Diagrama de variación multielemental normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995). B. Diagrama de variación de Tierras Raras (REE) normalizado a condrito (Nakamura, 1974)

Los diagramas de variación de elementos trazas en relación a  $SiO_2$  tipo Harker muestran, al igual que en el área de Paso Gregores, un enriquecimiento en Rb y Ta desde las rocas intermedias hacia las ácidas paralelamente a una disminución en Sr (Fig. 3.11 A, B). Por su parte el Th, U y Nb muestran dispersión (Fig. 3.11 C, D, E), a diferencia de las tendencias positivas del el área de Paso Gregores (Fig. 3.9 C, D, E). Por otro lado el Ce y el La presentan una tendencia negativa hacia los términos ácidos,



paralelamente a una dispersión mostrada por el Y (Fig. 3.11 G, H, I), de manera contraria a lo observado en Paso Gregores, en donde se observó una tendencia positiva en los tres elementos (Fig. 3.9 G, H, I).

Figura 3.11. Diagramas de variación de elementos trazas vs.  $SiO_2$  para el área de la estancia Tres Hermanas.

### 3.3. GEOQUÍMICA DE LA FORMACIÓN LA LEONA

Se analizaron cinco (5) muestras extraídas de las estancias La Calandria, La Golondrina y La Leona, a unos 60 km al NO y SO del área de Paso Gregores (Fig. 3.12). A estos datos se suman trece (13) realizados por Rapela y Pankhurst (1996) en las mismas estancias (Tabla 3.2.).

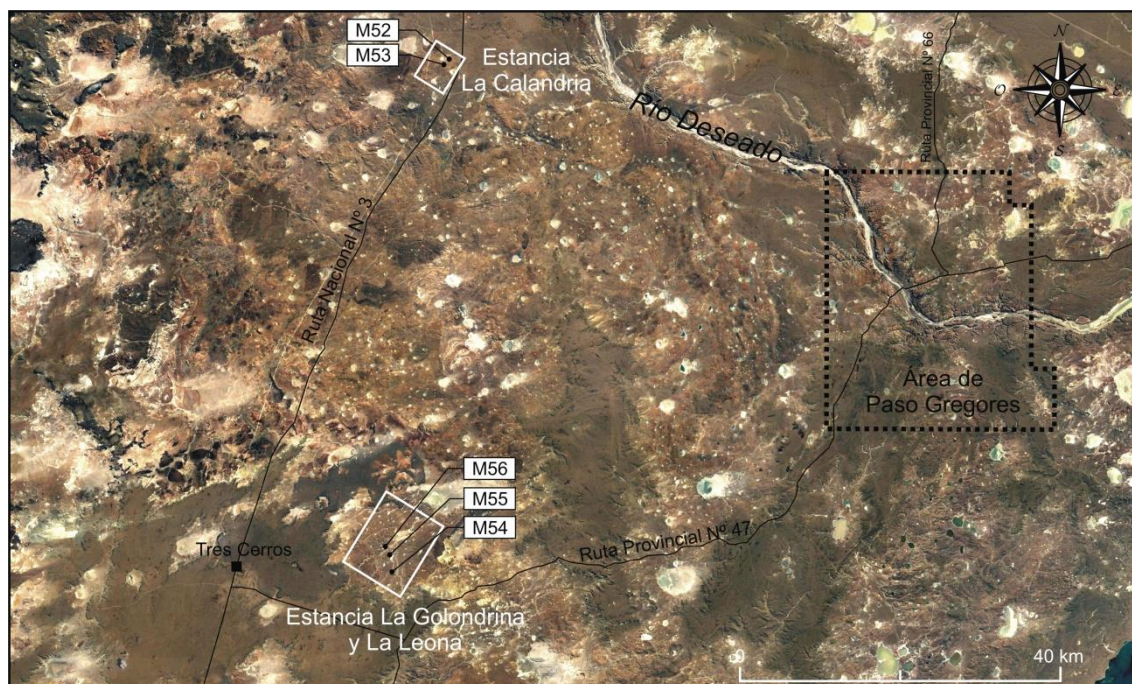


Figura 3.12. Ubicación geográfica de las muestras geoquímicas de la Formación La Leona

	Este trabajo					Rapela y Pankhurst, 1996												
	M52	M53	M54	M55	M56	Lc-2	Lc-22	Lc-5	LC-24	LC-29	LC-8	LC-21	LL-44	LL-12	LL-37	LL-40	LL-33	LL-46
SiO <sub>2</sub>	67.44	70.014	73.569	77.254	77.303	55.9	62.9	66.5	68.4	71.5	75.7	61.38	60.81	66.51	69.02	72.5	76.51	65.08
TiO <sub>2</sub>	0.4539	0.3518	0.1404	0.1104	0.1203	0.84	0.55	0.4	0.4	0.31	0.07	0.65	0.75	0.35	0.26	0.17	0.1	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.633	14.938	14.379	12.357	12.241	16.6	15.5	14.85	15.3	14.57	13.15	14.2	16.95	14.95	15.35	14.3	13.21	15.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.8427	2.8749	1.5542	1.1745	1.183	7.55	5.33	2.75	2.7	1.75	0.47	6.23	5.45	3.45	2.71	1.16	0.78	4.65
MnO	0.0504	0.0302	0.0201	0.01	0.0201	0.1	0.1	0.04	0.04	0.01	0.01	0.1	0.11	0.06	0.02	0.01	0.01	0.05
MgO	1.8558	1.2264	0.381	0.0803	0.0602	4.51	2.83	1.88	1.84	0.87	0.16	3.86	3.48	2.28	1.59	0.25	0.04	2.67
CaO	3.5098	2.5332	2.1759	0.5119	0.5113	7.21	5.58	3.53	3.56	1.91	0.69	6.82	5.98	3.68	2.86	2.98	0.68	3.48
Na <sub>2</sub> O	3.8124	3.5585	3.2588	3.2624	3.4386	4.14	3.6	3.65	3.6	3.49	3.36	3.86	4.24	3.58	3.75	3.84	2.66	3.71
K <sub>2</sub> O	3.2476	4.3225	4.4821	5.2198	5.0927	0.91	1.76	3.42	3.18	3.86	5.01	1.71	1.68	3.24	3.77	4.21	5.24	2.91
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1513	0.1106	0.0401	0.0201	0.0201	0.42	0.3	0.21	0.21	0.12	0.01	0.33	0.33	0.21	0.12	0.06	0.01	0.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.008	0.008	0.006	0.007	0.006													
Ba	740	708	647	65	25	458	610	823	910	470	134	470	421	638	476	421	52	746
Sc	6	5	1	1	<1	18.8	8.3	6.2	5.7	3.3	1	11	11.7	7.7	4.8	1.7	1.4	9.2
LOI	0.6	0.3	0.1	0.3	0.2													
Sum	99.84	99.82	99.9	99.93	99.95	99.19	99.48	99.24	99.82	99.12	99.09	100.04	100.42	99.23	100.06	99.89	99.77	100.09
Be	3	2	2	2	<1													
Co	8.1	5.6	3	1.1	1	37.7	32.5	41.8	27.2	30.5	12.5	27.5	30.3	31.4	26.5	28.2	29	28.7
Cs	3.3	3.9	5.1	15.5	13.8	1.5	1.8	2.6	1.9	3	2.5	1.3	4.1	6.5	5.9	4.3	3.1	15.9
Ga	18.3	17.4	13.8	14.3	13.4													
Hf	4.4	4.7	2.1	3.8	3.8	6.1	3.9	5.9	4.1	4.9	4.3	3.4	4.1	4.4	3.6	2.9	4.5	4
Nb	7	7.4	1.8	8.1	8.2	2	8	12	4		2	6	3	4	3	3	6	6
Rb	112.8	215.1	129.7	298.8	274.7	24.1	59	240	100	169	189	34.5	76.6	126	146	134	173	153
Sn	1	1	<1	<1	<1													
Sr	583.4	483.7	436.6	38.1	15	960	861	564	590	492	63.1	963	665	519	466	307	17.6	565
Ta	0.7	0.9	0.3	1.2	1.2	1.1	1.4	2.3	1.6	2.2	2.3	0.6	1.3	0.8	1.6	1.9	2.7	1.3
Th	15.4	22.4	23.4	43.8	41.5	2.7	5.5	22.6	12.9	25	37.3	2.8	9.6	16	19.4	25.8	50.5	15.5
U	2.6	8.7	2.3	4.1	5.8	0.9	1.1	4	2.9	5.1	6.3	0.6	1.7	2	2.5	1.4	15.7	4.5

	Este trabajo					Rapela y Pankhurst, 1996													
	M52	M53	M54	M55	M56	Lc-2	Lc-22	Lc-5	LC-24	LC-29	LC-8	LC-21	LL-44	LL-12	LL-37	LL-40	LL-33	LL-46	
V	61	47	23	8	9														
W	0.9	0.5	<0.5	4.2	1.4														
Zr	153.6	160	58.9	84	83	296	270	246	205	237	117	220	222	195	168	110	108	136	
Y	11.6	11.8	2.5	6.2	6.2	23	13	13	10		11	18	22	12	9	6	17	16	
La	31.4	33.2	31.7	31.1	22.5	29.6	32.6	40.9	30.5	33.8	39.5	21.5	23.9	28.7	17.9	22.9	37.7	19.2	
Ce	61.1	64.6	50.2	53.9	40.3	63	67.4	79.3	59	60.1	56	43	49.9	54	37.4	39.6	67.4	42.7	
Pr	6.33	6.54	4.5	4.67	3.71														
Nd	23.2	23.3	12.9	13.7	10.9	35.2	28.8	32.1	23	19.7	12	20	25.3	22	14.9	12.4	17.6	23.2	
Sm	3.92	3.65	1.52	1.98	1.59	6.71	5.02	4.85	3.27	3.17	1.07	3.98	4.58	3.35	2.31	1.81	2.34	4.29	
Eu	0.94	0.79	0.54	0.34	0.16	1.95	1.38	1.05	0.99	0.58	0.21	1.24	1.16	0.92	0.77	0.57	0.39	1.01	
Gd	2.78	2.68	0.98	1.33	1.15	5.57	4.04	3.88	3.36	2.4		0	3.86	2.91	2.01	1.5	1.89	3.97	
Tb	0.37	0.38	0.11	0.19	0.16	0.9		0.7	0.5	0.4	0.3	0.4	0.5	0.5	0.3	0.3	0.4	0.6	
Dy	2.05	1.95	0.61	1.14	0.89														
Ho	0.38	0.38	0.09	0.22	0.21														
Er	1.2	1.2	0.28	0.67	0.58		1.28	1.98	1.45	1.21	1.2		1.64	1.44	1.22		2.1	1.95	
Tm	0.18	0.18	0.04	0.12	0.11														
Yb	1.15	1.34	0.44	0.98	0.84	2.04	1.3	1.41	0.88	1.07	0.96	1.07	1.35	1.12	0.91	0.67	1.8	1.54	
Lu	0.2	0.2	0.07	0.19	0.15	0.27	1.2	0.19	0.13	0.15	0.15	0.14	0.19	0.15	0.13	0.08	0.26	0.23	
Mo	6.1	7	6.7	7.9	6.9	5	1	7	2	7	4	1	2	3	2	4	11	4	
Cu	15.8	288	6.9	28.5	11														
Pb	1.6	1.8	4.9	5.7	4.4														
Zn	16	20	9	3	4														
Ni	11.4	11.1	8.5	5.6	5.4														
As	0.6	0.7	1	1.3	2														
Cd	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1														
Sb	0.2	<0.1	0.1	0.4	0.2														
Bi	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	0.2														
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1														
Au	0.8	1.2	1	0.7	<0.5														
Hg	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01														
Tl	0.2	0.3	<0.1	<0.1	<0.1														
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5														
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	7.06	7.881	7.7409	8.4822	8.5313	5.05	5.36	7.07	6.78	7.35	8.37	5.57	5.92	6.82	7.52	8.05	7.9	6.62	
# Fe= [FeOt/(FeOt + MgO)]	0.6507	0.6784	0.7859	0.9294	0.9465	0.601	0.6289	0.5683	0.569	0.6441	0.7255	0.5922	0.5849	0.5766	0.6053	0.8068	0.9461	0.6105	
La/Yb	27.3	24.77		31.73	26.78	14.5	25.077	29.007	34.659	31.589	41.146	20.093	17.704	25.625	19.67	34.179	20.944	12.468	
(La/Yb) <sub>N</sub>	18.2	16.52	48.03	21.16	17.86	9.67	16.72	19.34	23.11	21.06	27.43	13.4	11.8	17.08	13.11	22.79	13.96	8.31	
Eu/Eu*	0.88	0.78	1.35	0.64	0.36	0.98	0.94	0.74	0.92	0.65			0.85	0.91	1.1	1.06	0.57	0.75	
La/Sm	8	9.09	20.85	15.7	14.15	4.41	6.49	8.43	9.32	10.66	36.91	5.4	5.21	8.56	7.74	12.65	16.11	4.47	
Sm/Yb	3.4	2.72	3.45	2	1.89	3.28	3.86	3.43	3.71	2.96	1.11	3.71	3.39	2.99	2.53	2.7	1.3	2.78	
M= [(Na+K+2Ca)/(AlxSi)]	1.65	1.55	1.43	1.33	1.36	2.38	1.94	1.70	1.61	1.35	1.29	2.51	2.05	1.70	1.56	1.67	1.17	1.60	
T°sat- Zr (°C)	764.5	774.7	703.6	737.1	734.1	766.8	791.2	800.6	791.6	824.6	766.8	733.8	766.1	780.1	778.2	735.2	768.4	757.4	

Tabla 3.2. Datos geoquímicos de la Fm. La Leona de este trabajo y compilados de Rapela y Pankhurst (1996). Elementos mayores expresados en por ciento en peso, los elementos traza en ppm y el Au en ppb. Relación La/Yb<sub>N</sub> normalizada a condrito (Nakamura, 1974). Parámetro M y T° de saturación de Zr calculados en base a Watson y Harrison (1983). Las diferencias de concentraciones de algunos elementos entre los análisis realizados en este trabajo y los de Pankhurst y Rapela (1996) se deben a diferencias metodológicas.

### 3.3.1. Elementos mayores

Los análisis realizados en este trabajo, sumados a los de Rapela y Pankhurst (1996) (Tabla 3.2), muestran un rango de composiciones que va desde diorita a granito dentro de una *suite* subalcalina (TAS. Cox *et al.*, 1979), con contenidos de SiO<sub>2</sub> entre 56 y 77% y de álcalis totales (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) entre 5,05 a 8,5% (Fig. 3.13 A). Las relaciones de (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)-FeO<sub>T</sub>-Mg (AFM Irvine and Baragar, 1971) evidencian la naturaleza calcoalcalina de las rocas (Fig. 3.13 B), en tanto que los valores de K<sub>2</sub>O (1,71-5,24%) la afinidad con series calcoalcalinas de alto potasio predominantemente (Fig. 3.13 C)

(Peccerillo y Taylor, 1976). Por su parte los valores de índice de saturación de alúmina señalan afinidades metaluminosas a peraluminosas (ISA=0,7-1,18) (Shand, 1943), dentro del campo de granitos tipo I (Chappell y White, 2001) (Fig. 3.13 D), mientras que las composiciones magnesianas predominan por sobre las ferrosas (Frost *et al.*, 2001) (Fig. 3.13 E).

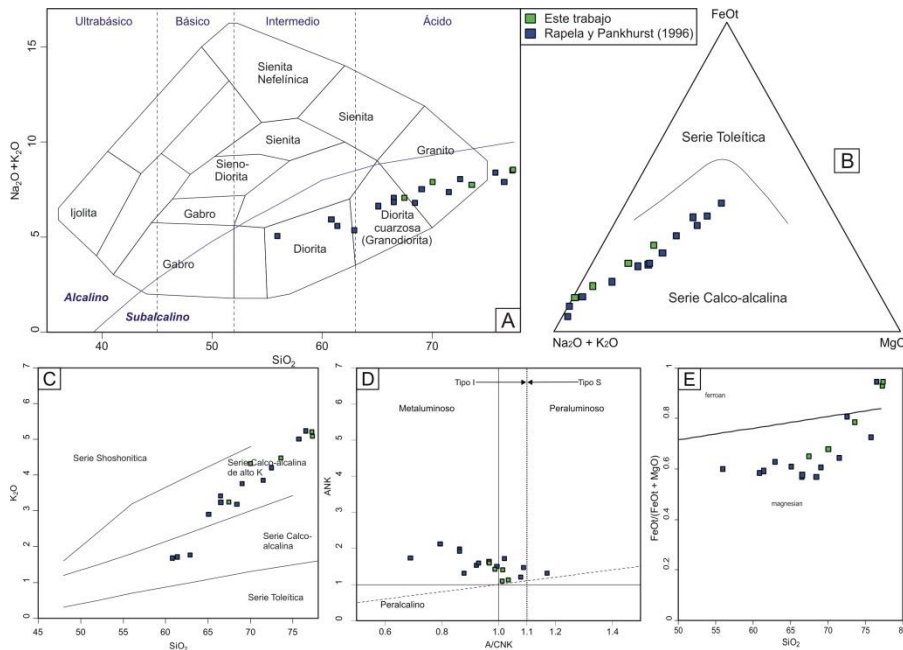


Figura 3.13. A. Diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979). B. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). C. Diagrama K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> (Peccerillo y Taylor, 1976). D. Diagrama A/CNK vs A/NK (Shand, 1943). Campos de granitos tipo I y S de Chappell y White (2001). Diagrama FeOt/(FeOt+MgO) vs. SiO<sub>2</sub> (Frost *et al.*, 2001).

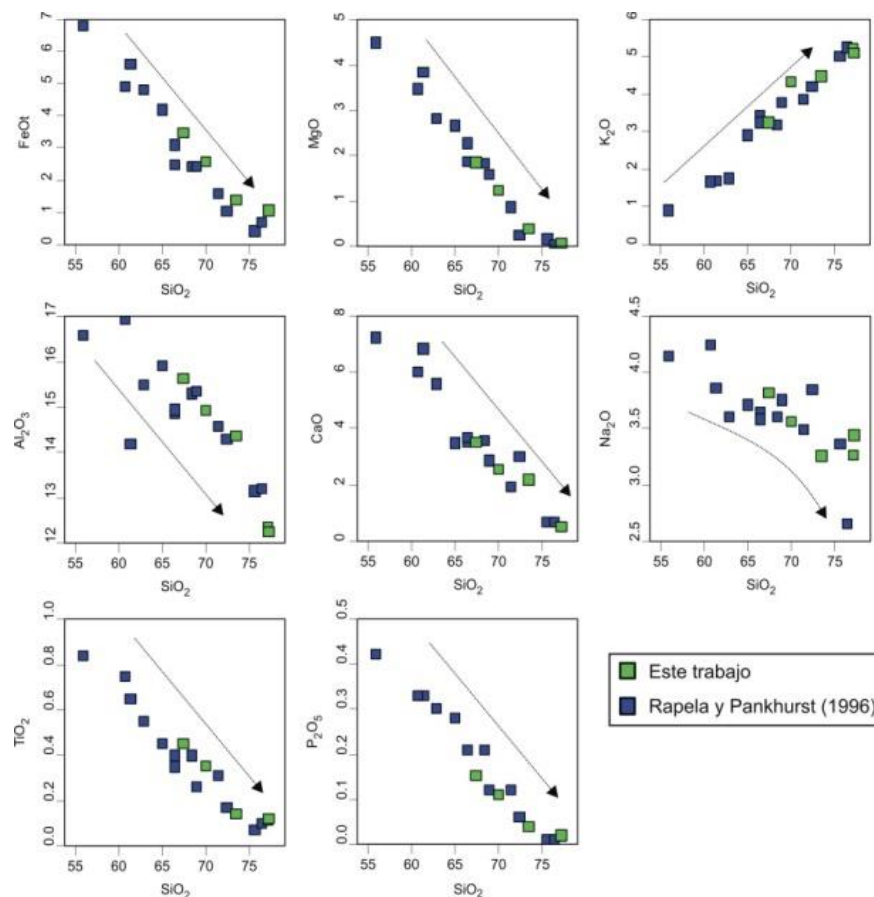


Figura 3.14. Diagramas de variación Harker de elementos mayoritarios (FeOt, MgO, K<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, CaO, TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) vs. SiO<sub>2</sub> para la Fm. La Leona. Las flechas indican tendencias hacia los términos más ácidos.

Los diagramas de variación de elementos mayoritarios tipo Harker muestran la disminución de  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  con el aumento de  $\text{SiO}_2$ , mientras que el  $\text{K}_2\text{O}$  tiende a aumentar. El  $\text{Na}_2\text{O}$  por su parte muestra, a pesar de su dispersión, una tendencia negativa (Fig. 3.14).

### 3.3.2. Elementos Traza

El diagrama de variación multielemental de elementos traza normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) (Fig. 3.15 A) muestra un enriquecimiento relativo de Cs, Rb, Th y U, así como también marcadas anomalías negativas en Ba, Nb, P y Ti. El Ta se presenta levemente empobrecido en algunas muestras, así como el Sr.

Por su parte el patrón de las REE normalizado a condrito (Nakamura, 1974) (Fig. 3.15 B) muestra pendientes moderadas a altas con enriquecimiento relativo de las REE livianas [ $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 8,31-27,43$ ] [ $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 2,71-22,71$ ], en tanto que los contenidos de Eu se muestran variables, originando desde anomalías negativas a leves enriquecimientos ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,36-1,36$ ). Las REE pesadas se presentan en ocasiones con pendientes negativas [ $(\text{Er}/\text{Lu})_{\text{N}} = 1,2-1,68$ , sugiriendo la presencia de granate en la fuente como mineral concentrador de REE pesadas, mientras que en otros casos las pendientes son positivas, describiendo un patrón cóncavo [ $(\text{Er}/\text{Lu})_{\text{N}} = 0,16-0,90$ ]. (Fig. 3.15 B).

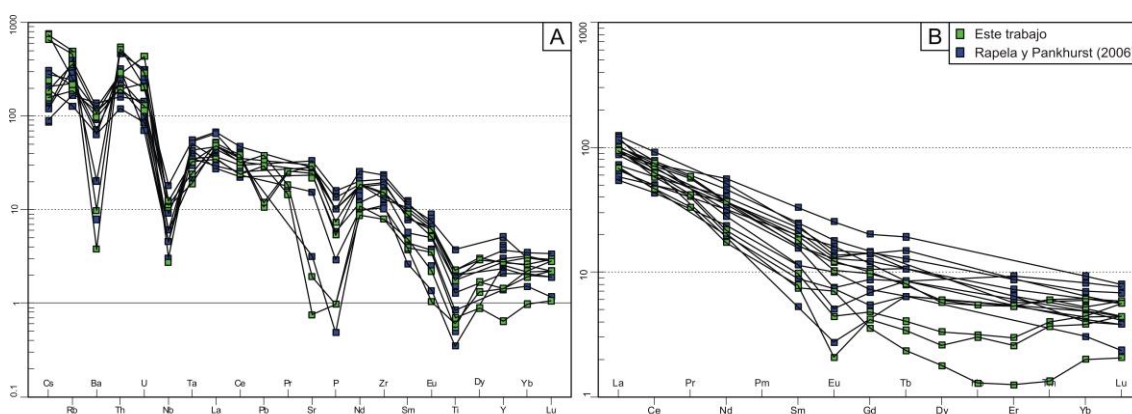


Figura 3.15. A. Diagrama de variación multielemental normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995). B. Diagrama de variación de Tierras Raras (REE) normalizado a condrito (Nakamura, 1974)

### **3.4. DISCUSIONES**

#### **3.4.1. Evolución magmática**

##### **3.4.1.1. Complejo Volcánico Bahía Laura**

Trabajos petrogenéticos previos llevados a cabo sobre las rocas volcánicas jurásicas de la Patagonia proponen un origen vinculado a la fusión parcial de rocas de la corteza inferior hidratadas, remanentes de arcos magmáticos previos, por subplacado de magma basáltico vinculado a una anomalía térmica mantélica (Riley *et al.*, 2001). Los magmas resultantes de dicha fusión se habrían mezclado y homogeneizado con los basaltos provenientes de la anomalía térmica en niveles corticales profundos, originando magmas híbridos cuyo rango composicional abarcaría desde andesitas basálticas a dacitas (Pankhurst y Rapela, 1995 y Riley *et al.*, 2001). Luego, estos fundidos habrían ascendido hacia niveles corticales superiores, favorecidos por anisotropías corticales (fallas) generadas bajo un régimen tectónico predominantemente extensional (Uliana *et al.*, 1985), en donde se acumularon en cámaras magmáticas por pérdida de flotabilidad. Allí, la evolución magmática controlada por procesos de cristalización fraccionada (FC) y/o por cristalización fraccionada más asimilación cortical (AFC) (Pankhurst y Rapela, 1995; Riley *et al.*, 2001 respectivamente), dieron origen al enorme volumen de magmas predominantemente riolíticos.

No se han identificado afloramientos de rocas básicas jurásicas provenientes directamente de la fusión parcial del manto, habituales en ambientes de intraplaca expuestos a regímenes extensionales. Esto se atribuye a la diferencia de densidades entre los fundidos mantélicos y los corticales, los cuales constituyeron una barrera que impidió el ascenso del gran volumen de magma mantélico (Riley *et al.*, 2001). Las características geoquímicas descritas aquí para las rocas del Complejo Volcánico Bahía Laura, son coherentes con estas hipótesis planteadas previamente.

Con el fin de evaluar la importancia de los procesos de FC y AFC en los magmas estudiados en este trabajo, se efectuó un análisis específico de los datos obtenidos en cada área.

##### **3.4.1.1.1. Paso Gregores**

Las buenas correlaciones observadas en los diagramas de variación Harker de elementos mayoritarios y trazas desde las facies intermedias hacia las ácidas (Figs. 3.5 y 3.9 respectivamente), sumado al mayor enriquecimiento lineal relativo de las REE en las

facies ácidas (Fig. 3.8 B), permiten asumir un origen co-magmático para ambas facies, las cuales luego se habrían diferenciado a consecuencia de procesos de cristalización fraccionada.

En este sentido Treuil y Joron (1975) han demostrado que la relación La/Sm vs. La se mantiene constante durante la cristalización fraccionada, mientras que la fusión en equilibrio proporciona rectas de pendiente negativa. Asimismo Ángelo (2013) propone la utilización de la relación  $K_2O$  (%) vs. Ce (ppm) para discriminar procesos de cristalización fraccionada pura de procesos que involucran asimilación de niveles corticales superiores más cristalización fraccionada. Las muestras analizadas aquí muestran un comportamiento, aunque con una leve pendiente negativa, de mayor similitud con un proceso de cristalización fraccionada para el gráfico de La/Sm vs. La (Fig. 3.16 A), en tanto que la relación  $K_2O$  vs. Ce (Fig. 3.16 B) muestra un comportamiento en línea con cristalización fraccionada que mantiene valores bajos de Ce, aunque la dispersión vertical de los datos indican un cierto grado de asimilación.

Considerando la cristalización fraccionada como el proceso dominante en la evolución de estos magmas, los gráficos de las relaciones Sr vs. Ba (Rollinson, 1993) y Sr vs. Rb (Rapela y Pankhurst, 1996 y citas incluidas) (Fig. 3.16 C y D respectivamente), muestran un control dado en primer término por el fraccionamiento de clinopiroxeno y plagioclasas cálcicas, luego un fuerte fraccionamiento de plagioclasas sódicas, para finalizar con fraccionamiento de biotita y en menor medida feldespato potásico. Este conjunto mineral fraccionado, sumado al fraccionamiento de magnetita y apatita, explicaría el patrón de los diagramas Harker y multielementales (Fig. 3.8), y es consistente con las observaciones petrográficas realizadas.

Sin embargo, como se vio previamente, se han encontrado en las rocas lávicas intermedias de la Formación Bajo Pobre evidencias que sugieren posibles procesos de mezcla de magmas y asimilación de rocas graníticas ácidas que conforman parte del basamento de la región. En el primero de los casos se trata de evidencias de desequilibrio químico en el magma, que se manifiesta con texturas de desequilibrio tipo *sieve* (tamiz) y zonación oscilatoria en los cristales de plagioclasas (ver Fig. 2.10; 2.14 – Capítulo 2). Si bien las estructuras *sieve* pueden tener más de un origen que incluye procesos tales como una rápida descompresión magmática, un crecimiento acelerado por un subenfriamiento (Nelson y Montana, 1992; Anderson, 1984) o bien la intrusión en una cámara de magma de mayor temperatura y/o quimismo (Murphy *et al.*, 2000;

Tsuchiya, 1985), la afectación de los sectores internos de los cristales y la zonación oscilatoria que muestran observada en las rocas estudiadas (ver Fig. 2.10; 2.14 – Capítulo 2) sugieren un posible origen debido a un proceso de recalentamiento y mezcla de magmas producido por la inyección de un magma de mayor temperatura y basicidad que el que se encontraba en la cámara.

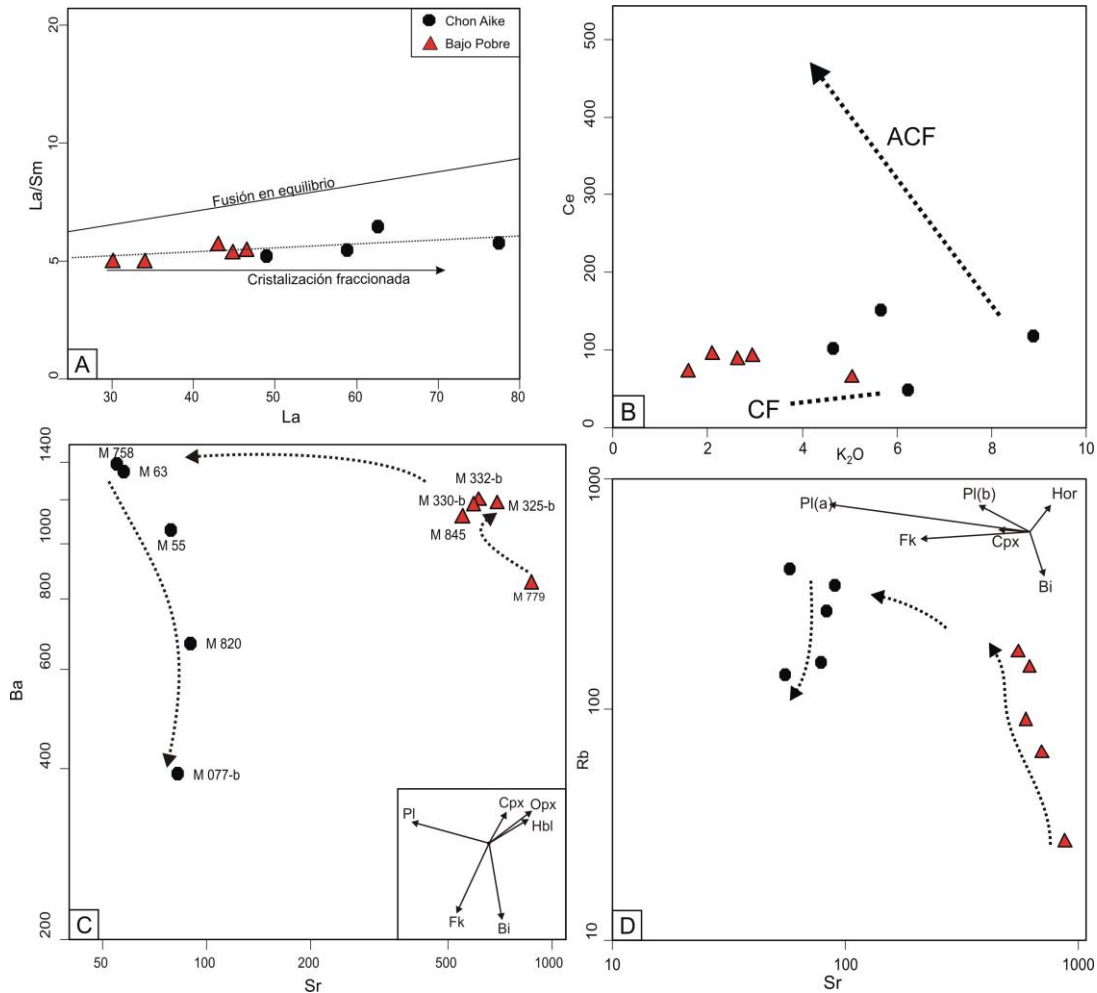


Figura 3.16. A. Relación La/Sm vs. La en la que se observa un comportamiento similar al esperado por cristalización fraccionada. B. Relación K<sub>2</sub>O vs. Ce en donde se evidencia cierta dispersión vertical de los datos que indicaría un grado de asimilación en niveles corticales someros además de cristalización fraccionada. C y D. Relaciones Sr vs. Ba (Rollinson, 1993) y Sr vs. Rb (Rapela y Pankhurst, 1996), que marcan el fraccionamiento de clinopiroxeno y plagioclasa cálcica, plagioclasa sódica y finalmente biotita.

En cuanto al proceso de asimilación, se han observado enclaves de granitoides de la Formación La Leona inmersos en lavas andesíticas con claras evidencias de fusión parcial e incorporación (asimilación) (ver Fig. 2.11; 2.12 – Capítulo 2), que podrían evidenciar dicho proceso. Si bien no se han observado afloramientos de esta unidad

triásica en la zona de Paso Gregores, se la considera parte del basamento de la región y sus afloramientos más cercanos se encuentran a unos 60 km al NE.

Como se mencionó anteriormente, las evidencias de posibles episodios de mezcla de magmas y de asimilación han sido sólo encontradas en las rocas de composición intermedia y, dado que éstas conforman el magma parental del sector, debe considerárselos como potenciales procesos que influenciaron la evolución magmática. Por lo tanto se considera que las rocas ácidas CVBL no serían sólo producto de la cristalización fraccionada sino, probablemente, también de la mezcla de magmas y la asimilación de rocas de la corteza superior.

La asimilación de granitoides en niveles corticales someros ya ha sido observada en rocas volcánicas jurásicas de otro sector de la Patagonia, como es el caso de lavas andesíticas de la Formación Cañadón Asfalto en las que se han registrado xenocristales de circones pérmicos provenientes de granitoides (Bouhier *et al.*, 2017). Asimismo Zaffarana *et al.* (2014) han propuesto la asimilación de granitoides triásicos en rocas de la Formación Lonco Trapial, lo que marca un posible patrón común en las rocas volcánicas jurásicas de la Patagonia extra-andina.

#### **3.4.1.1.2. Estancia Tres Hermanas**

En lo que respecta al comportamiento de los elementos mayoritarios, al igual que en el área de Paso Gregores, se observaron buenas correlaciones en los diagramas de variación multielemental de elementos mayoritarios tipo Harker (Fig. 3.6), que sugerirían un origen co-magmático dominado por procesos de cristalización fraccionada desde las facies intermedias hacia las ácidas. Sin embargo, los elementos traza muestran dispersión en varios elementos (Th, U, Nb, La e Y) y una tendencia negativa en Ce (Fig. 3.11). Por otro lado en los diagramas de tierras raras la andesita se encuentra más enriquecida en REE livianas en relación a las rocas ácidas, y a su vez más empobrecida en REE pesadas, lo cual genera un cruce en las concentraciones (Fig. 3.10 B). Por su parte la relación La/Sm vs. La (Treuil y Joron, 1975) muestra un comportamiento si bien plano, semejante al de un proceso de evolución dominado por cristalización fraccionada, aunque invertido, con la andesita más enriquecida en La (Fig. 3.17 A). Asimismo el gráfico de Ce vs. K<sub>2</sub>O (Fig. 3.17 B), utilizado para discriminar procesos de cristalización fraccionada pura de procesos que involucran además asimilación (Ángelo, 2013), muestra cierta dispersión vertical debido a un mayor contenido de Ce por parte

de la andesita, en tanto que las facies ácidas se encuentran alineadas en concordancia con la cristalización fraccionada.

Por lo tanto, si bien esta interpretación debe ser tomada con reservas debido al bajo número de muestras con el que se cuenta, las evidencias mencionadas permiten sugerir diferentes fuentes de origen para estas rocas, como ha sido interpretado otros autores al observar, en un número similar de muestras, cruces análogos en los patrones de tierras raras de rocas volcánicas (Rocher *et al.*, 2015).

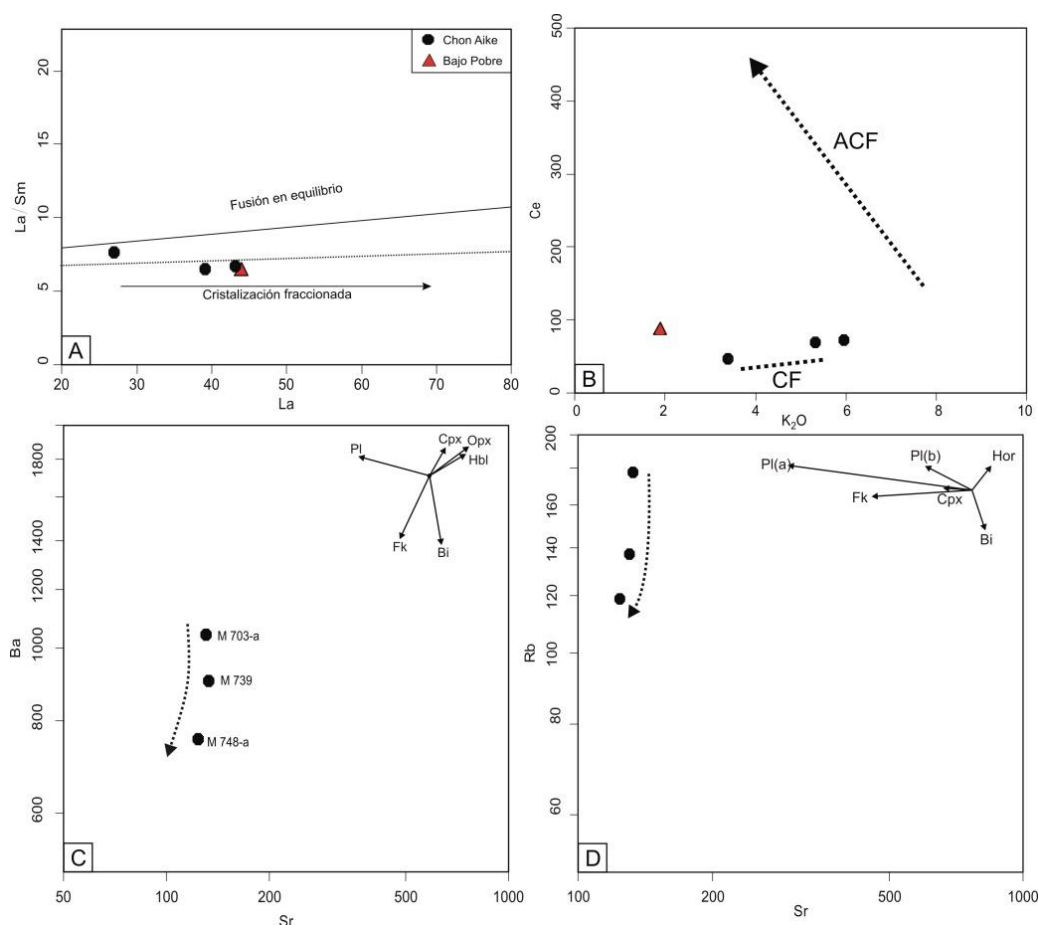


Figura 3.17. A. Relación La/Sm vs. La en la que se observa un comportamiento similar al esperado por cristalización fraccionada pero invertido (andesita enriquecida en La en relación a las riolitas). B. Relación Ce vs. K<sub>2</sub>O en donde se observa cierta dispersión vertical, que argumenta en contra de la cristalización fraccionada, por un mayor enriquecimiento de Ce por parte de la andesita. Las riolitas muestran un comportamiento esperado para cristalización fraccionada. C y D. Relaciones Sr vs. Ba y Sr vs. Rb que marcan el fraccionamiento de biotita y feldespato potásico en las riolitas.

Particularmente, las andesitas de este sector, al igual que en el área de Paso Gregores, presentan evidencias petrográficas que sugieren la existencia de posibles procesos de mezcla de magmas, las cuales se constituyen de cristales de plagioclasa con texturas tipo *sieve* (tamiz) y zonación inversa (ver Fig. 2.174 – Capítulo 2).

Por el lado de las riolitas los gráficos que plotean las relaciones Sr vs. Ba (Rollinson, 1993) y Sr vs. Rb (Rapela y Pankhurst, 1996 y citas incluidas) (Fig. 3.17 C, D), sugieren una evolución para estas rocas ácidas regida por el fraccionamiento de biotita y en menor medida feldespatos potásicos hacia los términos de mayor acidez (Fig. 3.17 C, D).

#### 3.4.1.2. Formación La Leona

La evolución magmática de esta unidad no es objetivo de este trabajo. Esta ya ha sido determinada previamente por Rapela y Pankhurst (1996), quienes establecieron un origen mantélico y una diferenciación dominada por cristalización fraccionada de plagioclasa, hornblenda y biotita, sin contaminación cortical evidente, lo que concuerda con las disminuciones de FeO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, CaO y el aumento de K<sub>2</sub>O, observados en los diagramas Harker (Fig. 3.14). Sin embargo, el patrón cóncavo de las REE pesadas observado aquí (Fig. 3.15 B) merece especial atención ya que, de acuerdo a numerosos trabajos, es un rasgo habitual en magmas adakíticos con participación de fundidos provenientes de la fusión de metabasaltos de la losa oceánica (Burgois *et al.*, 1996 y citas incluidas; Reich *et al.*, 2003; Moyén, 2009; entre otros). Desde su descubrimiento (Kay, 1978), los modelos de generación de adakitas y los rasgos geoquímicos para su reconocimiento han ido evolucionando, hasta un estado actual del conocimiento en el cual los rasgos principales para su identificación se basan en altos contenidos de Sr (>400 ppm), altas relaciones de La/Yb y Sr/Y, valores de Y ≤ 18 ppm, Yb ≤ 1,9 ppm y valores de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ≥ 15% (Defant y Drummond, 1990; Drummond y Defant, 1990; Drummond *et al.*, 1996; Martin, 1999; Moyén, 2009; Castillo, 2012, entre otros). De acuerdo a una revisión realizada por Moyén (2009), los rasgos esenciales son las altas relaciones La/Yb y Sr/Y, un carácter compartido por todas las adakitas reconocidas. Asimismo propone que el término adakita debe usarse en un solo tipo de roca, el que fuera definido por Martin *et al.* (2005) y estudiado previamente por Defant y Drummond (1990), conocido como adakitas de alta sílice (HSA) o “verdaderas adakitas”, producto de la fusión parcial de metabasaltos a alta presión.

Para las rocas aquí analizadas los contenidos de Sr son, en casi la totalidad de las muestras, superiores a 400 ppm, con contenidos de Y menores a 18 ppm y de Yb inferiores a 1.9 ppm. Por su parte los valores de las relaciones de La/Yb(n) y Sr/Y son elevadas y grafican claramente, en la mayoría de los casos, en los campos definidos para adakitas (Fig. 3.18)

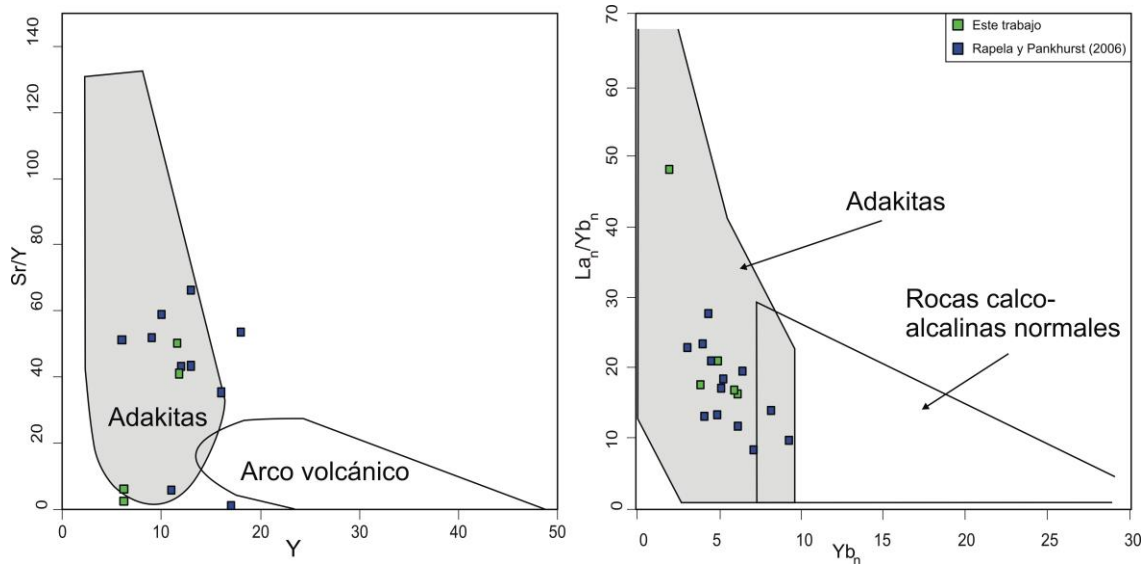


Figura 3.18. Diagramas de discriminación de adakitas, en donde se observa que la gran mayoría de las muestras analizadas grafican en los campos definidos para las adakitas. A. Diagrama Sr/Y vs. Y (luego de Defant y Drummond, 1990). B. Diagrama  $La_n/Yb_n$  vs.  $Yb_n$  (Reich *et al.*, 2003 y citas incluidas).

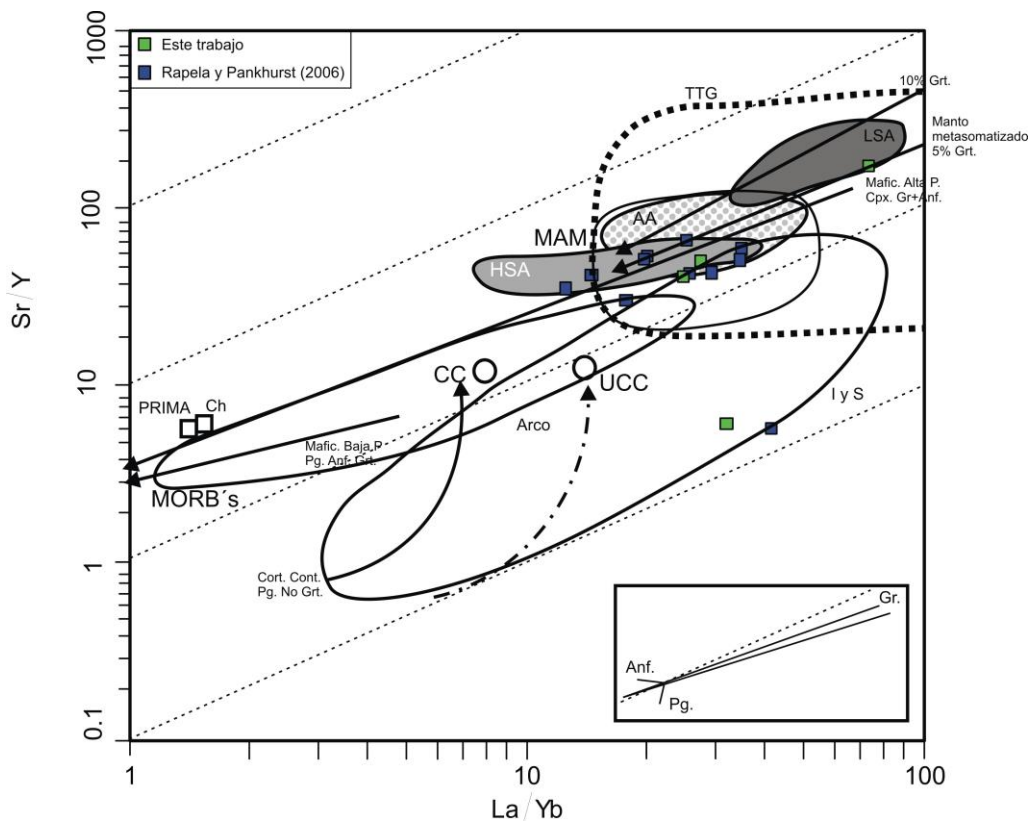


Figura 3.19. Diagrama de modelos de fundido e interacciones del manto Sr/Y vs. La/Yb. Campos: HSA (adakitas de alta sílice), LSA (adakitas de bajo sílice); AA (adakitas arqueanas); TTG (trondjemita-tonalita-granodiorita); I y S (granitos “normales”). Se observa que la amplia mayoría de las muestras estudiadas caen dentro del campo de las adakitas de alta sílice (HSA). Otras abreviaturas: Anf: Anfíboles. CC: Corteza continental. CH: Composición del condrito. Gr: Granate. MAM: Mezcla de magma adakítico y mantélico. MORB's: Basaltos de cordillera centrooceánica. Pg: Plagioclasas. PRIMAs: Composición del manto primitivo. UCC: Corteza continental superior. Diagrama propuesto por Moyen (2009).

Similar comportamiento aparece en el gráfico propuesto por Moyen. (2009), en el cual las muestras grafican en la mayoría de los casos en el campo de las adakitas de alta sílice (HSA) o “verdaderas adakitas” (Fig. 3.19)

En lo que respecta a los orígenes de los magmas adakíticos, de acuerdo a la propuesta original, estos provendrían de la fusión parcial de metabasaltos de la losa oceánica en condiciones particulares en las que la edad de esta corteza es joven, lo cual propicia su fusión debido a la temperatura remanente en ella. Sin embargo en los últimos años se han postulado modelos genéticos por fusión de metabasaltos de una corteza oceánica sin límite de edad. Se destaca el de Gutscher *et al.* (2000) que explica la generación de un volumen importante de fundidos adakíticos de la losa oceánica durante eventos de subducción subhorizontal que inducen su fusión parcial.

### **3.4.2. Ambiente geotectónico y condiciones corticales**

#### **3.4.2.1. Complejo Volcánico Bahía Laura**

En las rocas analizadas del Complejo Volcánico Bahía Laura, el enriquecimiento relativo en elementos LIL y REE livianas respecto de los HFS y REE pesadas, así como el enriquecimiento en Th, U y en ocasiones Pb, sumado a las anomalías negativas en Nb y Ta, indican un ambiente geotectónico de arco magmático (Thompson *et al.*, 1984) (Fig. 3.8 y 3.10). Asimismo, las relaciones Y+Nb vs. Rb, Y vs. Nb, Ta+Yb vs. Rb y Yb vs. Ta de Pearce *et al.* (1984) evidencian de manera general un ambiente geotectónico de arco volcánico (Fig. 3.20 A). Algunas muestras de rocas ácidas grafican en el campo de intraplaca (Y vs. Nb) y en ambientes colisionales (Y+Nb vs. Rb y Ta+Yb vs. Rb). El ambiente de arco volcánico también lo evidencian las relaciones Hf/3, Th y Ta (Wood, 1980) (Fig. 3.20 B) así como las relaciones Nb/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 2008) (Fig. 3.20 C).

Por su parte, las relaciones de Ba/La y La/Ta (Kay *et al.*, 1991) muestran valores generales altos que se asocian a la contribución de fluidos derivados de la losa oceánica subducida en la cuña mantélica (Fig. 3.21 A). Sólo tres muestras grafican en el campo de retroarco. Adicionalmente las relaciones Ta/Hf mayoritariamente menores a 0,15 (Ta/Hf=0,072-0,12) son comparables con ambientes de arco magmático, mientras que las relaciones Th/Hf mayores a uno (>1) indican magmas calcoalcalinos (Fernández Paz *et al.*, 2018) (Fig. 3.21 B).

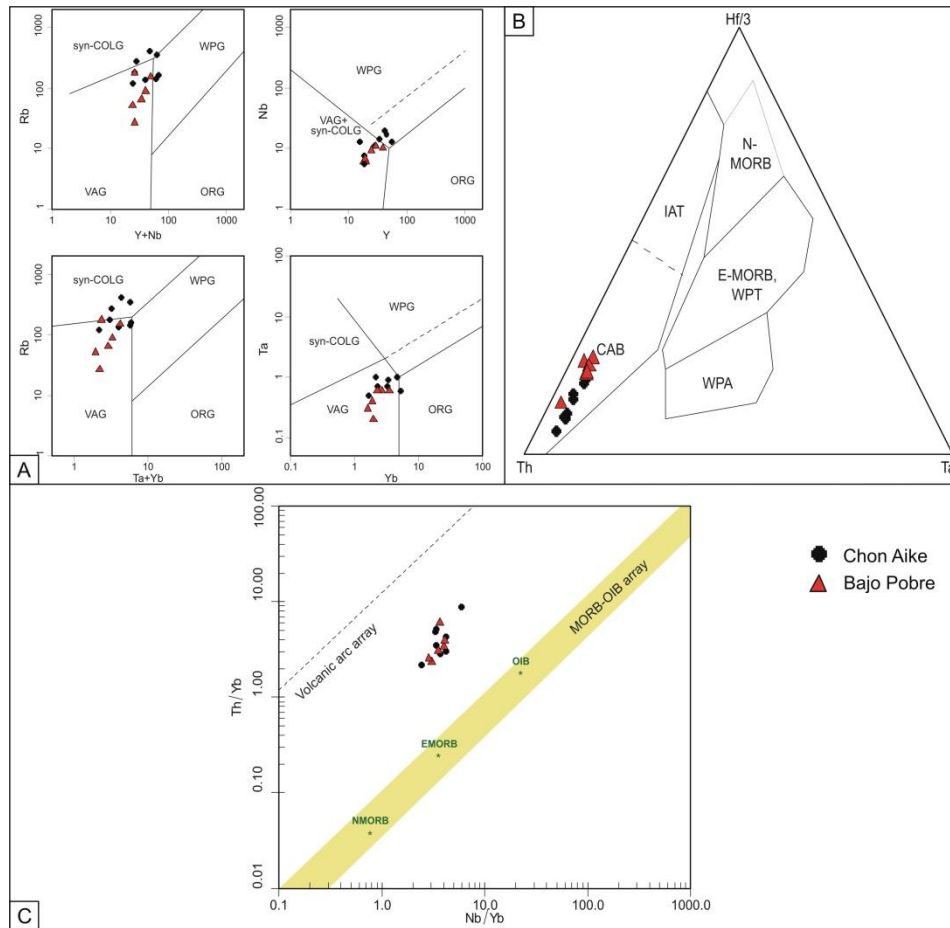


Figura 3.20. A. Diagramas de discriminación de ambiente geotectónico de Pearce *et al.* (1984). B. Diagrama de discriminación de ambientes geotectónicos Hf/3-Th-Ta de Wood (1980). C. Diagrama de discriminación de ambientes geotectónicos de Pearce (2008). Muestras de las áreas de Paso Gregores y estancia Tres Hermanas.

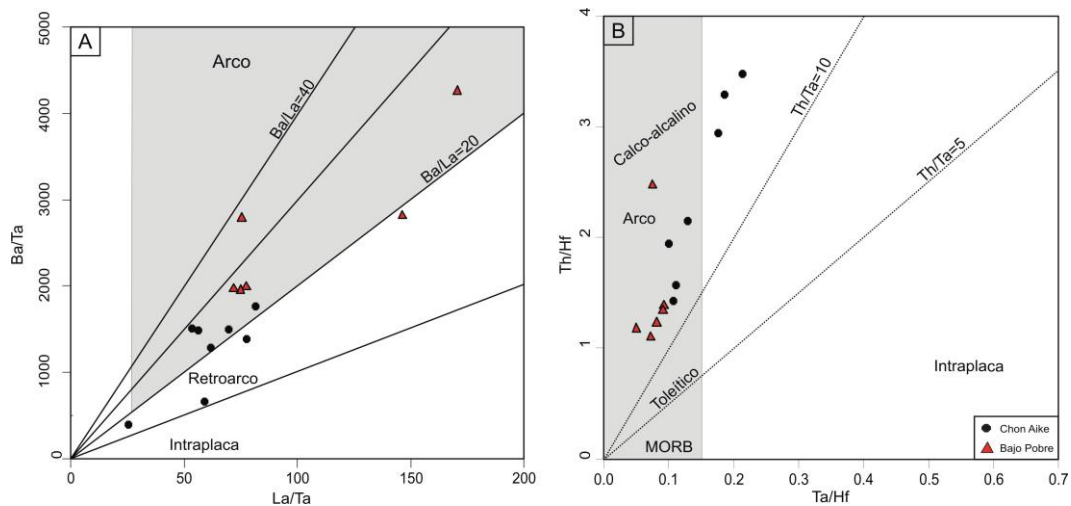


Figura 3.21. A. Relación La/Ta vs. Ba/Ta (Kay *et al.*, 1991) con discriminación de ambiente geotectónico. La mayor parte de las muestras grafican dentro del campo de Arco. Cuatro lo hacen en el campo de retroarco. B. Relación Ta/Hf vs. Th/Hf mostrando que la mayoría de las muestras presentan composiciones calcoalcalinas de arco (Kay *et al.*, 1991). Muestras de las áreas de Paso Gregores y estancia Tres Hermanas

En síntesis, las rocas jurásicas estudiadas muestran signatura de arco magmático, si bien se encuentran emplazadas en un ambiente de intraplaca sometido a un régimen extensional. Una posible explicación a este comportamiento particular fue presentada por Riley *et al.* (2001), quienes plantean que la impronta de arco magmático sería heredada de relictos de rocas hidratadas con fluidos provenientes de lozas subducidas previamente, emplazadas en la base de la corteza continental y que fueron fundidas parcialmente por el subplacado de la Anomalía Térmica del Karoo, responsable también de los extensos flujos basálticos del sur de África (LIP Karoo). En este sentido, las evidencias de asimilación de granitoides de un arco magmático previo, reforzarían la signatura de arco magmático de las volcanitas.

Un escenario similar al propuesto por Riley *et al.* (2001) fue descrito por Liu *et al.* (2014) para la LIP Pérmica de Tarim del noroeste de China, en donde una pluma mantélica habría fundido rocas corticales originando magmas riolíticos de bajo Nb y Ta. Por su parte Tassara *et al.* (2017), proponen un origen de las rocas del CVBL por una fusión parcial mantélica desencadenada por fluidos derivados de una deshidratación profunda de la losa subductada, en un ambiente extensional de retro-arco. Sin embargo las relaciones isotópicas  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  publicadas por Pankhurst y Rapela (1995) (0,71-1,03) están en concordancia con un origen por fusión cortical para los magmas jurásicos de Patagonia, con valores muy por encima de los típicamente mantélicos.

Por otro lado, las temperaturas de saturación de Zr de los magmas ácidos obtenidas aquí, que superan mayormente los 800°C ( $T^{\circ}\text{sat. Zr}$  - Tabla 3.1), indican un origen vinculado a anomalías térmicas mantélicas (Liu *et al.*, 2014). En concordancia con esto las composiciones metaluminosas y peraluminosas de las rocas estudiadas (Fig. 3.4 C), indican una importante participación cortical.

Asimismo las relaciones de La/Sm (4,9 – 9,19) vs. Sm/Yb (1,2 – 3,4) y la disminución de la relación Dy/Yb (2,22 – 0,95) con el aumento de sílice, evidencian la estabilidad de anfíbol y piroxeno en la fuente como minerales residuales concentradores de REE pesadas, lo que es coherente con un origen cortical de los magmas a presiones relativamente bajas (Fig. 3.22 A y B).

En lo que respecta al análisis de las condiciones corticales de la región del Macizo del Deseado durante el evento magmático jurásico, se utilizan las relaciones La/Yb ya que ellas reflejan condiciones variables de presión durante la generación y equilibrio de los magmas, directamente vinculadas con el espesor cortical (Hildreth y Morbath, 1988;

Kay y Kay, 1991). Dichas relaciones han sido utilizadas por numerosos autores en rocas calcoalcalinas para estimar espesores corticales (Haschke *et al.*, 2002, Hu *et al.*, 2017, Profeta *et al.*, 2015, entre otros). En las rocas analizadas aquí, el promedio de las relaciones La/Yb sin normalizar es de 15 (La/Yb=15) (Tabla 1. Fig. 3.23 A), mientras que el de la relación normalizada a condrito (Nakamura, 1974) es de 10,5 (La/Yb<sub>(N)</sub>=10,5) (Tabla 3.1. Fig. 3.23 B). Para esta última relación se ha aplicado la ecuación de Hu *et al.* (2017) (Fig. 3.23 B). Estos resultados permiten estimar un espesor cortical para la región oriental del Macizo del Deseado durante el Jurásico Inferior-Medio entre 35 y 36 kilómetros.

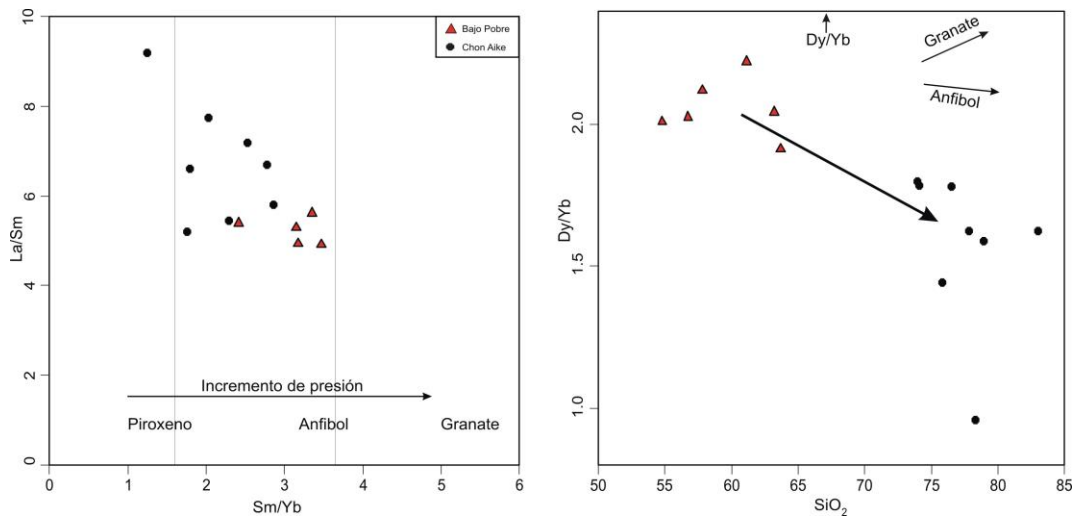


Figura 3.22. A- REE livianas (La/Sm) vs. REE pesadas (Sm/Yb). Las relaciones bajas de Sm/Yb muestran una evolución magmática en equilibrio con asociaciones minerales de baja presión: piroxeno y anfíbol (Kay *et al.*, 1991). B- Diagrama Dy/Yb vs. SiO<sub>2</sub>. La disminución de las relaciones de Dy/Yb con el incremento de sílice evidencia un fraccionamiento de anfíbol. Muestras de las áreas de Paso Gregores y estancia Tres Hermanas.

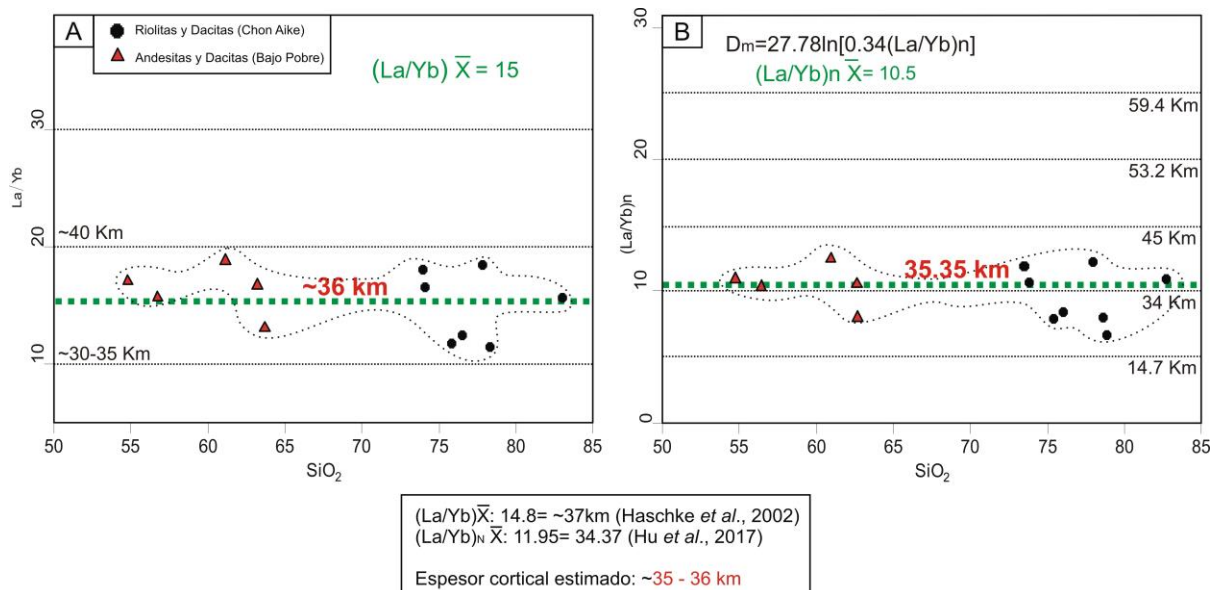


Figura 3.23. A, B y C. Gráficos y cálculos de espesores corticales a partir de las relaciones La/Yb y  $(La/Yb)_{(N)}$  (Haschke *et al.*, 2002; Hu *et al.*, 2017 respectivamente). Muestras de las áreas de Paso Gregores y estancia Tres Hermanas.

### 3.4.2.2. Formación La Leona

El enriquecimiento relativo en elementos LIL y REE livianas respecto de los HFS y REE pesadas, así como el enriquecimiento en Th y U, sumado a las anomalías negativas en Nb y Ta, son indicios de ambiente geotectónico de arco magmático (Thompson *et al.*, 1984) (Fig. 3.15). En este sentido, las relaciones establecidas por Pearce *et al.* (1984) y Pearce (2008) [(Y+Nb vs. Rb, Y vs. Nb, Ta+Yb vs. Rb y Yb vs. Ta) y (Nb/Yb vs. Th/Yb) respectivamente] sugieren un ambiente geotectónico de arco volcánico (Fig. 3.24 A y B). Esto se halla en concordancia con la clasificación de granitos tipo I (Chappell y White, 2001), con índices de saturación en alúmina menores a 1,1 (Fig. 3.13 D) y contenidos de Na<sub>2</sub>O mayores a 3,2 (ver tabla 3.2), así como también por las relaciones establecidas por Whalen *et al.* (1987) (Fig. 3.24 C).

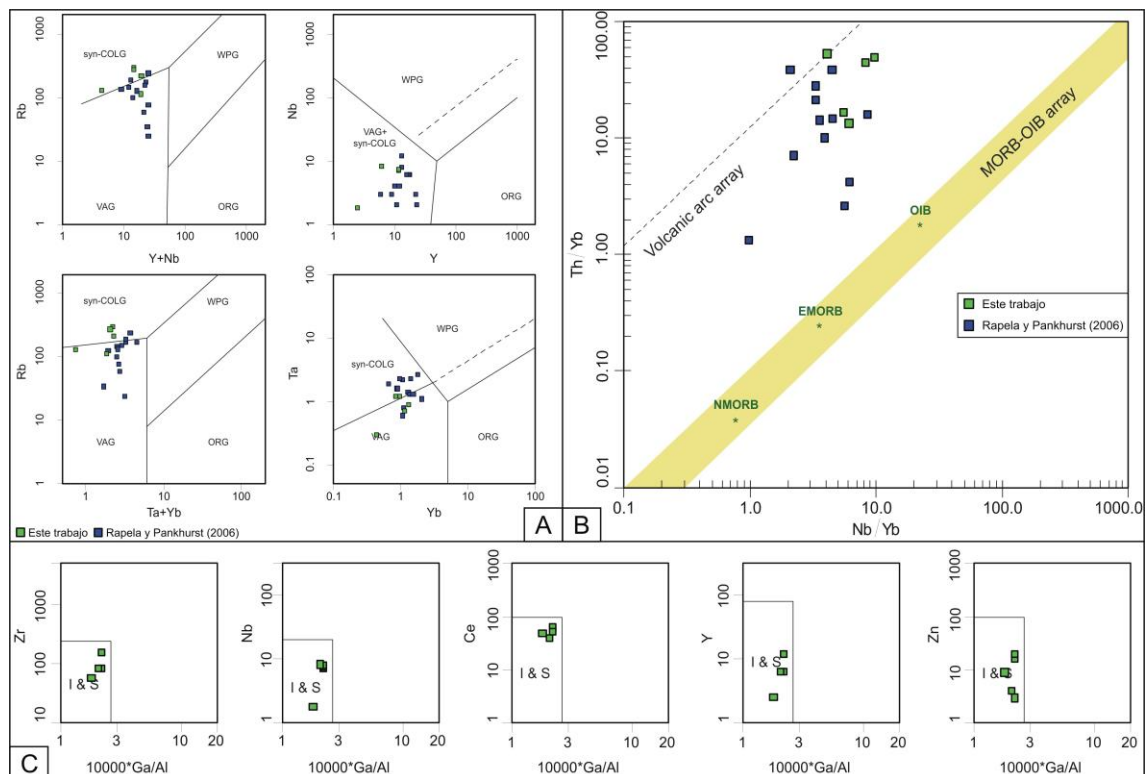


Figura 3.24. A. Diagramas de discriminación de ambientes geotectónicos (Pearce *et al.*, 1984). B. Diagrama de discriminación de ambiente geotectónico Nb/Yb vs. Th/Yb (Pearce, 2008). C. Diagramas de diferenciación de granitos (Whalen *et al.*, 1987).

Asimismo, las temperaturas de saturación de Zr obtenidas tanto de los análisis geoquímicos previos de Rapela y Pankhurst (1996), como de los aquí realizados,

indican temperaturas por debajo de los 800 °C (promedio=765°C) ( $T^{\circ}\text{sat-Zr}$  - ver Tabla 3.2), características de granitos fríos (Miller *et al.*, 2003) que sugieren ambientes de generación asociados a subducción (Liu *et al.*, 2014).

De acuerdo a todas las características mencionadas se considera a la Formación La Leona como relictos de un arco volcánico del Triásico Superior, como fuera propuesto originalmente por Godeas (1992) y Márquez (1993). La hipótesis está reforzada por las relaciones isotópicas iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  próximas a valores mantélicos de Pankhurst *et al.* (1993b) y Rapela y Pankhurst (1996).

En lo que respecta al análisis las condiciones corticales existentes durante la intrusión de los granitoides que integran esta unidad, las relaciones  $\text{La}/\text{Yb}$  y  $\text{La}/\text{Yb}_{(N)}$  promedian en 25,45 y 17,14 respectivamente (Fig. 3.29 A y B), lo cual indicaría un espesor cortical de aproximadamente 50km. Esto concuerda con la estabilidad de anfíbol y granate como fases estables en la fuente, sugerida por los valores de la relación  $\text{Sm}/\text{Yb}$  (2,7-3,86) (Fig. 3.25 C). Es necesario tener en cuenta que las altas relaciones de  $\text{La}/\text{Yb}$  podrían ser sólo el resultado de la composición adakítica identificada para esta unidad, lo cual impediría considerar cálculos de espesores corticales basados en estas relaciones, sin embargo la estabilidad del granate sugerida por las relación  $\text{Sm}/\text{Yb}$  es concordante con los espesores obtenidos.

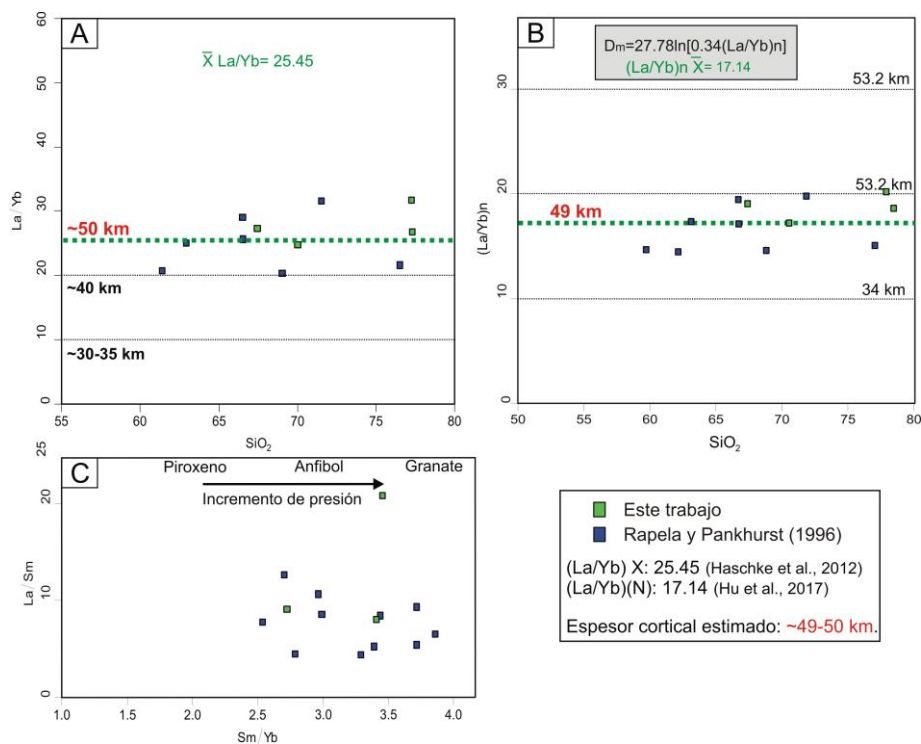


Figura 3.25. A. Relación  $\text{La}/\text{Yb}$  vs.  $\text{SiO}_2$  (Haschke *et al.* 2002). B. Relación  $\text{La}/\text{Yb}_{(N)}$  normalizada a condrito (Nakamura, 1974) vs.  $\text{SiO}_2$  (Hu *et al.* (2017). C. Relación  $\text{Sm}/\text{Yb}$  vs.  $\text{La}/\text{Sm}$  (Kay *et al.*, 1991) en donde se observa la estabilidad de anfíbol y granate en la fuente.

### 3.4.3. Comportamiento geoquímico del Complejo Volcánico Bahía Laura en el Macizo del Deseado

Las clasificaciones generales y diagramas de variación de elementos mayoritarios se encuentran en concordancia con los análisis geoquímicos previos del resto del Macizo del Deseado (Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 1998; Guido, 2002; Moreira, 2005; Alperin *et al.*, 2007; Jóvic, 2009 y Ruiz, 2012). En éstos, las rocas clasifican desde andesitas basálticas a riolitas en el diagrama de Winchester y Floyd (1977) (Fig. 3.26 A), con afinidad calcoalcalina (Fig. 3.26 B) y composiciones esencialmente metaluminosas para las facies intermedias (Bajo Pobre) y peraluminosas para las ácidas (Chon Aike) (Fig. 3.26 C) (Shand, 1943). Los diagramas de variación de elementos mayoritarios muestran buenas tendencias negativas para el FeO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, TiO<sub>2</sub> y P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y positiva para el K<sub>2</sub>O, mientras que el Na<sub>2</sub>O muestra dispersión (Fig. 3.26 D).

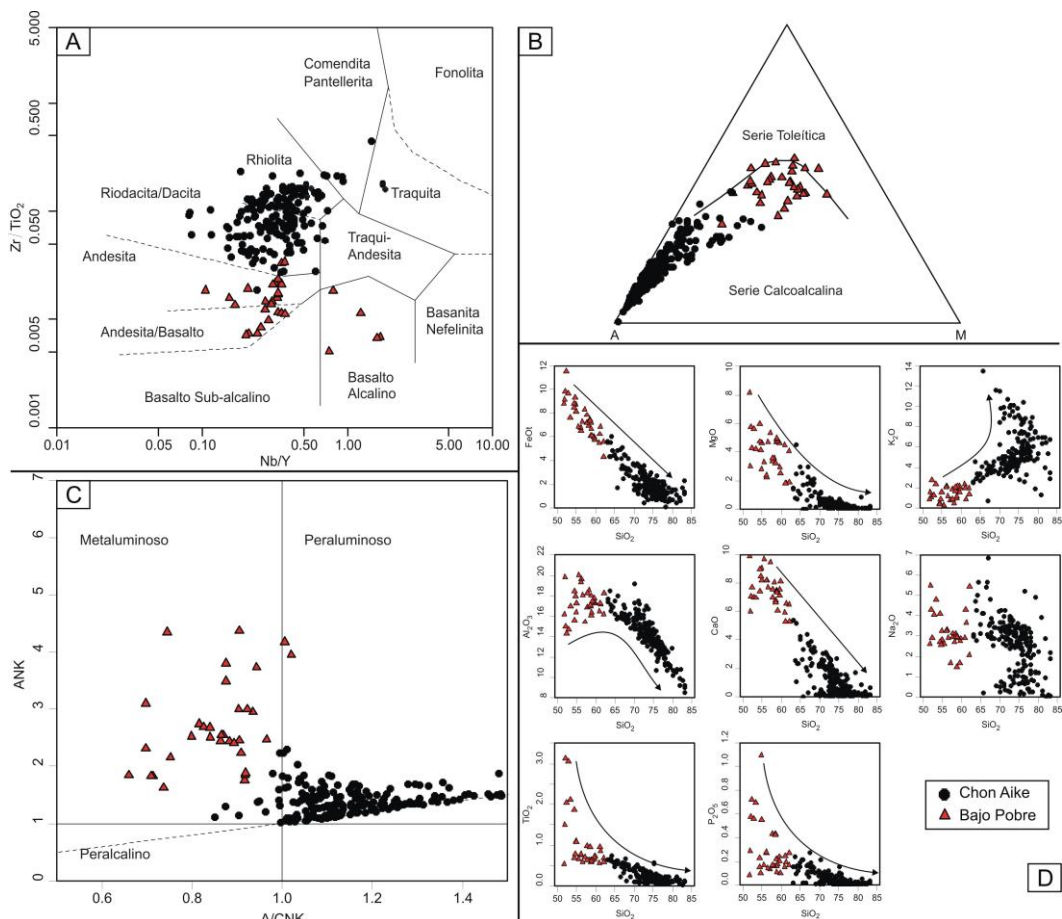


Figura 3.26. Diagramas generales del CVBL en el Macizo del Deseado. A. Clasificación de Winchester y Floyd (1977) (Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub>). B. AFM (Irvine y Baragar, 1971). C. Índice de saturación de alúmina (Shand, 1943). D. Diagramas de variación Harker. Tendencias en flechas punteadas. Datos tomados de Pankhurst y Rapela (1995), Pankhurst *et al.* (1998), Guido (2002), Moreira (2005), Alperin *et al.* (2007), Jóvic (2009) y Ruiz (2012).

En lo que concierne al ambiente geotectónico y a las condiciones corticales, el CVBL en el resto del Macizo del Deseado presenta igualmente una signatura geoquímica de arco magmático (Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 1998; Guido, 2002; Moreira 2005; Alperin *et al.*, 2007; Jóvic, 2009 y Ruiz, 2012), como se observa en los gráficos de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 3.27 A). Asimismo, los valores mayores a 20 de las relaciones Ba/La sugieren mayormente un ambiente de arco volcánico (Fig. 3.27 B). Por otro lado, el valor promedio de las relaciones La/Yb normalizadas a condrito (Nakamura, 1974) del CVBL es de 9,6, indicando un espesor cortical cercano a los 33 km (Fig. 3.27 C), un valor muy similar al obtenido en las muestras analizadas en este trabajo (35-36 km). Este espesor es coherente con las relaciones La/Yb que marcan la estabilidad de piroxeno y de anfíbol como minerales residuales concentradores de REE pesadas a presiones relativamente bajas (Kay *et al.*, 1991) (Fig. 3.27 D).

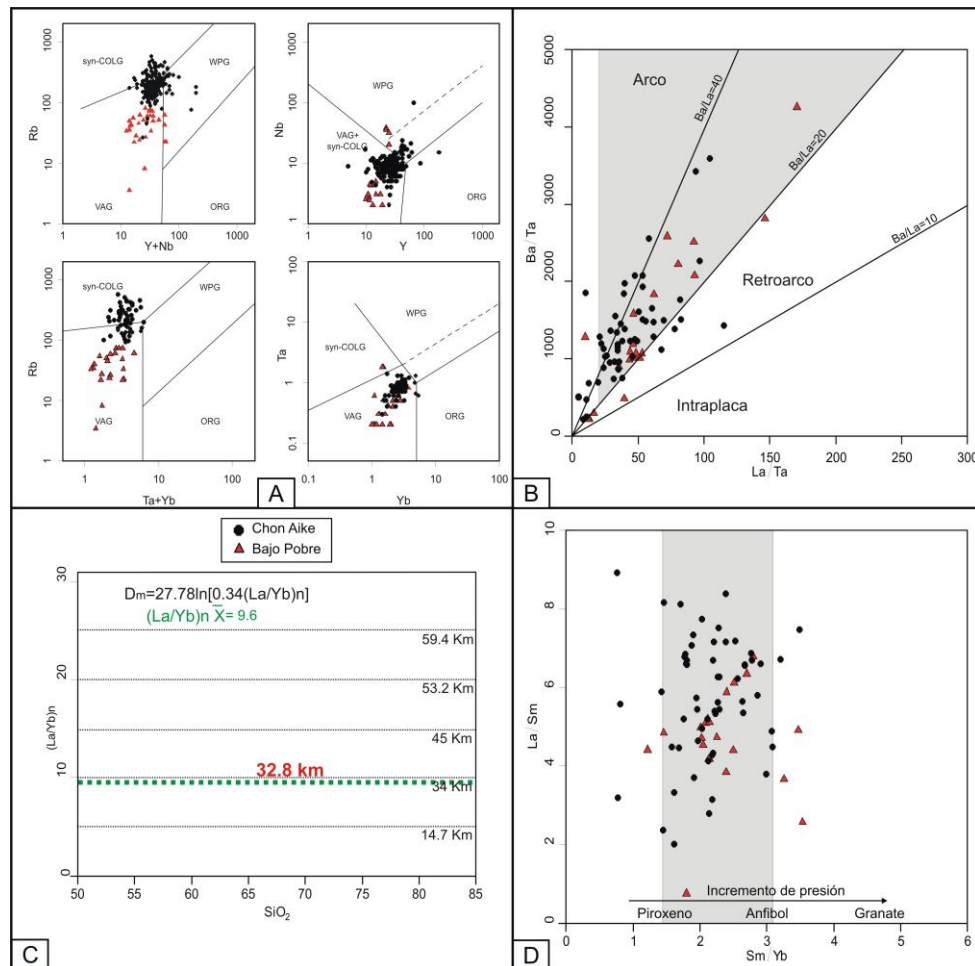


Figura 3.27. A. Diagrama de discriminación de ambientes geotectónicos de Pearce *et al.* (1984). B. Relaciones La/Ta vs. Ba/Ta (Kay *et al.*, 1991). C. Relación  $(La/Yb)_n$  indicando un espesor cortical de 32,8 km (Hu *et al.*, 2017). D. Relación Sm/Yb vs. La/Sm que sugieren la estabilidad de piroxeno y anfíbol en el área fuente (Kay *et al.*, 1991). Datos tomados de Pankhurst y Rapela (1995), Pankhurst *et al.* (1998), Guido (2002), Moreira (2005), Alperin *et al.* (2007), Jóvic (2009) y Ruiz (2012).

Por lo expuesto anteriormente, la signatura geoquímica dominante de arco magmático y el espesor cortical normal a atenuado calculados para las rocas aquí estudiadas son coherentes con los obtenidos por otros autores para otras áreas del Macizo del Deseado. Como se mencionó previamente, Riley *et al.* (2001) atribuyeron la signatura de arco a la fusión de rocas hidratadas de arcos magmáticos previos emplazadas en niveles corticales profundos. A esto habría que sumarle las evidencias encontradas en este trabajo de asimilación de granitoides triásicos calcoalcalinos de tipo I (Formación La Leona) en niveles corticales superiores, que reforzarían dicha signatura de arco en rocas de intraplaca bajo un régimen extensional.

#### **3.4.4. Comparación geoquímica entre las volcanitas jurásicas de la Patagonia extra-andina**

*Se comparan los rasgos geoquímicos de las rocas volcánicas del Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL), aflorantes en el Macizo del Deseado, con las rocas volcánicas de la Formación Cañadón Asfalto, Formación Lonco Trapial y del Complejo Volcánico Marifil, aflorantes en la Cuenca de Cañadón Asfalto y en el Macizo Nord-Patagónico respectivamente. Se incorporan a las rocas intrusivas de composición intermedia a básica de la Formación Cerro León, para analizar en conjunto al volcanismo de la Patagonia.*

Composicionalmente las rocas del CVBL guardan una fuerte similitud con las del Complejo Volcánico Marifil (CVM), con composiciones que van desde andesita a riolita, mientras que la Formación Lonco Trapial (LT), Formación Cerro León (CL) y Formación Cañadón Asfalto (CA), poseen además composiciones de mayor basicidad, alcanzando los campos de basaltos sub-alcalinos y alcalinos respectivamente (Fig. 3.28 A). Por otro lado se observa que todas las unidades comparadas responden a una serie magmática calcoalcalina y sólo CA posee un número minoritario de representantes de la serie toleítica (Fig. 3.28 B). En lo que respecta al índice de saturación de alúmina, todas las formaciones poseen composiciones metaluminosas a peraluminosas (Fig. 3.28 C).

Los diagramas de variación de elementos traza normalizados a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) muestran un comportamiento similar en todas las unidades con un enriquecimiento relativo en Cs, Rb y Pb (LIL), anomalías negativas en Nb, Ta (del CVM no se cuenta con datos del contenido de Ta), P y Ti (Fig. 3.29 A). Por su parte, los patrones de Tierras Raras (REE) normalizados a manto primitivo

(McDonough y Sun, 1995) (Fig. 3.29 B) muestran pendientes negativas moderadas dadas por un leve enriquecimiento de las REE livianas respecto de las pesadas y anomalías negativas de Eu de magnitudes que varían acorde a la composición, siendo levemente insinuadas en los términos intermedios (LT, CA y CL) y marcadas en los términos de mayor acidez (CVM y CVBL). Las REE pesadas tienen tendencias planas descartando la presencia de granate en la fuente (Fig. 3.29 B).

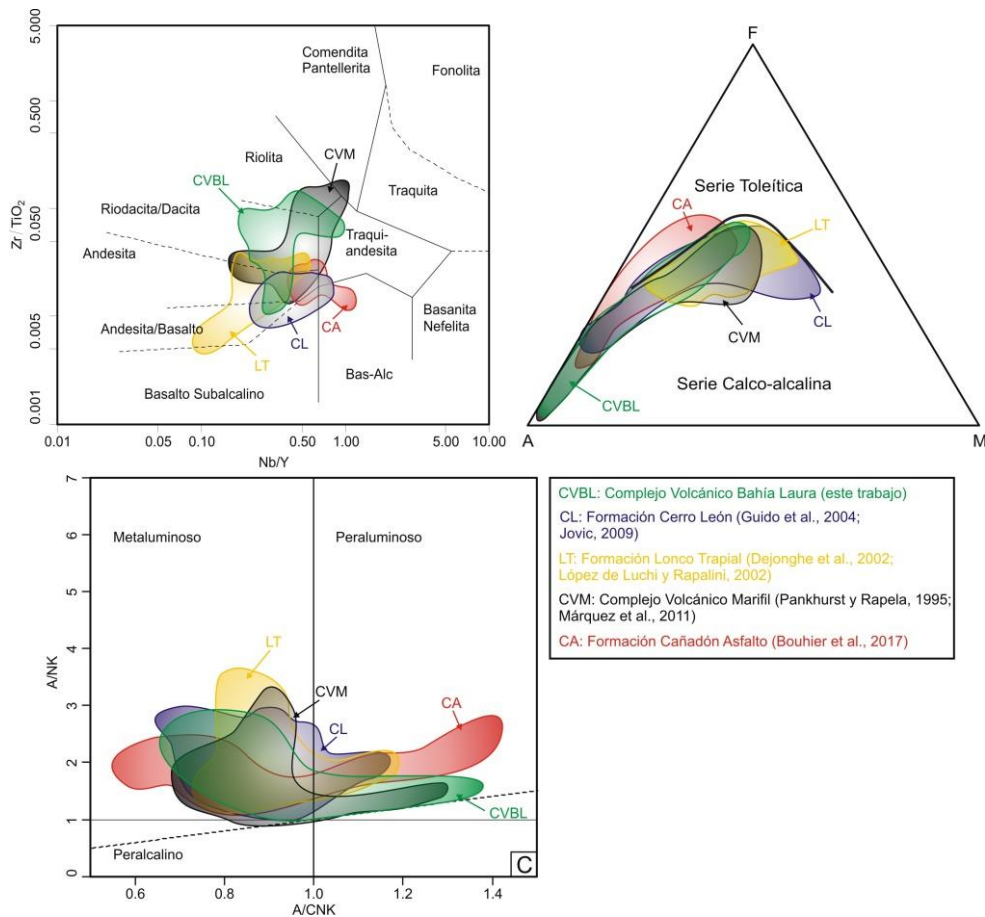


Fig. 3.28. A. clasificación Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester y Floyd, 1977). B. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). C. Índice de saturación de alúmina de Shand (Shand, 1943).

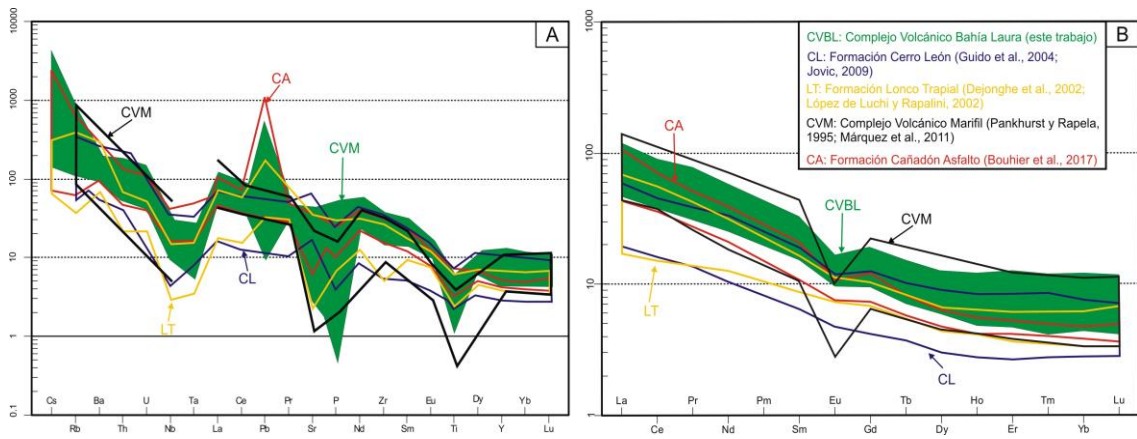


Fig. 3.29. A. Diagrama de elementos traza normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995). B. Diagrama de tierras raras normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995)

Geotectónicamente, de acuerdo a los diagramas de Pearce (2008) y Wood (1980) (Nb/Yb vs. Th/Yb; Hf/3, Th y Ta respectivamente), las unidades del CBVL, CL, LT y CA grafican en el campo de arco volcánico (Fig. 3.30 A, B), siendo LT la única unidad que muestra además componentes de magmatismo de intraplaca (Fig. 3.30 B). Por su parte el CVM, que no es graficado en los mismos diagramas por la falta de disponibilidad de datos (Th, Hf, Ta), posee al igual que el CVBL, componentes de arco y de magmatismo de intraplaca en los diagramas Rb vs Y+Nb y Nb vs Y (Pearce *et al.*, 1984) (Fig. 3.30 C).

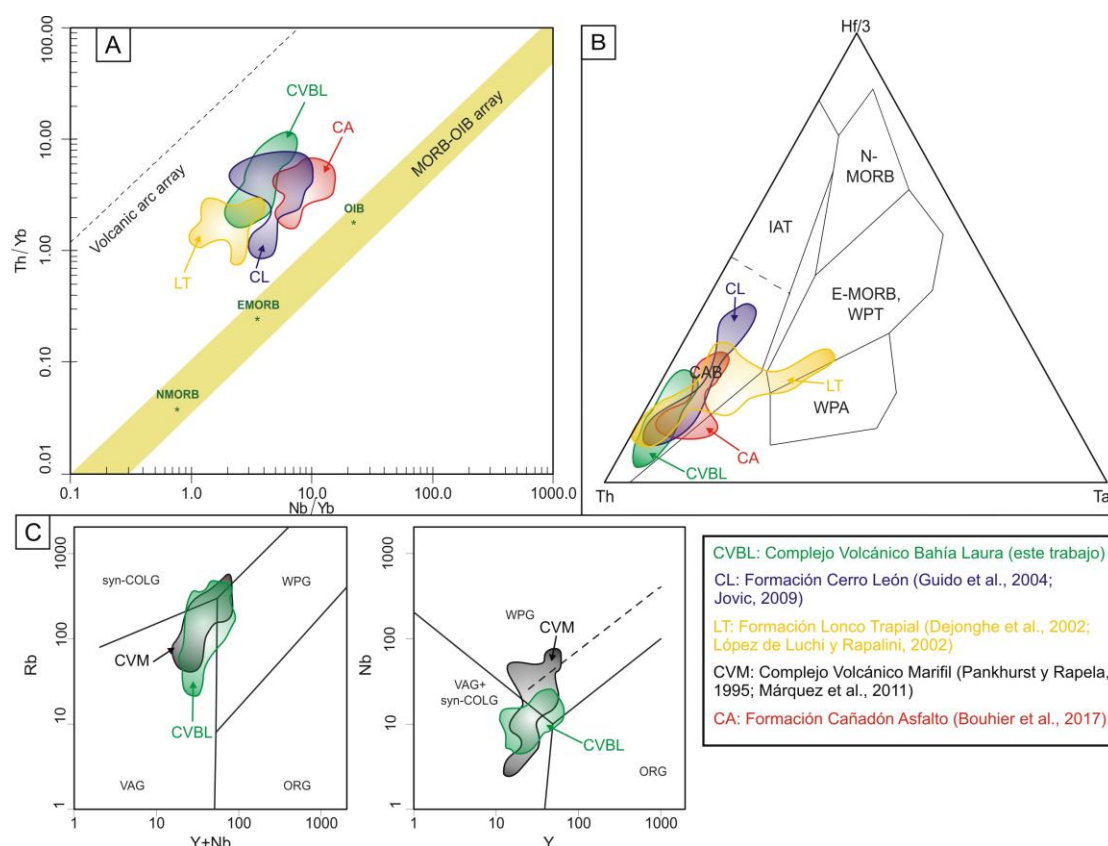


Figura 3.30. Diagramas de discriminación de ambientes geotectónicos. A. Pearce (2008). B. Wood (1980). C. Pearce *et al.* (1984).

Esta destacada signatura de arco observada coincide con las marcadas anomalías negativas de Nb y Ta señaladas previamente en el diagrama de variación de elementos traza de todas las unidades (Fig. 3.29 A).

Por su parte las relaciones de  $La/Yb_{(N)}$  normalizadas a manto primitivo de todas las unidades son bajas, con valores de entre 7,7 y 12,3 (Formación Cerro León y Cañadón Asfalto respectivamente). Las demás unidades con valores intermedios indican espesores corticales de entre 27 a 35 km (promedio = 33,8 km) durante el evento magmático jurásico de la Patagonia (Fig. 3.31 A). Estos espesores son coherentes con

las bajas relaciones de Sm/Yb (1,5 – 3,2) observadas, que sugieren la presencia de piroxeno y anfíbol como minerales residuales concentradores de REE pesadas en la fuente magmática, a presiones relativamente bajas (Fig. 3.31 B)

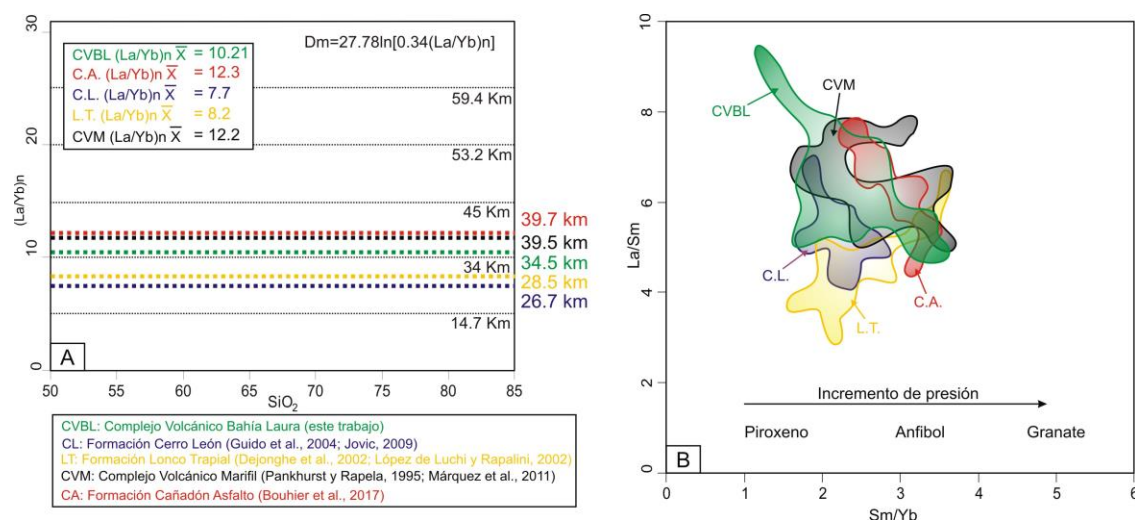


Figura 3.31. A. Relaciones La/Yb<sub>(N)</sub> vs. SiO<sub>2</sub> (Hu *et al.*, 2017). B. Relación Sm/Yb vs La/Sm (Kay *et al.*, 1991). Ambos gráficos incluyen las unidades volcánicas jurásicas de la Patagonia extraandina

### 3.4.5. Espesor cortical de la Patagonia en el lapso Triásico Superior-Jurásico

Se incorporan en este análisis los datos geoquímicos de los granitoides triásicos del Batolito de la Patagonia Central del sector noroeste de la Pcia. de Chubut (Suites Gastre y Lipetrén) y los de la Formación La Leona.

De acuerdo a los cálculos previos, las relaciones La/Yb<sub>(N)</sub> normalizadas a condrito (Nakamura, 1974) de las rocas volcánicas jurásicas del Macizo del Deseado (CVBL) indican espesores corticales promedio de 32,8 km, mientras que las de los granitoides triásico-jurásicos subyacentes (Formación La Leona), señalan valores que son próximos a 50 km. Por su parte las unidades volcánicas jurásicas del Macizo Nord-patagónico sugieren espesores promedio de 35,9 km y los granitoides triásicos subyacentes de las Suites Gastre y Lipetrén (Rapela *et al.*, 1992) un espesor de 46 km.

Según el promedio por edades resulta que los granitoides triásico-jurásicos del Batolito de la Patagonia Central (BPC) se emplazaron en una corteza engrosada de espesor aproximado de 48,6 km, mientras que las volcanitas jurásicas suprayacentes lo hicieron en una corteza normal a atenuada de alrededor de 34,5 km (Fig. 3.32 A). Esta variación de espesor se ve reflejada también al graficar las relaciones La/Yb vs. La/Sm (Kay *et*

*al.*, 1991) de las unidades del BPC y de las volcanitas jurásicas de la Patagonia extraandina (Fig. 3.32 B).

La disminución del espesor cortical calculada se atribuye a un episodio regional de adelgazamiento cortical, ya sugerido por Uliana y Biddle (1987), ocurrido en la Patagonia en el lapso comprendido entre el Triásico Superior y Jurásico Inferior-Medio (~200 ~170 Ma.).

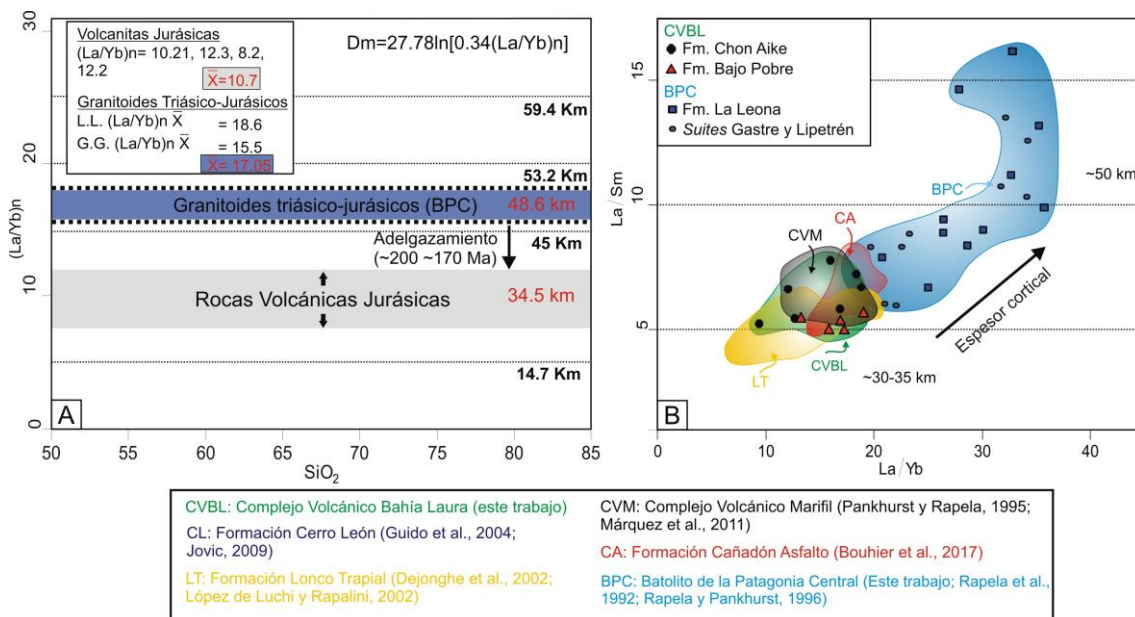


Figura 3.32. A. Relación  $La/Yb_{(N)}$  normalizada a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995) vs.  $SiO_2$ . B. Relación  $La/Yb$  vs.  $La/Sm$  (Kay *et al.*, 1991). Ambos gráficos muestran las diferencias de espesor entre los granitoides triásico-jurásicos del Batolito de la Patagonia Central (BPC) y las rocas volcánicas jurásicas de la Patagonia extra-andina (CA, CVM, CVBL, LT). Datos CVBL: este trabajo; Lonco Trapial (LT): Dejonghe *et al.* (2002) y López de Luchi y Rapalini (2002); Complejo Volcánico Marifil (CVM): Pankhurst y Rapela (1995) y Márquez *et al.* (2011); Cañadón Asfalto (Bouhier *et al.*, 2017); Batolito de la Patagonia Central (BPC): Rapela *et al.*, (1992), Rapela y Pankhurst (1996) y este trabajo.

### 3.5. CONSIDERACIONES GEOQUÍMICAS FINALES

Los análisis realizados sobre las rocas volcánicas del CVBL y los granitoides de la Formación La Leona han permitido caracterizar geoquímicamente a las unidades, mientras que las compilaciones de datos posibilitaron obtener una perspectiva amplia del magmatismo del Triásico Superior al Jurásico de la Patagonia. Se caracterizó a la Formación La Leona como un magmatismo adakítico de afinidades metaluminosas a peraluminosas y de composición granodiorítica a granítica. Dominan las composiciones magnesianas por sobre las ferrosas y de acuerdo a las temperaturas de saturación de Zr, clasifican como granitos fríos. Geotectónicamente representarían las raíces de un arco

magmático emplazado en una corteza posiblemente engrosada de aproximadamente 50 km de espesor, con presencia de anfíbol y granate en la fuente.

Para las rocas volcánicas del CVBL se han confirmado las composiciones desde andesita basáltica a riolita, afinidades calcoalcalinas a calcoalcalinas de alto potasio y metaluminosas a peraluminosas. Geoquímicamente aparentan representar un ambiente de arco magmático, aunque su emplazamiento ha sido en un ambiente de intraplaca extensional con un espesor cortical normal a levemente atenuada de 35 km de espesor aproximado. Esto ha sido explicado previamente por Riley *et al.* (2001) como producto de fusión de rocas corticales de arcos magmáticos previos. Las evidencias de asimilación de granitoides del arco magmático del Triásico refuerzan esta hipótesis. Localmente, las rocas del área de Paso Gregores poseen características geoquímicas que permiten postular una relación co-genética entre las facies intermedias y las ácidas, cuya evolución magmática estuvo dominada por la cristalización fraccionada y posibles procesos de asimilación y de mezcla de magmas. En las de la estancia Tres Hermanas, los rasgos geoquímicos no indicarían una relación co-magmática entre las facies intermedias y las ácidas. Esto plantea la posibilidad de la existencia de dos sistemas magmáticos diacrónicos en el sector. La facies intermedia, muestra rasgos petrográficos que sugieren potenciales episodios de mezcla de magmas, en tanto que las facies ácidas responden geoquímicamente al proceso de cristalización fraccionada. De todos modos, las interpretaciones realizadas en este sector, deben ser tomadas con recaudos debido al escaso número de muestras analizadas.

Las comparaciones generales con el resto de las unidades volcánicas jurásicas de la Patagonia extra-andina, evidencian comportamientos geoquímicos similares, tratándose de un magmatismo de composiciones predominantemente andesíticas a riolíticas, de afinidades calcoalcalinas, metaluminosas a peraluminosas y con marcadas anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti. Geotectónicamente, la signatura dominante es la de arco por sobre la de intraplaca, en tanto que las condiciones corticales y de generación magmática marcan un espesor cortical normal a atenuado, con piroxeno y anfíbol como minerales concentradores de Tierras Raras Pesadas.

## *Capítulo 4*

# Tectónica jurásica

## 4.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se analizará las condiciones tectónicas bajo las cuales se desarrollaron los episodios volcánicos que son objeto de este estudio. Para tal propósito resulta necesario incluir en el análisis otros sectores de la Patagonia que permitan entender el contexto tectónico Jurásico regional.

## 4.2. CONTEXTO TECTÓNICO JURÁSICO DE LA PATAGONIA

Históricamente se ha considerado que durante el período Jurásico, la Patagonia estuvo sometida puramente a un régimen tectónico de extensión cortical (Uliana *et al.*, 1985; Homoc y Constantini, 2001; Giacosa *et al.*, 2010, entre otros), con la generación de numerosas fosas tipo hemigraben de rumbo N-S a NO-SE (Uliana *et al.*, 1985). Esta extensión cortical se vincularía directamente con los inicios de la fragmentación del supercontinente de Gondwana (Uliana *et al.*, 1985 entre otros), producto del impacto de la Anomalía Térmica del Karoo (Riley y Knight, 2001; Jourdan *et al.*, 2005 entre otros) (Fig. 4.1 A, B).

Bajo dicho régimen extensional, a comienzos del Jurásico, se desarrolló en la Patagonia Central una cuenca de retroarco de rumbo NNO-SSE conocida como Cuenca del Chubut (CC) (Suárez y Márquez, 2007), la cual se extendió desde el sector noroeste de Chubut, con posible conexión con la Cuenca Neuquina, hasta el centro-norte de la provincia de Santa Cruz, al este del arco volcánico del Batolito Patagónico Subcordillerano (Suárez y Márquez, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008 y citas incluidas) (Fig. 4.1). Esta cubeta “liásica” fue colmatada en primer término por sedimentitas marinas y continentales en el sector norte, mientras que hacia el sur, en el ámbito del Macizo del Deseado, predominan los sedimentos volcanoclásticos y piroclásticos. Su desarrollo habría coexistido, hacia el noreste, con el inicio del gran evento volcánico jurásico de la SLIP Chon Aike (evento V1 de Pankhurst *et al.*, 2000) (Pankhurst *et al.*, 1998) (Figs. 4.1 C y 4.2), dominado de igual modo, por un régimen tectónico extensional (Uliana *et al.*, 1985; Márquez *et al.*, 2011 entre otros). Este régimen distensivo del Jurásico Inferior se extendió al Jurásico Medio-Superior, marcando la expansión hacia el suroeste del episodio volcánico extensional (Uliana *et al.*, 1985; Giacosa *et al.*, 2010) (eventos V2 y V3 de Pankhurst *et al.*, 2000).

Hacia mediados el Jurásico Superior y bajo un régimen de extensión global que comenzaba a fragmentar y dispersar el supercontinente, se inició la separación de la península Antártica con la apertura del Mar de Wedell (Jokat *et al.*, 2003), la cual se

encontraría adosada al borde sur-occidental de Sudamérica desde el Carbonífero (Heredia *et al.*, 2016). A fines del Jurásico y comienzos del Cretácico, la extensión cortical continuó en la Patagonia insinuando los comienzos de la apertura del Océano Atlántico, con el desarrollo de grandes cuencas extensionales, entre las que se destacan tres de interés para este trabajo, la Cuenca de Cañadón Asfalto, la Cuenca del Golfo San Jorge y la Sub-cuenca de Río Mayo (Fig. 4.1 D) (Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Fitzgerald *et al.*, 1990; Figari, 2005; Suárez *et al.*, 2009). Luego, hacia el Valanginiano-Hauteriviano habría comenzado la apertura del Océano Atlántico sur (~138 Ma) (Pérez-Díaz y Eagles, 2014).

Dentro de este contexto regional y global, el primer evento compresivo registrado (hasta el momento) en la Patagonia se produjo en el Macizo del Deseado durante el Cretácico Inferior, provocando una fuerte discordancia entre una unidad neocomiana y una del Cretácico Inferior (Giacosa *et al.*, 2010), mientras que para el resto de la Patagonia Central, el primer evento compresivo regional se registró recién en el Neógeno como consecuencia de la orogenia Andina (Homoc *et al.*, 1995; Peroni *et al.*, 1995). Sin embargo, a pesar de ser escasas, existen menciones previas realizadas a través de trabajos de campo, de la posible existencia de eventos orogénicos jurásicos o precretácicos, entre los que se destacan los trabajos de Suárez y Márquez (2007), Allard *et al.* (2015) y Márquez y Navarrete (2015).

Por lo mencionado previamente y de acuerdo a la mayoría de los trabajos llevados a cabo en la región patagónica, el contexto tectónico Jurásico fue predominantemente de extensión cortical. Puntualmente para la región del Macizo del Deseado, de acuerdo a Giacosa *et al.* (2008, 2010), dicho régimen se caracterizó por una extensión oblicua de orientación NE-SO, integrada por una fase extensional pre-rift, una fase de rift asociada con el comienzo de la depositación de las facies intermedias del Complejo Volcánico Bahía Laura (CVBL) (Formación Bajo Pobre) y una fase sin-rift tardío a post-rift relacionada con las restantes unidades del mismo complejo (Formaciones Chon Aike y La Matilde). Las principales estructuras generadas fueron fallas normales con componente dextral de 1<sup>er</sup> orden de rumbo ONO y NNE y fallas normales de 2<sup>do</sup> orden de orientación NO.

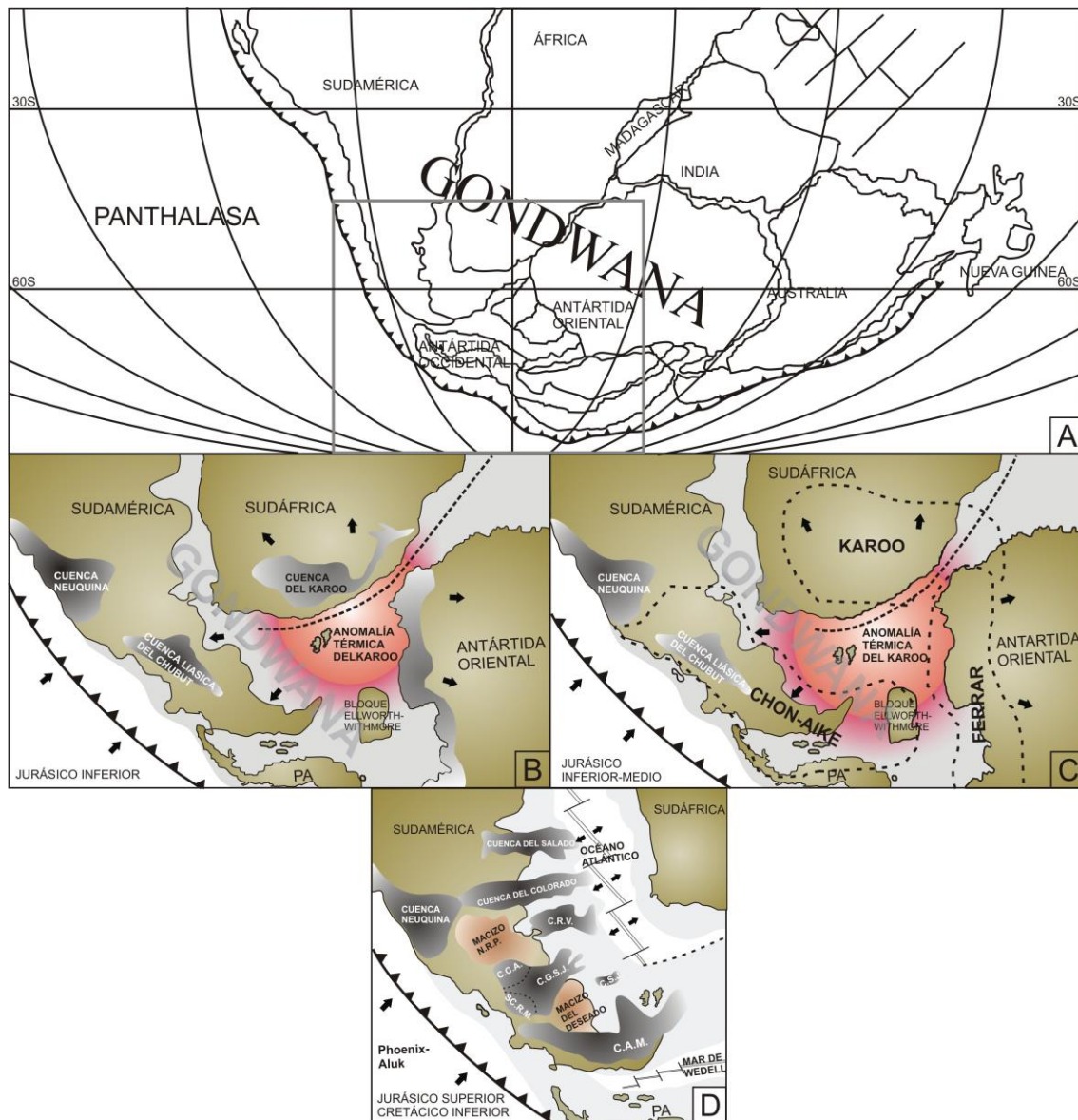


Figura 4.1. A. La región patagónica en el contexto del supercontinente de Gondwana para el Triásico (basado en Golonka, 2007). B. Comienzo de la extensión cortical del suroeste de Gondwana en el Jurásico Inferior, con el desarrollo de cuencas extensionales. C. Desarrollo de las grandes provincias ígneas de Chon-Aike, Karoo y Ferrar, en el Jurásico Inferior-Medio (basado en Storey *et al.*, 1992; Elliot y Fleming, 2000; Rapela *et al.*, 2005; Hastie *et al.*, 2014). D. Desarrollo de numerosas cuencas extensionales previo al comienzo de la apertura del Océano Atlántico. Previamente había dado comienzo la apertura del Mar de Wedell (Basado en Golonka y Bocharova, 2000; Jokat *et al.*, 2003; Seton *et al.*, 2012; Maloney *et al.*, 2013; Frizon de Lamotte *et al.*, 2015; Granot y Dymont, 2015; Müller *et al.*, 2016). C.A.M.: Cuenca Austral-Magallanes. C.C.A.: Cuenca de Cañadón Asfalto. C.G.S.J.: Cuenca del Golfo San Jorge. C.R.V.: Cuenca de Rawson Valdés. C.S.J.: Cuenca de San Julián. SC.R.M.: Sub-cuenca de Río Mayo.

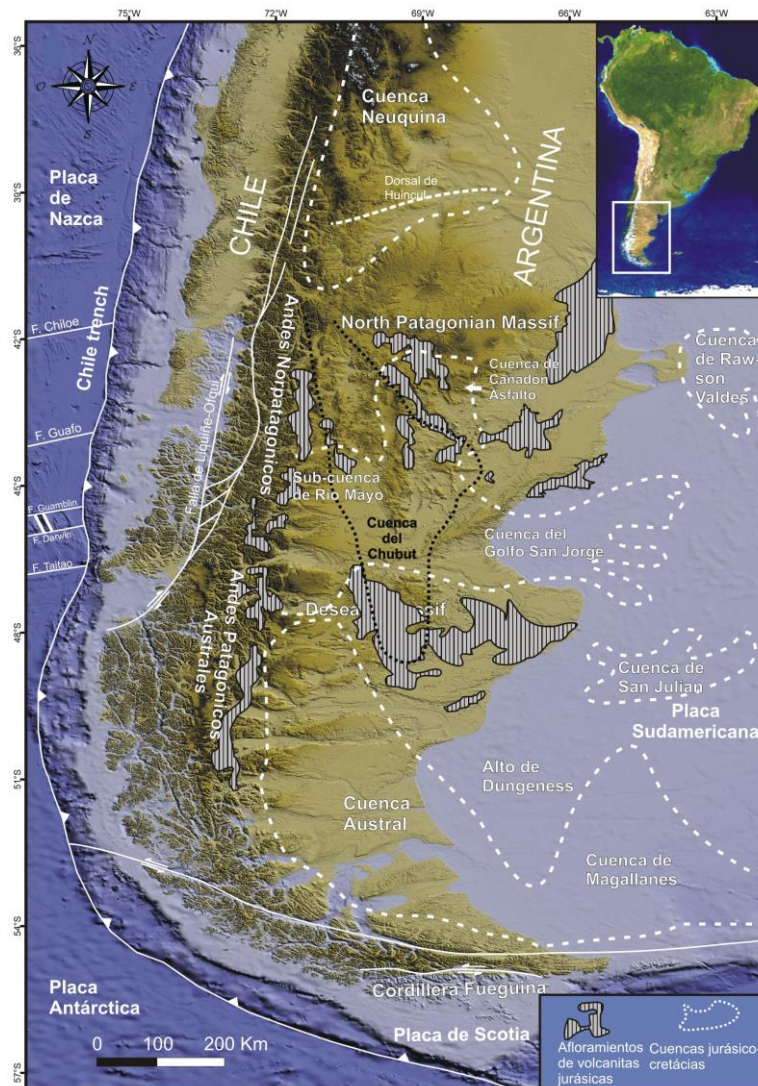


Figura 4.2. Ubicación de los afloramientos de las rocas volcánicas jurásicas de las SLIP Chon-Aike y de las cuencas jurásico-cretácicas en la Patagonia. Se destaca en negro la Cuenca del Chubut de las restantes cuencas en blanco.

### 4.3. TECTÓNICA JURÁSICA DE LA PATAGONIA

En este capítulo se analizará en detalle información de diversos sectores de la Patagonia con el fin de evaluar el contexto tectónico en el que se desarrollaron los episodios volcánicos estudiados. Los primeros sectores analizados corresponden a las zonas volcánicas de estancia Tres Hermanas y de Paso Gregores, luego una zona central del Macizo del Deseado (MD), conocida como Anticlinal El Tranquilo, y por último áreas de la Cuenca del Golfo San Jorge (Área del Colhué Huapi), de la Sub-cuenca de Río Mayo (Río Mayo) y de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Gorro Frigio) (Fig. 4.3). La información utilizada incluye datos de afloramientos y de subsuelo en los casos en que las rocas jurásicas no se encuentren aflorando.

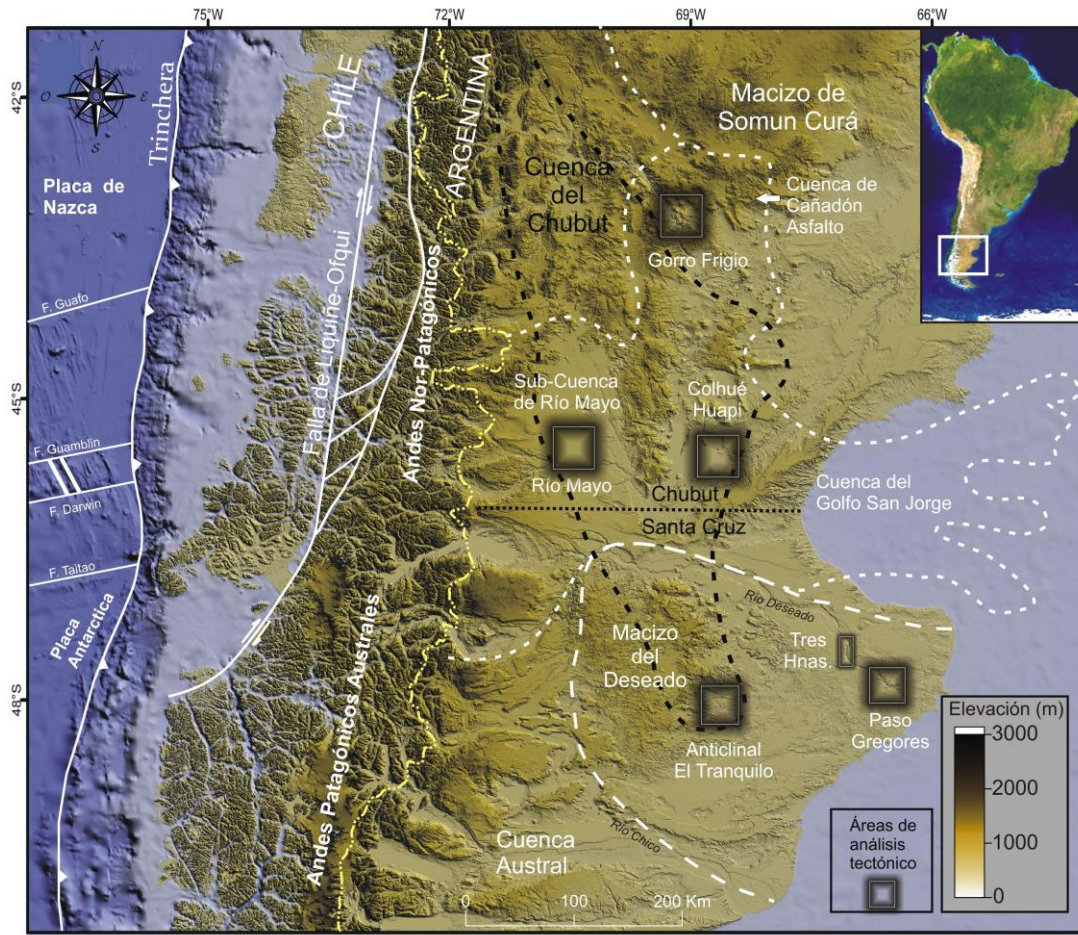


Figura 4.3. Ubicación de las zonas de la Patagonia analizadas tectónicamente. La línea de trazo negro marca la Cuenca del Chubut. En blanco las cuencas jurásico-cretácicas y el Macizo del Deseado.

#### 4.3.1. Área Paso Gregores

En este sector del noreste del Macizo del Deseado, se ha identificado un episodio volcánico caldérico fisural del tipo *Graben Caldera*, controlado por fallas normales de rumbo NO-SE (Falla El Triunfo y Zona de Falla El Caburé, ver capítulo de Geología) (Fig. 2.148 – Pag. 143), las cuales presentan orientaciones similares a las generadas regionalmente durante las orogenias Famatiniana y Gondwánica (Heredia *et al.*, 2016). Estas estructuras mayores limitan el desarrollo de la depresión volcano-tectónica, la cual se encuentra internamente fragmentada por múltiples fallas de cinemática normal que limitan depocentros menores. No se identificaron fallas de cinemática inversa dentro o fuera de la caldera, sólo escasas fallas de rumbo con desplazamientos menores.

La orientación NO-SE de esta caldera es coincidente con el rumbo dominante de la extensión cortical jurásica de la Patagonia de acuerdo a Uliana *et al.* (1985).

### 4.3.1.1. Interpretación tectónica

De acuerdo a lo mencionado, se interpreta un control tectónico extensional para el Área Paso Gregores, con rumbo predominante NO-SE, controlado por anisotropías corticales heredadas desde tiempos paleozoicos. Esta extensión habría propiciado el colapso caldérico y la generación de un depocentro con orientación similar (NO-SE) al descrito por Uliana *et al.* (1985) como el dominante para la Patagonia.

Las estructuras distensivas controlaron el emplazamiento de los conductos eruptivos fisurales por los cuales se extruyeron las rocas piroclásticas y lávicas que integran el relleno de la depresión volcano-tectónica, en correspondencia con el modelo propuesto por Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández (2003) y Aguirre-Díaz *et al.* (2008). En estos los sistemas de fallas normales controlan el emplazamiento de los cuerpos magmáticos (Fig. 4.4 A), desde cámaras magmáticas elongadas perpendiculares a la dirección de menor esfuerzo (Fig. 4.4 B), hasta alineaciones de cuerpos dómicos que culminan el episodio magmático del sector.

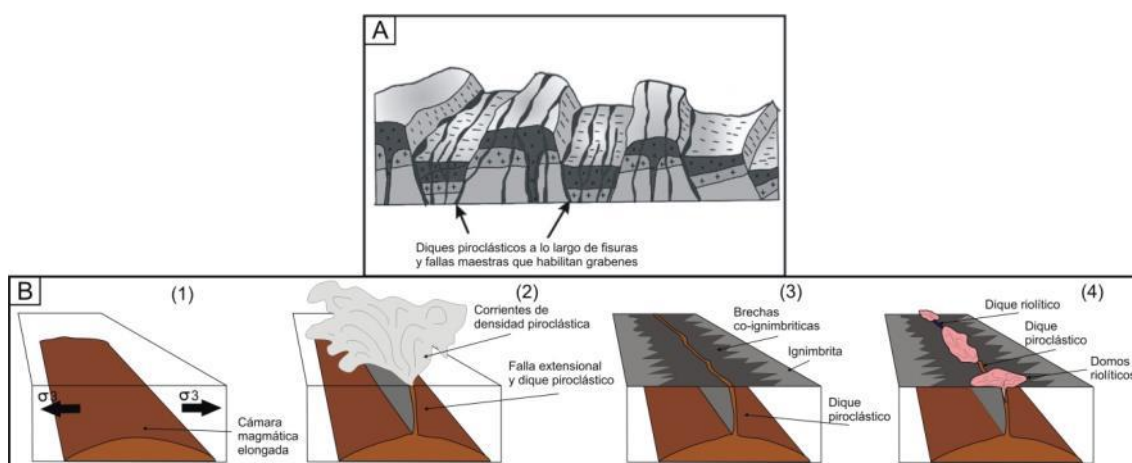


Figura 4.4. A. Modelo de control extensional en el magmatismo, con la generación de sistemas de grabenes y hemigrabenos (tomado de Aguirre Díaz *et al.*, 2008). B. Modelo de erupciones fisurales controladas por una tectónica distensiva. (1): Emplazamiento de una cámara magmática elongada de manera perpendicular al menor esfuerzo. (2): Erupción fisural mediante la generación de un dique piroclástico controlado por fallas extensionales. (3): Facies piroclásticas depositadas con disposición controlada por el carácter fisural de las erupciones. (4): Emplazamiento de los cuerpos dómicos y diques riolíticos controlado por la fisura.

### 4.3.2. Área de la estancia Tres Hermanas

En este sector nor-oriental del MD, el mapeo geológico realizado muestra la existencia de un episodio volcánico de tipo fisural no caldérico, controlado por estructuras de rumbo NNO-SSE (Fig. 2.210 – Pag. 201), coincidentes con las estructuras extensionales

mayores de la Patagonia (Uliana *et al.*, 1985). Estas fallas inferidas a partir del mapeo detallado de las facies efusivas (siguiendo los modelos de Aguirre-Díaz *et al.* (2008) y Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003, de la Fig. 4.4), poseen rumbos coincidentes con la estructuración que presenta el basamento metamórfico del Complejo Río Deseado aflorante en el sector (Fracchia y Giacosa, 2006). La edad del metamorfismo y estructuración de este basamento con rumbo NNO-SSE ha sido determinada como silúrica tardía (Fig. 4.5 A)(Fracchia y Giacosa, 2006) y, correspondería a la fase orogénica Famatiniana producto de la colisión del bloque Patagonia Occidental con el bloque Patagonia Oriental (Heredía *et al.*, 2016). Esto permite inferir un control ejercido por anisotropías corticales heredadas desde tiempos eo-paleozoicos sobre las erupciones fisurales jurásicas. En un primer momento se extruyeron las facies lávicas mesosilícicas (andesitas basálticas), mediante la reactivación extensional del Jurásico Inferior (Fig. 4.5 B), mientras que en el Jurásico Inferior-Medio se extruyeron las facies piroclásticas aprovechando las mismas estructuras (Fig. 4.5 C). Finalmente, la intrusión/extrusión de cuerpos dómicos con geometrías globosas y elongadas con rumbo dominante NNO-SSE concluye el magmatismo local (Fig. 4.5 D).

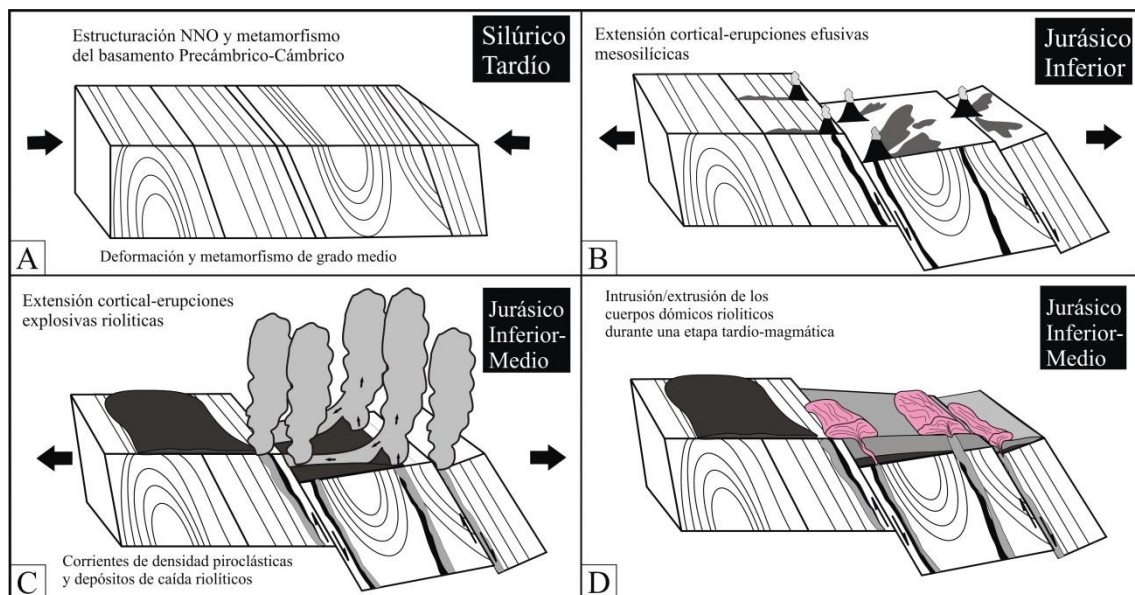


Figura 4.5. Esquema de la evolución tectono-magmática del sector de la estancia Tres Hermanas. A. Estructuración y metamorfismo del basamento durante el Silúrico tardío. B. Erupciones lávicas mesosilícicas a través de estructuras heredadas desde el eo-paleozoico y reactivadas. C. Erupciones plinianas a sub-plinianas de material piroclástico riolítico controlado estructuralmente. D. Intrusión/extrusión de cuerpos dómicos de morfologías elongadas que sugieren un control tectónico NNO-SSE.

El control tectónico paleozoico ejercido sobre las erupciones fisurales se encuentra en concordancia con lo sugerido por Giacosa *et al.* (2010) acerca de la estructuración extensional mesozoica.

### **Interpretación tectónica**

De acuerdo a lo mencionado y ante la ausencia de evidencias estructurales de eventos compresivos simultáneos y posteriores al volcanismo Jurásico, se acuerda con Giacosa *et al.* (2010) al establecer un régimen tectónico extensional, controlado por la reactivación de estructuras eo-paleozoicas que controlaron las erupciones fisurales. Sin embargo, previo al Jurásico, un evento de deformación cortical debió exhumar el basamento metamórfico, dejándolo aflorante al momento de la extrusión del material piroclástico jurásico.

### **4.3.3. Área Anticlinal El Tranquilo – Macizo del Deseado**

#### **4.3.3.1. Estratigrafía local y breves antecedentes**

El área del Anticlinal El Tranquilo se ubica en el sector central del Macizo del Deseado y se caracteriza por la presencia de un domamiento regional de 15 a 20 km de diámetro, evidenciado por el plegamiento anticlinal de las unidades aflorantes (Fig. 4.6). Las rocas aflorantes más antiguas corresponden al Grupo El Tranquilo del Triásico Medio a Superior (Jalfin y Herbst, 1995), las cuales son suprayacidas por los niveles volcanoclásticos del Jurásico Inferior (“Liásico”-Sinemuriano-Toarciano de acuerdo a Herbst, 1968), conocidos como Formación Roca Blanca (Herbst, 1965) y que conforma el relleno más austral de la Cuenca del Chubut (Suárez y Márquez, 2007). Estas unidades son intruidas por cuerpos diqueiformes y subvolcánicos de la Formación Cerro León (Pezzi, 1970) del Jurásico Inferior (Guido *et al.*, 2004c) (Fig. 4.6). Por encima se ubican de manera saltuaria las rocas volcánicas del Complejo Volcánico Bahía Laura (Sruoga *et al.*, 2008) y completan la columna estratigráfica del sector, coladas basálticas del Cretácico Superior al Pleistoceno (Panza *et al.*, 1994).

Estructuralmente, la zona se caracteriza por la presencia de dos fallas mayores de rumbo ONO-ESE denominadas Roca Blanca y El Piche, de cinemática normal-dextral, que describen una zona transtensional con extensión oblicua NE-SO (Giacosa *et al.*, 2010). Asimismo, existe un sistema secundario de fallas normales de rumbo NO-SE en el cual se emplazan sistemas vetiformes epitermales de cuarzo, íntimamente ligados al episodio

volcánico del Jurásico Medio (CVBL) (Schalamuk *et al.*, 1997; Guido y Campbell, 2011, entre otros) y que son de interés económico por sus altos contenidos en metales preciosos (Au y Ag).

Las estructuras distensivas mayores, activas desde el Pérmico, generaron el espacio de acomodación para la depositación de las unidades en sistemas de hemigrabenes. De acuerdo a Giacosa *et al.* (2010), este régimen extensional a transtensional se habría mantenido hasta el Cretácico Inferior, momento en el cual, un episodio compresivo con vector de acortamiento SO-NE, habría invertido tectónicamente las fallas secundarias de rumbo NO, generando el plegamiento de las unidades por inversión tectónica. Esto habría producido la antiforma de rumbo NO-SE denominada Anticlinal El Tranquilo (Fig. 4.7) (Homovc y Constantini, 2001; Giacosa *et al.*, 2010).

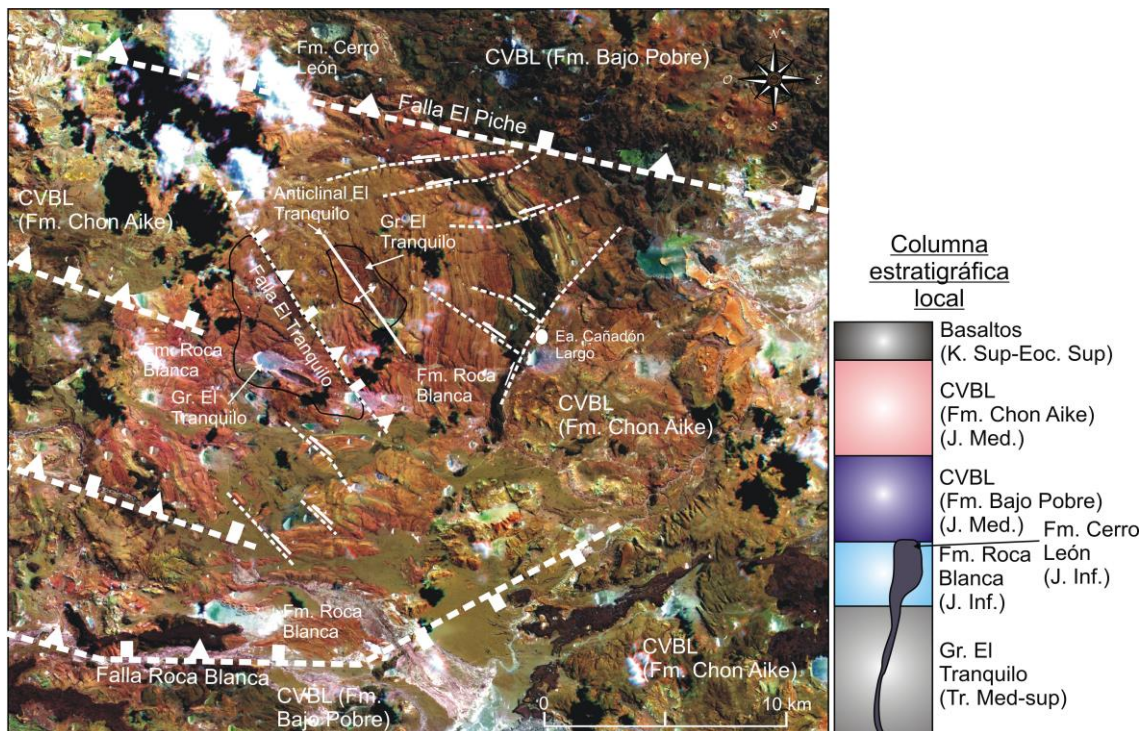


Figura 4.6. Imagen Sentinel 2A de falso color (RGB 12-8-2) de la zona del Anticlinal El Tranquilo en donde se observa la geofoma sub-circular correspondiente el plegamiento de los niveles del Grupo El Tranquilo y de las Formación Roca Blanca y Formación Bajo Pobre. A la derecha la columna estratigráfica local. Estructuras tomadas de Giacosa *et al.* (2010).

De acuerdo a los antecedentes mencionados, la zona habría sido sometida a un régimen tectónico extensional ininterrumpido desde el Pérmico hasta el Cretácico Inferior. Sin embargo, para la región del Macizo del Deseado existen escasas menciones de eventos orogénicos jurásicos, entre los que se destaca el trabajo de Reimer *et al.* (1996), que plantea la existencia de un pulso compresivo a transpresivo del Jurásico Medio-

Superior. Asimismo, los trabajos de Pankhurst *et al.* (1993b) y Varela *et al.* (1991), quienes manifiestan la existencia necesaria de un episodio de exhumación que haya aflorado rocas intrusivas del Triásico Superior-Jurásico Inferior al momento de la depositación de flujos piroclásticos del Jurásico Medio.

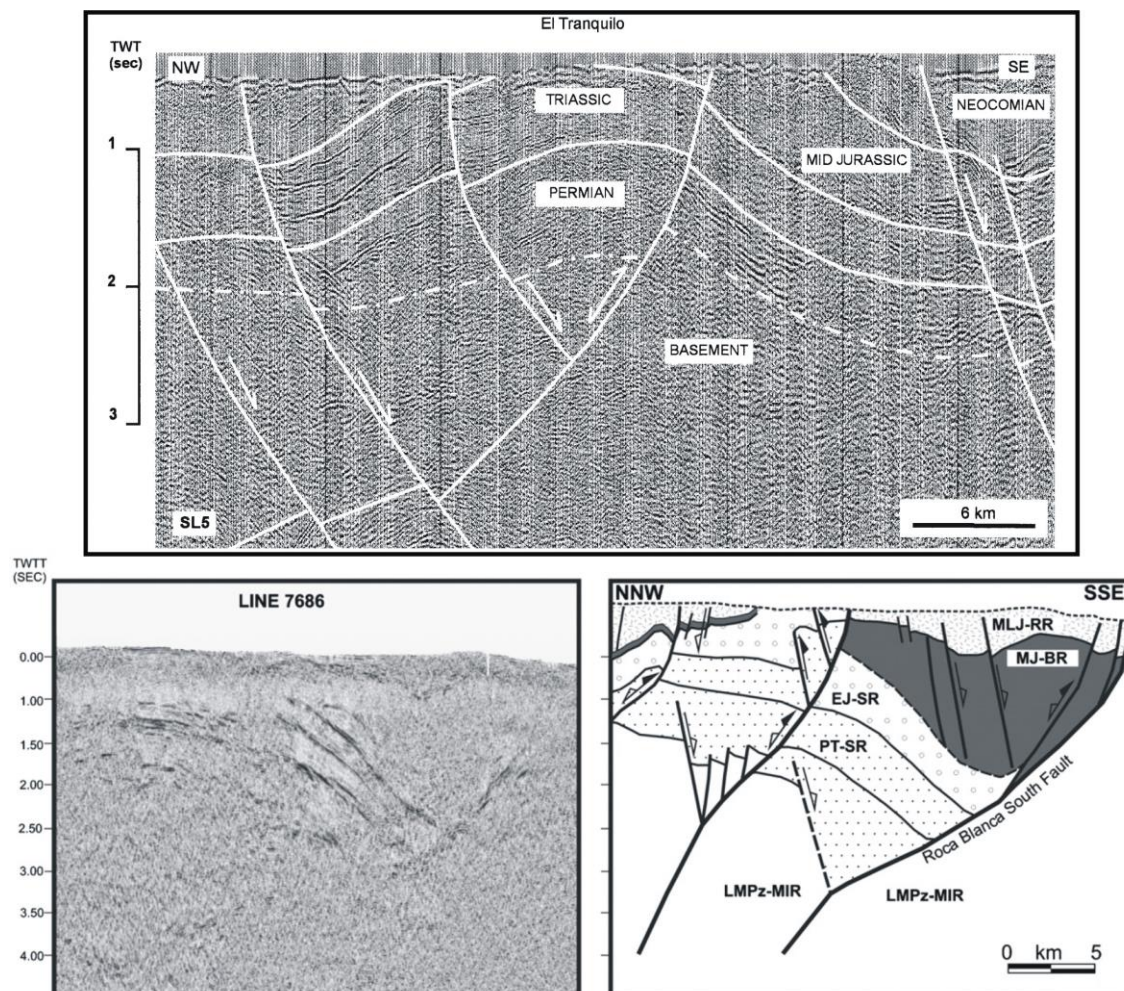


Figura 4.7. Figuras tomadas de los trabajos de Homocv y Constantini (2001) (arriba) y Giacosa *et al.* (2010) (abajo), donde se observan algunas de las líneas sísmicas 2D que exponen el control tectónico extensional y la inversión tectónica del Cretácico Inferior.

#### 4.3.3.2. Información utilizada:

La información utilizada para el análisis tectónico de esta área surge de observaciones y mediciones de campo que se complementan con la interpretación de una línea sísmica 2D proporcionada por la empresa YPF S.A.

#### 4.3.3.3. Resultados

En el sector suroeste del área, al noreste del proyecto minero La Reconquista, se observa una fuerte discordancia angular entre la Formación Roca Blanca y el CVBL. La

primera de estas se presenta como paquetes estratificados a laminados de sedimentitas volcanoclásticas que describen un pliegue anticlinal volcado vergente al NE (Fig. 4.8 A, B, C), el que se encuentra cubierto por ignimbritas soldadas subhorizontales levemente inclinados al NE ( $3-5^\circ$ ) (Fig. 4.8 D, E).

La interpretación de una línea sísmica 2D de orientación ENE-OSO (LS-7439) que ilumina el subsuelo del sector en donde fue encontrada la discordancia angular, indica un origen debido a la inversión tectónica de una falla normal de alto ángulo al SO (Fig. 4.9), activa antes de la depositación del CVBL (Fig. 4.9).

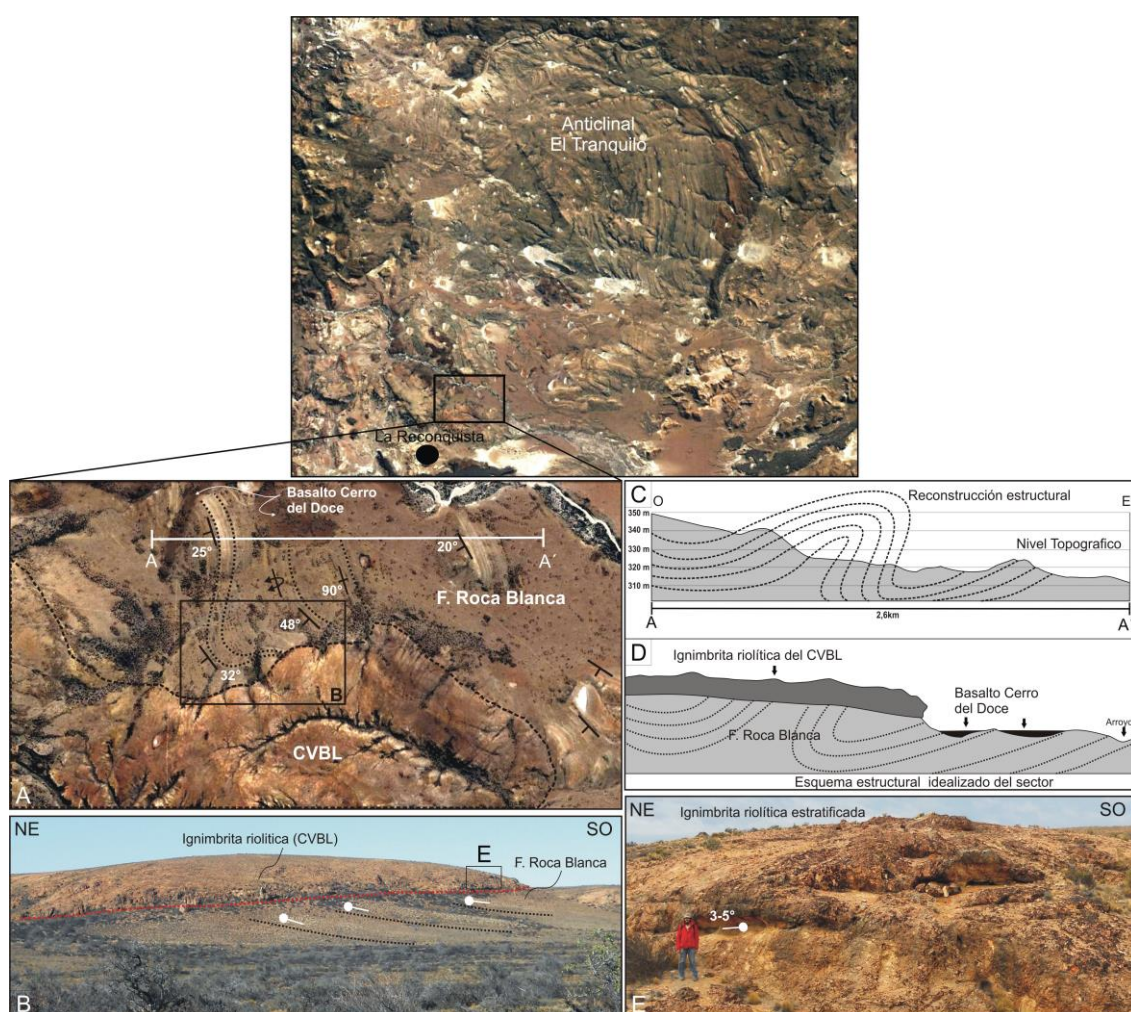


Figura 4.8. Discordancia angular entre niveles volcano-sedimentarios de la Formación Roca Blanca e ignimbritas riolíticas del CVBL. A. Imagen satelital de *Google Earth* en donde se observa la disposición espacial de las unidades. B. Vista hacia el sur de la discordancia angular. C. Reconstrucción estructural. D. Esquema estructural de la zona. E. Detalle de la ignimbrita riolítica con estratificación subhorizontal, levemente inclinada hacia el NE.

En el sector central del área, sobre el anticlinal El Tranquilo, afloran numerosas vetas epitermales de cuarzo sin deformación, intruidas en niveles del Grupo El Tranquilo y

Formación Roca Blanca fuertemente deformados (Figs. 4.10 y 4.11), tanto frágil como dúctilmente (Jóvic, 2009).

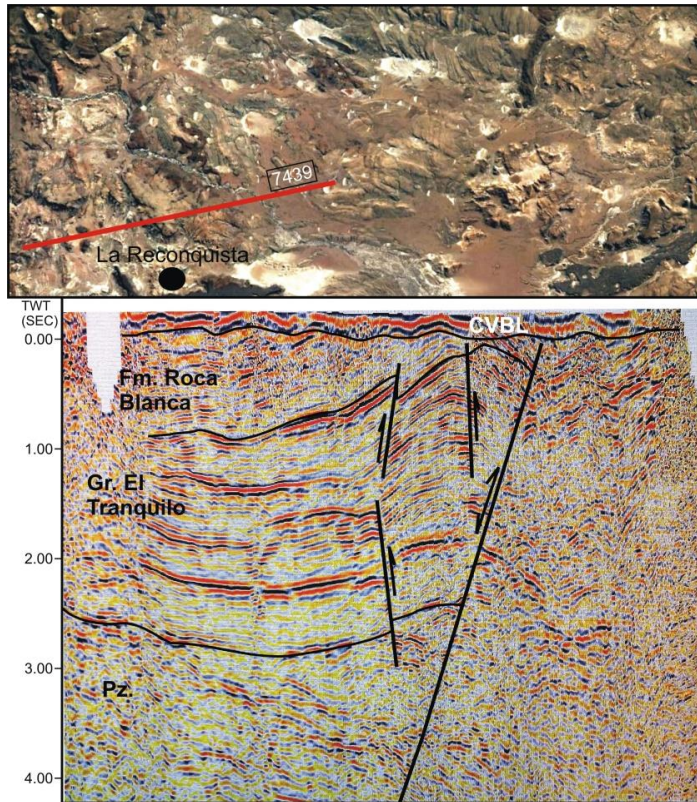


Figura 4.9. Ubicación y línea sísmica 2D 7439 que muestra una fuerte discordancia angular entre la Fm. Roca Blanca y el CVBL por la inversión tectónica de una falla normal de alto ángulo.

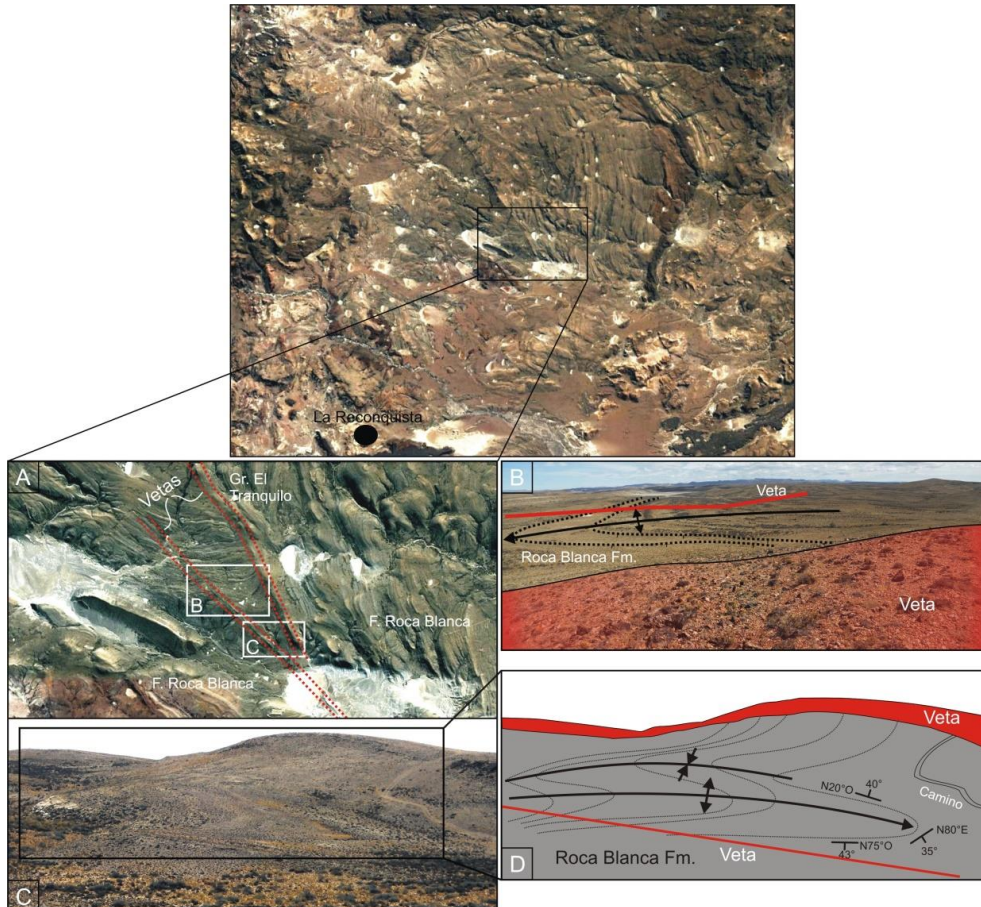


Figura 4.10. Vetas epitermales de cuarzo (sin deformación) intruidas en niveles del Gr. El Tránsito fuertemente deformados. A. Imagen satelital de *Google Earth*. B. Fotografía en donde se observan dos vetas de cuarzo intruyendo un anticlinal del Grupo El Tránsito. C. Fotografía que muestra dos vetas de cuarzo intruyendo un anticlinal y un sinclinal de la Fm. Roca Blanca.

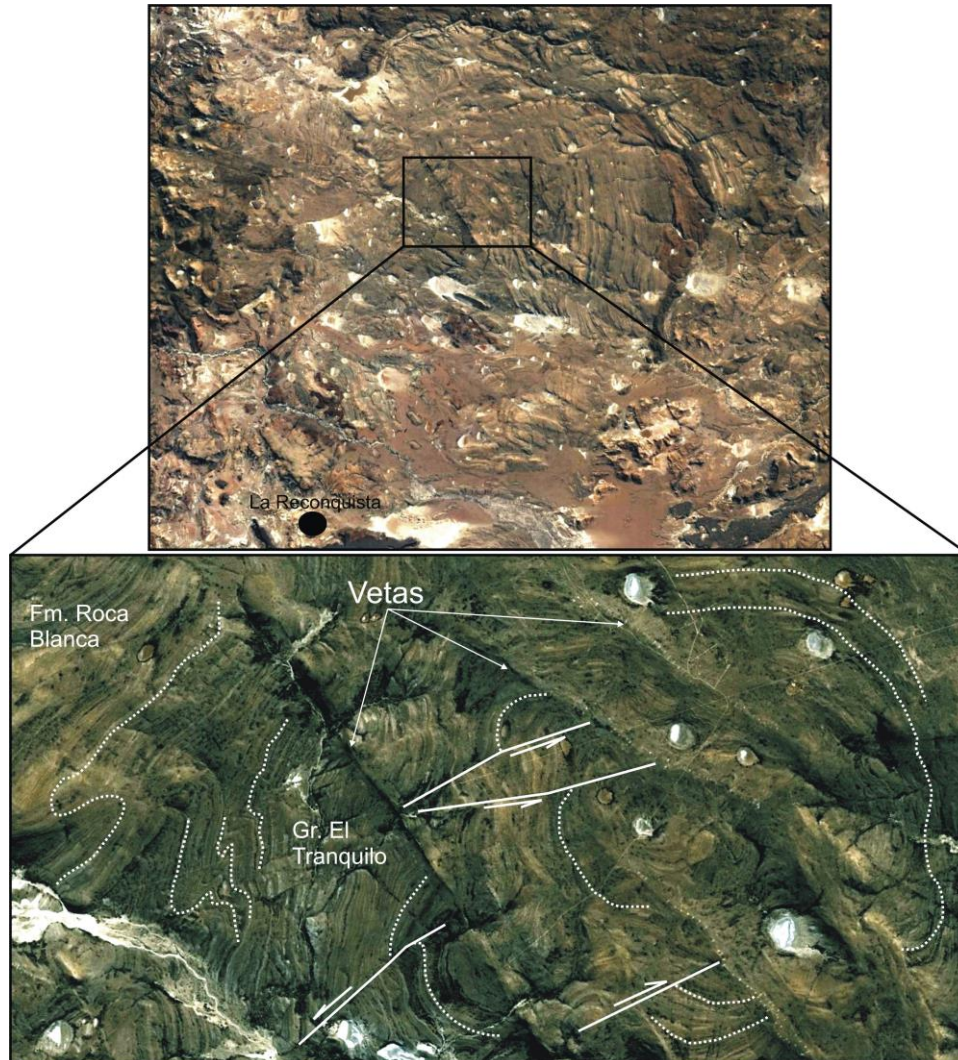


Figura 4.11. Imágenes satelitales de *Google Earth* del sector central del Anticlinal El Tránsito, en donde se señalan vetas epitermales de cuarzo sin evidencias de deformación, intruidas en niveles fuertemente deformados del Grupo El Tránsito y de la Formación Roca Blanca.

#### 4.3.3.4. Interpretación tectónica del área

Las evidencias de superficie que incluyen: a) importantes discordancias angulares por plegamientos previos al CVBL, b) la intrusión de vetas epitermales vinculadas directamente al CVBL en rocas deformadas previamente y c) la inversión tectónica previa al CVBL constatada en subsuelo, permiten postular la existencia de un evento compresivo ocurrido entre la depositación de la Formación Roca Blanca y la del CVBL.

Aunque el comportamiento tectónico general del sector habría sido extensional desde el Pérmico hasta el Jurásico Inferior, se registró un evento compresivo en el lapso comprendido entre el Toarciano (~180 Ma) y el Bathoniano-Calloviano (~168 ~163 Ma) de acuerdo a las edades de la Formación Roca Blanca (Herbst, 1968; Gnaedinger y Herbst, 2009) y del CVBL (Pankhurst *et al.*, 2000; Jóvic, 2009; Guido 2002, entre otros).

#### 4.3.4. Zonas externas al Macizo del Deseado

En esta sección se analizará información de subsuelo de zonas ubicadas al norte del Macizo del Deseado en el ámbito de la Cuenca del Golfo San Jorge, de la Sub-cuenca de Río Mayo y de la Cuenca de Cañadón Asfalto (Fig. 4.12), con el fin de evaluar las condiciones tectónicas durante el Jurásico. Las áreas ubicadas en las dos primeras cuencas nombradas pertenecen además a la Cuenca del Chubut (Fig. 4.12).

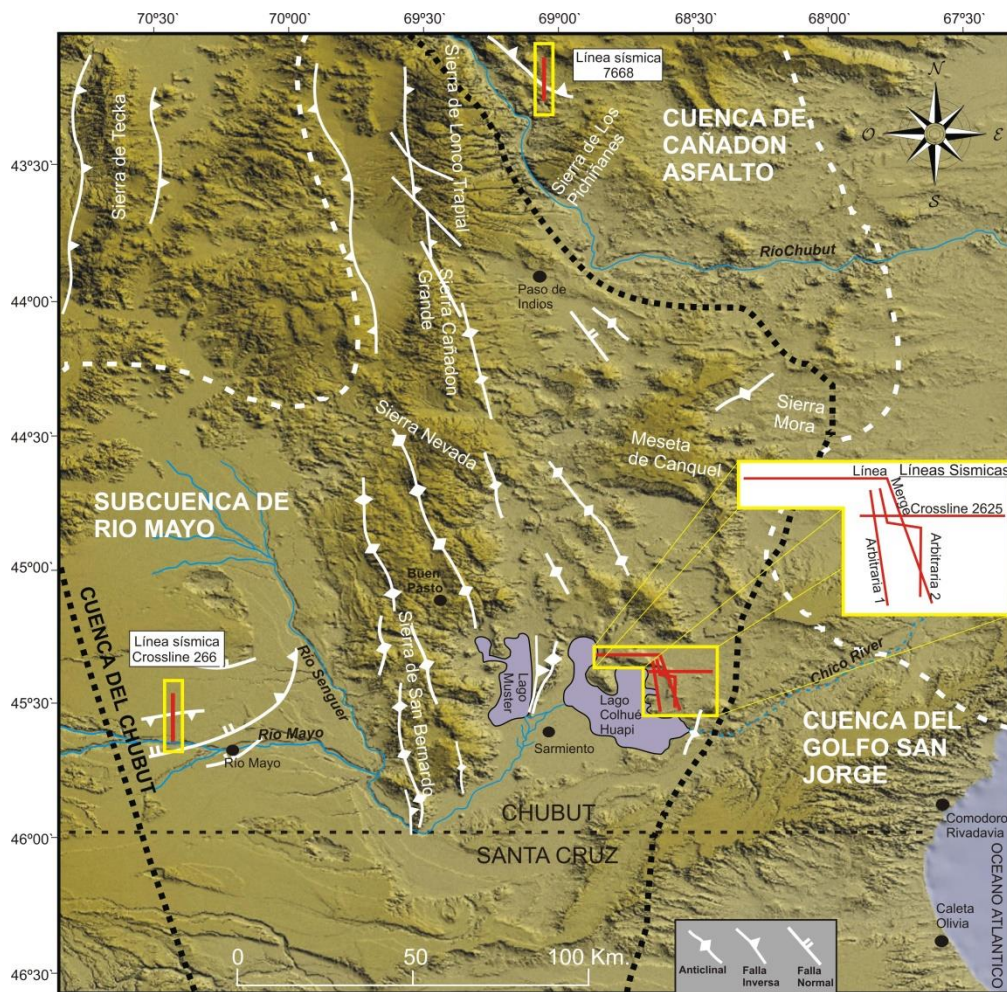
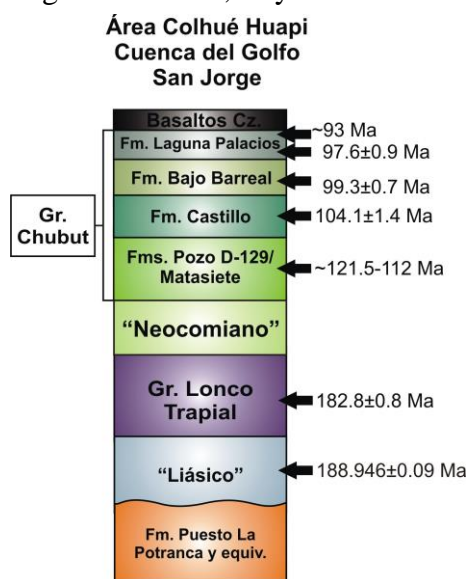


Figura 4.12. Ubicación de las zonas de estudio externas al Macizo del Deseado. Se señala la posición de la información sísmica utilizada. Se destaca en negro la Cuenca del Chubut, mientras que las demás se encuentran en color blanco.

#### 4.3.4.1. Área de Colhué Huapi – Cuenca del Golfo San Jorge

##### 4.3.4.1.1. Estratigrafía local y breves antecedentes

La columna estratigráfica (Fig. 4.13) comienza con un basamento ígneo-metamórfico de edad paleozoica tardía denominado localmente Formación Puesto La Potranca (Volkheimer, 1964; Cortés, 1981) de  $289\pm 2$  Ma (Pankhurst *et al.*, 2006), sobre el cual se apoyan sedimentitas marinas y continentales que conforman el relleno de la cuenca extensional denominada Cuenca del Chubut. Este relleno ha sido datado en otros sectores de la cuenca en  $188,94\pm 0,09$  Ma (Pliensbaquiano) (Cúneo *et al.*, 2013) y recibe diversos nombres formacionales de acuerdo a la ubicación geográfica, por lo que aquí será denominado de manera genérica como “Liásico”. Sobre estas unidades del Jurásico Inferior y en la misma cuenca se encuentran rocas volcánicas pertenecientes a la SLIP Chon Aike, cuya denominación local es Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello, 1972), de edad pliensbaquiana-toarciana ( $\sim 182.8\pm 0.8$  Ma) (Márquez *et al.*, 2016 entre otros) (Fig. 4.13). Las volcanitas son cubiertas por niveles sedimentarios continentales del Jurásico Superior-Cretácico Inferior que serán aquí denominadas de manera general como unidades “neocomianas”, siguiendo la propuesta de “Depocentros Neocomianos” acuñada por Cortiñas (1984). Su edad máxima es, de acuerdo a Paredes *et al.* (2013), kimmeridgiana ( $\sim 157$ - $152$  Ma.) Suprayaciendo la secuencia se encuentra el Grupo Chubut (Lesta, 1968) la unidad que, debido a su potencia y extensión areal, representa la mayor importancia para la región. Se compone de niveles volcano-sedimentarios continentales que integran las Formaciones Pozo D-129, Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios, cuya edad se restringiría al lapso Aptiano-Turoniano (Suárez *et al.*,



2014; Paredes *et al.*, 2013). Por último y de manera local afloran rocas efusivas cenozoicas de composición basáltica.

Figura 4.13. Columna estratigráfica del Área Colhué Huapi. Edades tomadas de Cúneo *et al.* (2013), Paredes *et al.* (2013), Suárez *et al.* (2014), Márquez *et al.* (2016).

#### 4.3.4.1.2. Información utilizada

Para este área de estudio ubicada en el sector central de la Cuenca del Golfo San Jorge, sobre la margen Este del Lago Colhué Huapi, se analizará información de subsuelo que consta de un cubo sísmico 3D de aproximadamente 400 km<sup>2</sup>, del cual se mostrarán las 3 secciones más representativas (Arbitraria 1, Arbitraria 2 y *Crossline* 2625), una línea sísmica 2D anexada con una sección 3D (Línea *Merge*) (Fig. 4.14) y datos del control geológico de pozos petrolíferos del área.

La información fue provista por la empresa operadora Petroquímica Comodoro Rivadavia, que registró la información sísmica en el año 2012.

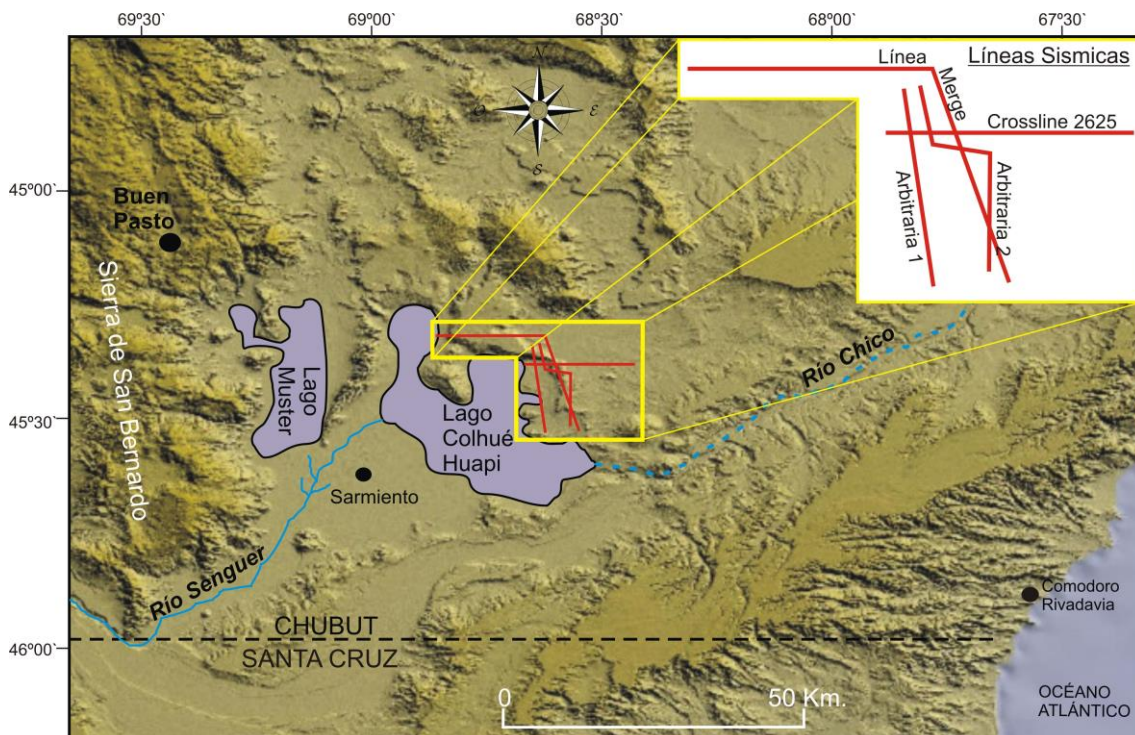


Figura 4.14. Ubicación de la información sísmica del área Colhué Huapi.

#### 4.3.4.1.3. Resultados

Mediante la interpretación de la información sísmica del cubo 3D de 400 km<sup>2</sup>, utilizando como horizonte guía el tope del basamento ígneo- metamórfico (Formación Puesto La Potranca y equivalentes), se ha obtenido un mapa isócrono del basamento (Fig. 4.15). De este se desprende la existencia de sectores en donde el basamento se encuentra elevado relativamente (colores amarillos) y en otros deprimido (colores verde y azul), limitados por fallas de rumbo NE-SO y NO-SE.

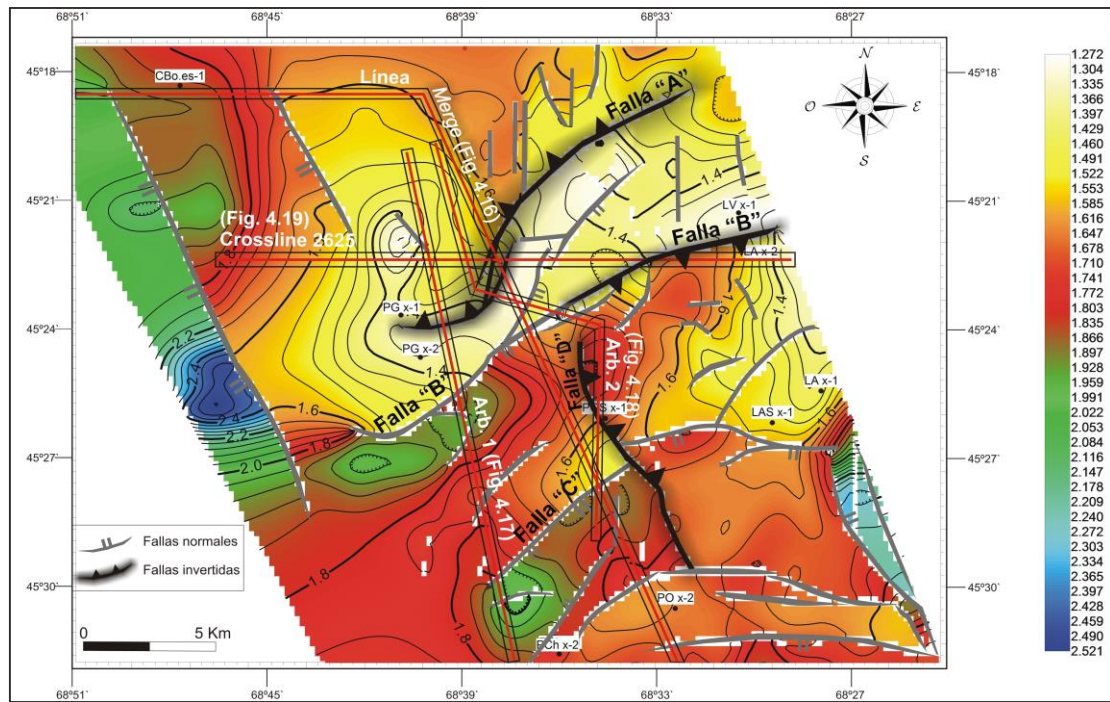


Figura 4.15. Mapa isócrono al tope del basamento ígneo-metamórfico.

La primera de las secciones sísmicas analizadas corresponde a la Línea *Merge*, generada a partir de la unión de una línea sísmica 2D de rumbo O-E con una sección 3D de rumbo NO-SE (Figs. 4.15 y 4.16). Esta sección muestra depocentros extensionales inconexos con geometría de hemigrabenes limitados por fallas normales de alto ángulo labradas en el basamento ígneo-metamórfico. Estos se encuentran rellenos por rocas sedimentarias del “Liásico” y por volcanitas del Grupo Lonco Trapial, como parte de la Cuenca del Chubut. Por encima, y con relaciones que por sectores es de discordancia angular y en otros de *onlap*, siguen los niveles sedimentarios “neocomianos” que son suprayacidos a su vez, de manera concordante, por las potentes secuencias del Grupo Chubut. Se observa una relación de discordancia angular existente entre las unidades del “Liásico” y las del Grupo Lonco Trapial con las unidades del “Neocomiano” que le suprayacen, la cual es generada por la inversión tectónica de la denominada “Falla A” (Fig. 4.16). Esta deformación generó la paleotopografía que es sepultada con contactos de *onlap* por el “Neocomiano” (Fig. 4.16).

Asimismo en la sección sísmica denominada Arbitraria 1, de rumbo NNO-SSE (Fig. 4.17), se observan tres depocentros “Liásicos” labrados sobre el basamento paleozoico, los cuales son colmatados esencialmente por las sedimentitas “liásicas”, por las volcanitas del Grupo Lonco Trapial y por las secciones basales del “Neocomiano”. Al igual que la sección previa, se observa que el depocentro ubicado hacia el NNO de la

sección y habilitado por la “Falla A”, fue invertido tectónicamente provocando el alzamiento de una pequeña “sierra” a la cual los sedimentos “Neocomianos” cubren en *onlap* (Fig. 4.17).

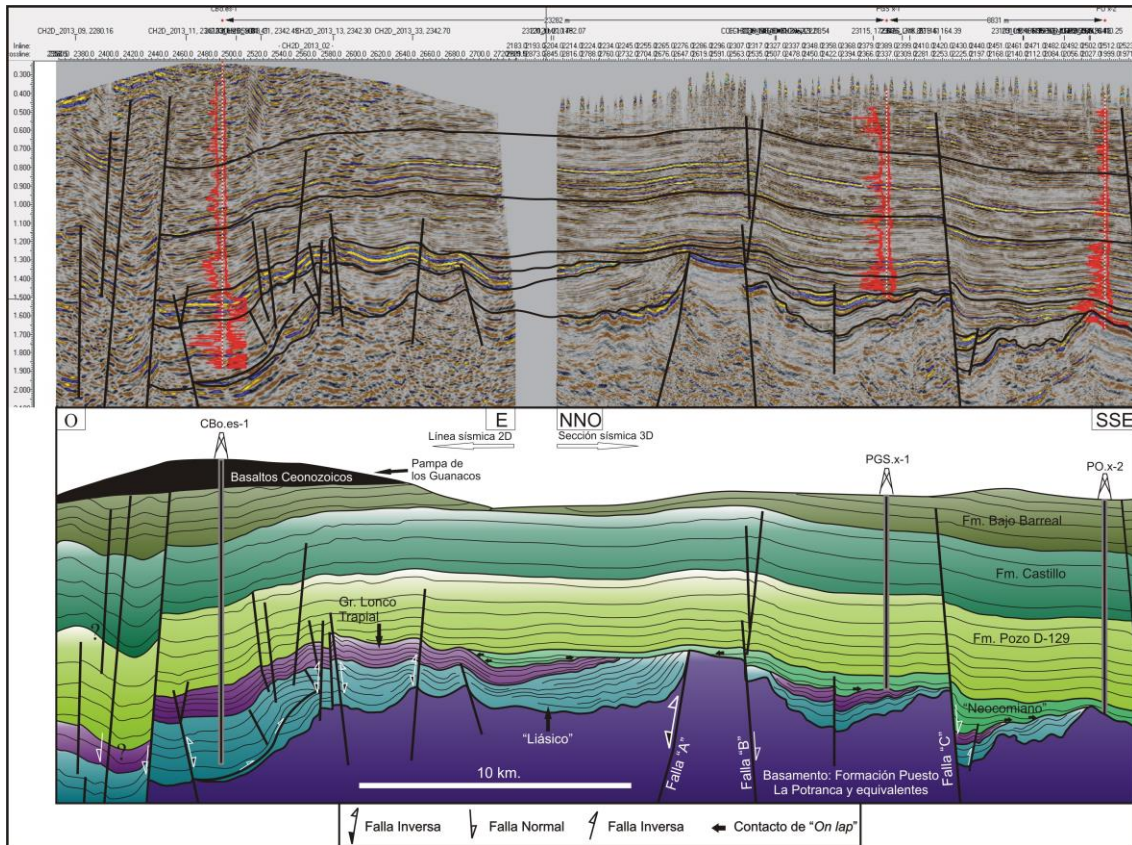


Figura 4.16. Línea *Merge* generada a partir de la fusión de una línea sísmica 2D (sector izquierdo) con una sección 3D (sector derecho) y su interpretación (abajo). Se observa la deformación de los niveles del “Liásico” y del Gr. Lonco Trapial por la inversión tectónica de la “Falla A”. Por ubicación ver Fig. 4.14.

La sección 3D denominada Arbitraria 2, de rumbo variable (Fig. 4.18) expone nuevamente la inversión tectónica de la “Falla A” y la inversión tectónica de la “Falla D”, de rumbo NNO-SSE, antes de la depositación del “Neocomiano”.

Por último la sección sísmica Crossline 2625, muestra la inversión tectónica de la “Falla A”, previo al “Neocomiano” y la inversión tectónica pre-“neocomiana” de la “Falla B” de rumbo NE-SO (Fig. 4.19).

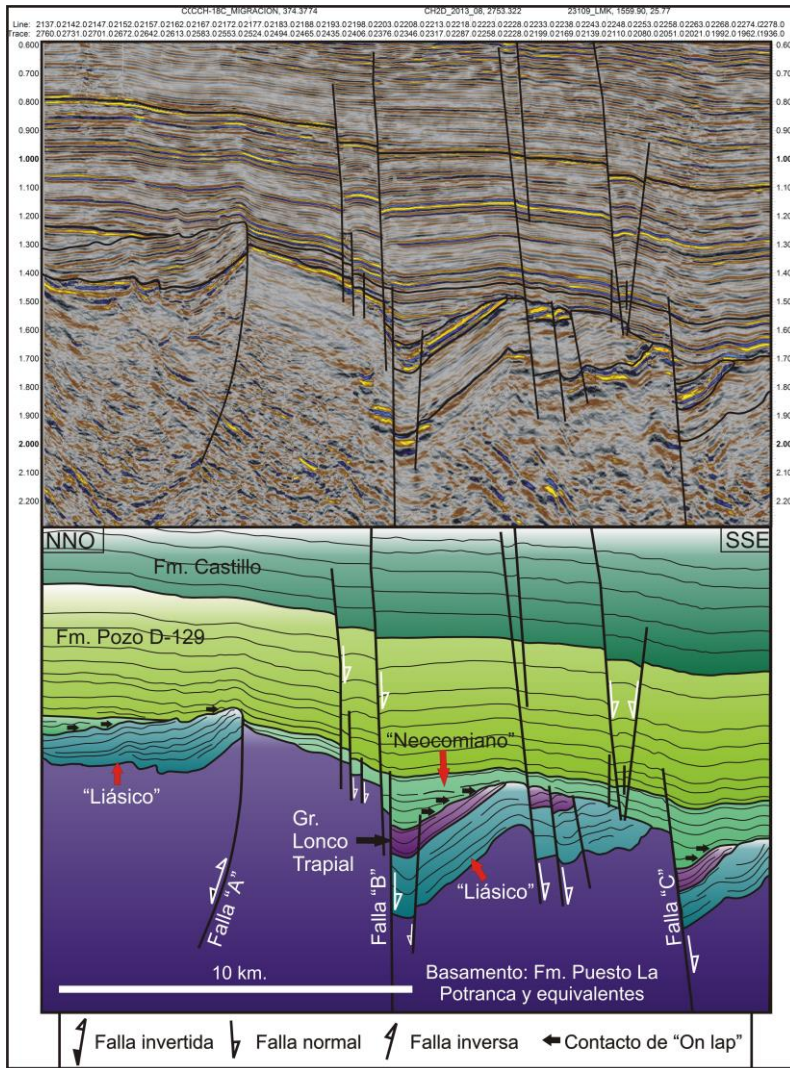
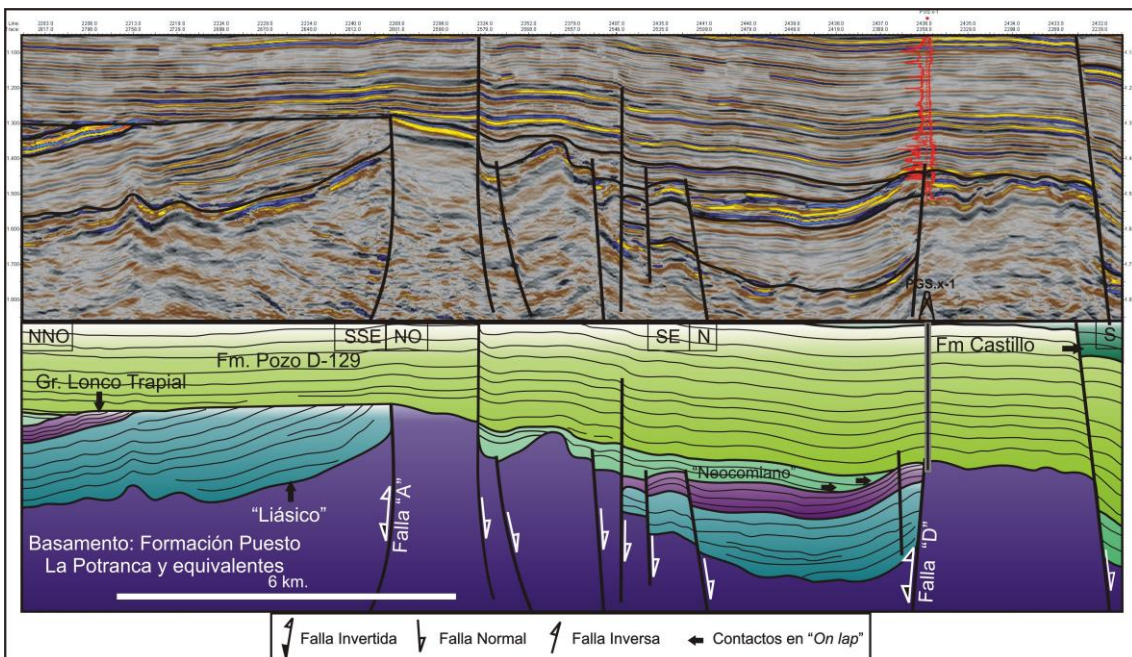


Figura 4.17. Sección sísmica 3D Arbitraria 1 y su interpretación geológica en la que se observa la inversión tectónica de las Falla "A" antes de la depositación de los niveles del "Neocomiano". Por ubicación ver Fig. 4.14.



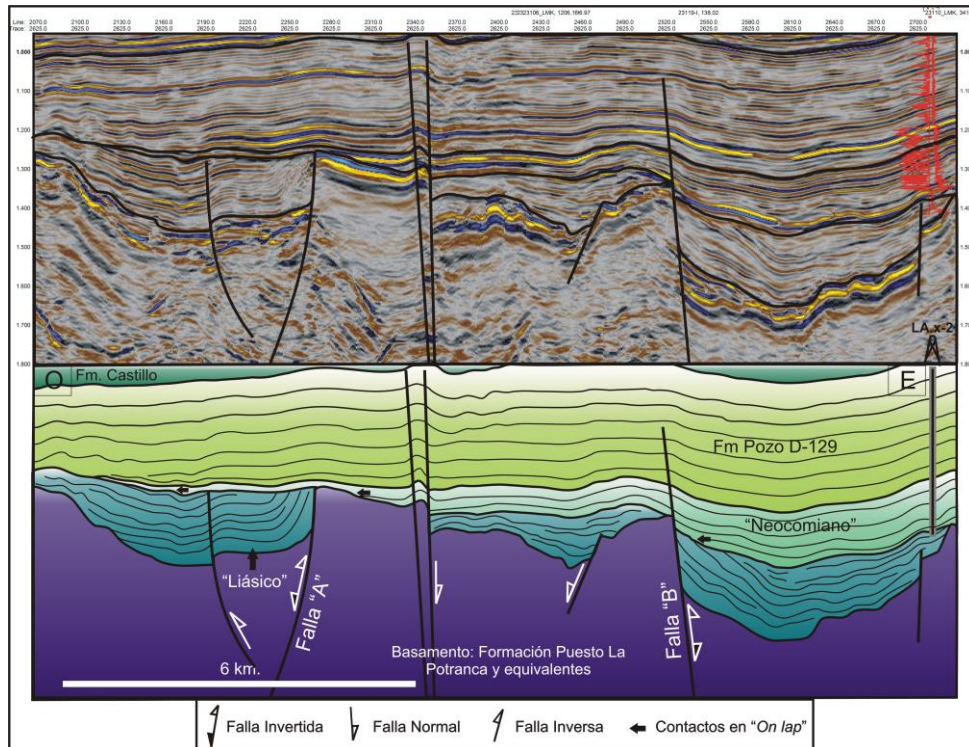


Figura 4.19. Sección sísmica 3D Crossline 2625 que permite ver la inversión tectónica de las Fallas “A” y “B” antes de la depositación de los niveles del “Neocomiano”. Por ubicación ver Fig. 4.14.

#### 4.3.4.1.4. Interpretación tectónica del área

La información de subsuelo analizada en esta sección pone en evidencia un régimen tectónico extensional para el Jurásico Inferior que generó diversos depocentros inconexos que fueron colmatados por las unidades sedimentarias “Liásicas” y las rocas volcánicas del Grupo Lonco Trapial. Posteriormente, un episodio compresivo previo al Jurásico Superior-Cretácico Inferior (pre-“Neocomiano”), invirtió tectónicamente de manera selectiva los depocentros controlados por fallas de rumbo NE-SO y NNO-SSE. Esto provocó fuertes discordancias angulares entre los sedimentos “Liásicos” y el Grupo Lonco Trapial con las unidades suprayacentes del “Neocomiano” y del Grupo Chubut. De acuerdo a las edades de estas unidades, el episodio compresivo debió producirse en el lapso comprendido entre el Toarciano y el Kimmeridgiano (~182 – 157 Ma).

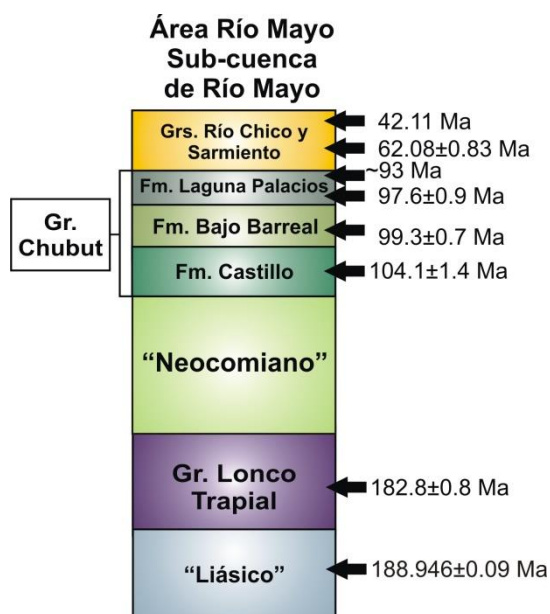
#### 4.3.4.2. Área de Río Mayo – Sub-cuenca de Río Mayo

##### 4.3.4.2.1. Estratigrafía local y breves antecedentes

Para este sector del centro-occidente de la Pcia. de Chubut (Fig. 4.12) no existen antecedentes de trabajos enfocados en la evolución tectónica jurásica a partir de

información de sub-suelo, sin embargo, a 140 km hacia el noroeste, en cercanías de la localidad de Aldea Apeleg, Ploszkiewicz (1987) y Suárez y Márquez (2007), identificaron rocas sedimentarias marinas del “Liásico” con fuerte deformación contractiva por debajo de rocas volcánicas jurásicas de la SLIP Chon Aike no deformadas. Esto condujo a los autores a plantear la posible existencia de un evento orogénico Jurásico que afectó, al menos, a parte de la Cuenca del Chubut.

La estratigrafía local se compone de niveles sedimentarios marino-continentales “Liásicos” que obran de basamento, los cuales son cubiertos por las rocas volcánicas del Grupo Lonco Trapial (Fig. 4.20). Por encima se encuentran las sedimentitas del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, equivalentes temporales de las unidades conocidas como “Neocomiano” en el área del Colhué Huapi – Cuenca del Golfo San Jorge. Estos niveles se componen de rocas marinas y continentales que colmataron los depocentros “Neocomianos” (Cortiñas, 1984) de este sector centro-occidental de la Patagonia. Corresponderían a una ingresión marina proveniente desde la Cuenca Austral ubicada al sur del área (Aguirre Urreta y Ramos, 1981). Están sobreyacidas por el Grupo Chubut



(Fig. 4.20), aunque con un espesor menor al observado en el área previa. Coronando la secuencia de interés aparecen los depósitos cenozoicos del Grupo Río Chico (Raigemborn *et al.*, 2010) y del Grupo Sarmiento (Fig. 4.20), de edad paleocena y eocena respectivamente (Clyde *et al.*, 2014; Dunn *et al.*, 2013; entre otros).

Figura 4.20. Columna estratigráfica local. Edades tomadas de: Cúneo *et al.* (2013), Dunn *et al.* (2013), Clyde *et al.* (2014), Suárez *et al.* (2014), Márquez *et al.* (2016).

#### 4.3.4.2.2. Información utilizada

Para esta zona de la Sub-cuenca de Río Mayo y parte de la Cuenca del Chubut, se analizó información de subsuelo consistente en un cubo sísmico 3D de aproximadamente 500 km<sup>2</sup>, del cual se mostrarán las secciones más representativas (Crossline 266)(Fig. 4.12), y el control geológico de numerosos pozos petrolíferos

perforados en el área. La información fue provista por la empresa operadora Energial S.A., que registro la información sísmica en el año 2008.

#### 4.3.4.2.3. Resultados

La interpretación del cubo sísmico 3D de 500 km<sup>2</sup>, del cual se presenta la sección sísmica más representativa (Crossline 266)(Fig. 4.21), permitió observar una fuerte discordancia angular existente entre los sedimentos marino-continetales del “Liásico” y las rocas volcánicas del Grupo Lonco Trapial (Fig. 4.21). Esta relación discordante es similar a la mencionada en Suárez y Márquez (2007) y Ploszkiewicz (1987), constituyendo así la confirmación de sub-suelo de dicha observación.

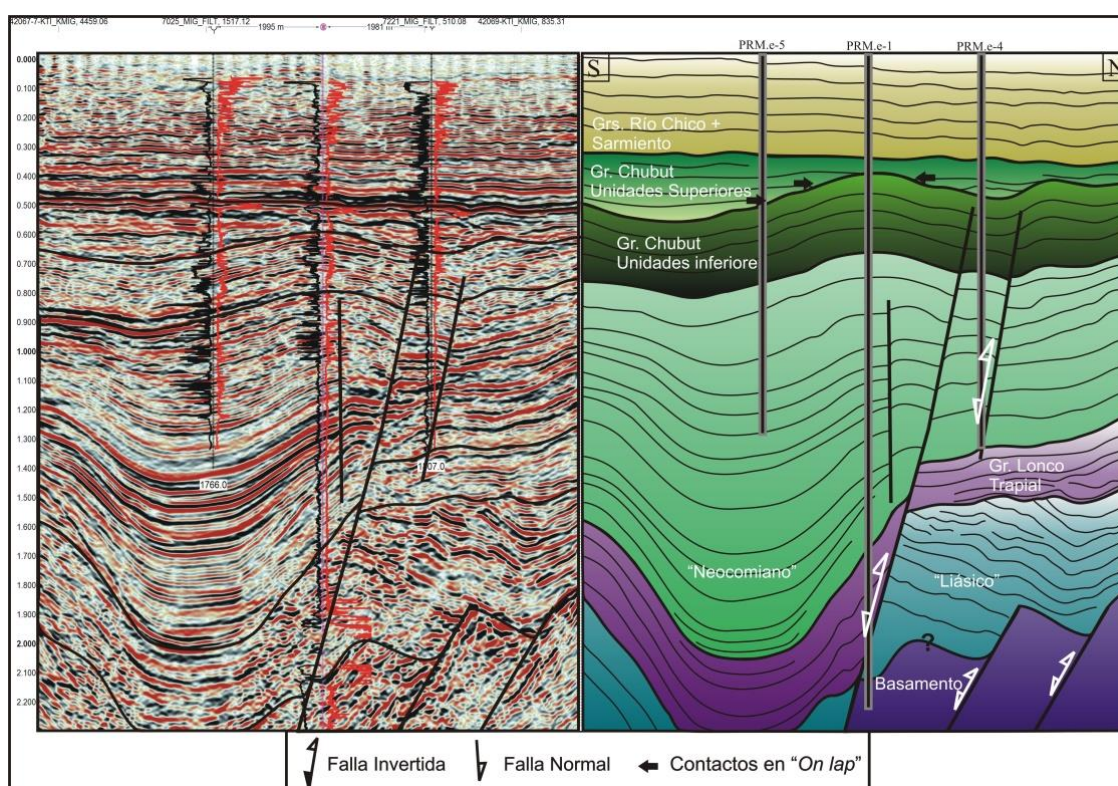


Figura 4.21. Sección sísmica 3DCrossline 266 y su interpretación geológica, en la que se expone una fuerte discordancia angular entre las unidades del “Liásico” y las rocas volcánicas del Gr. Lonco Trapial. Por ubicación ver Fig. 4.14.

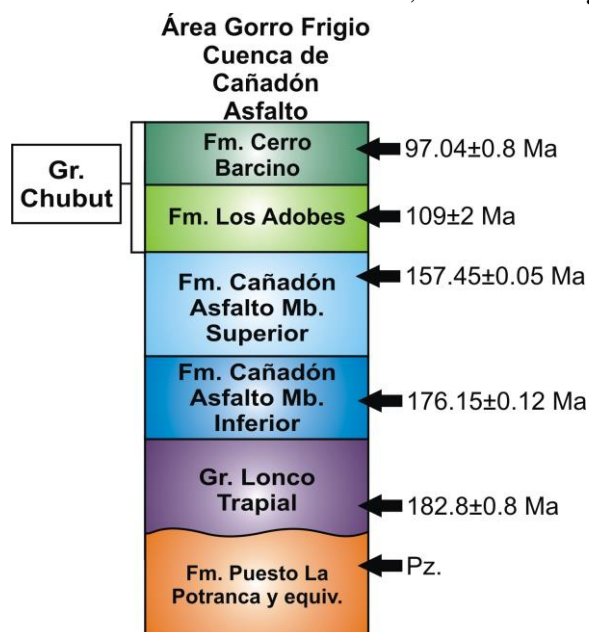
#### 4.3.4.2.4. Interpretación tectónica

Las discordancias observadas entre las unidades “Liásicas” y los rocas volcánicas del Grupo Lonco Trapial, que confirman las observaciones realizadas en superficie por Ploszkiewicz (1987) y Suárez y Márquez (2007), permiten postular la existencia de un episodio compresivo ocurrido entre el Pliensbaquiano y el Toarciano, posterior al extensional que habilitó los depocentros “Liásicos”.

#### 4.3.4.3. Área Gorro Frigio – Cuenca de Cañadón Asfalto

##### 4.3.4.3.1. Estratigrafía local y breves antecedentes

El área de Gorro Frigio se ubica en el sector norte de la Pcia. de Chubut y conforma un depocentro de la zona central de la Cuenca de Cañadón Asfalto. La columna estratigráfica local posee un basamento ígneo-metamórfico paleozoico conocido como Formación Puesto la Potranca, sobre el cual se apoyan las rocas volcánicas jurásicas del Grupo Lonco Trapial (Fig. 4.22). Por encima afloran las sedimentitas y volcanitas del miembro inferior de la Formación Cañadón Asfalto, datado en  $176.15 \pm 0.12$ ,  $173.9 \pm 1.9$  y  $170.8 \pm 3$  Ma (Cúneo *et al.*, 2013; Bouhier *et al.*, 2017), que son suprayacidas por el miembro superior de la misma formación, también reconocido por algunos autores como Formación Cañadón Calcáreo, datado en  $157.45 \pm 0.05$  Ma (Cúneo *et al.*, 2013) (Fig. 4.22) y previamente asignada al Cretácico Inferior (Volkheimer *et al.*, 2009). Por último, las unidades del Grupo Chubut coronan la columna estratigráfica local. En la zona de trabajo existen antecedentes, aunque escasos, de trabajos que se han enfocado en la evolución tectónica jurásica o pre-cretácica. Entre ellos se destaca el trabajo de Márquez y Navarrete (2011) en el que postulan, con datos de afloramiento, la existencia de un evento orogénico previo a la depositación del Grupo Chubut en la zona de la Sierra de los Pichiñanes, a unos 30 km al suroeste. Por otro lado, Allard *et al.* (2011), mediante información sísmica, identifica igualmente una deformación compresiva



previa al Grupo Chubut que afecta al miembro superior de la Formación Cañadón Asfalto. Por su parte Figari (2005) adjudica un control tectónico netamente extensional al desarrollo de la Cuenca de Cañadón Asfalto.

Figura 4.22. Columna estratigráfica local del área del depocentro Gorro Frigio. Edades tomadas de: Cúneo *et al.* (2013), Suárez *et al.* (2014), Bouhier *et al.* (2017).

##### 4.3.4.3.2. Información utilizada

La información utilizada para el análisis tectónico de la zona es una línea sísmica 2D de rumbo N-S, identificada como 7668 (Fig. 4.12) registrada por YPF S.A.

#### 4.3.4.3.3. Resultados

La interpretación de la línea sísmica 2D N° 7668 apoyada con el control geológico del pozo petrolero GF.es-1, muestra un depocentro de gran magnitud controlado por una falla normal (Fig. 4.23), que es afectado por un episodio contraccional que generó fuertes discordancias entre la Formación Cañadón Asfalto Inferior y la Formación Cañadón Asfalto Superior o Cañadón Calcáreo. Está controlada por la inversión tectónica de la falla normal principal y por fallas inversas en la zona central del depocentro (Fig. 4.23). Por encima de estas unidades se depositó el Grupo Chubut pero con escaso espesor, controlado por una tectónica extensional.

Esta deformación ocurre durante la depositación del miembro superior de la Formación Cañadón Asfalto, lo que acota la edad de la deformación al lapso comprendido entre ~176 y 157 Ma (~Jurásico Medio).

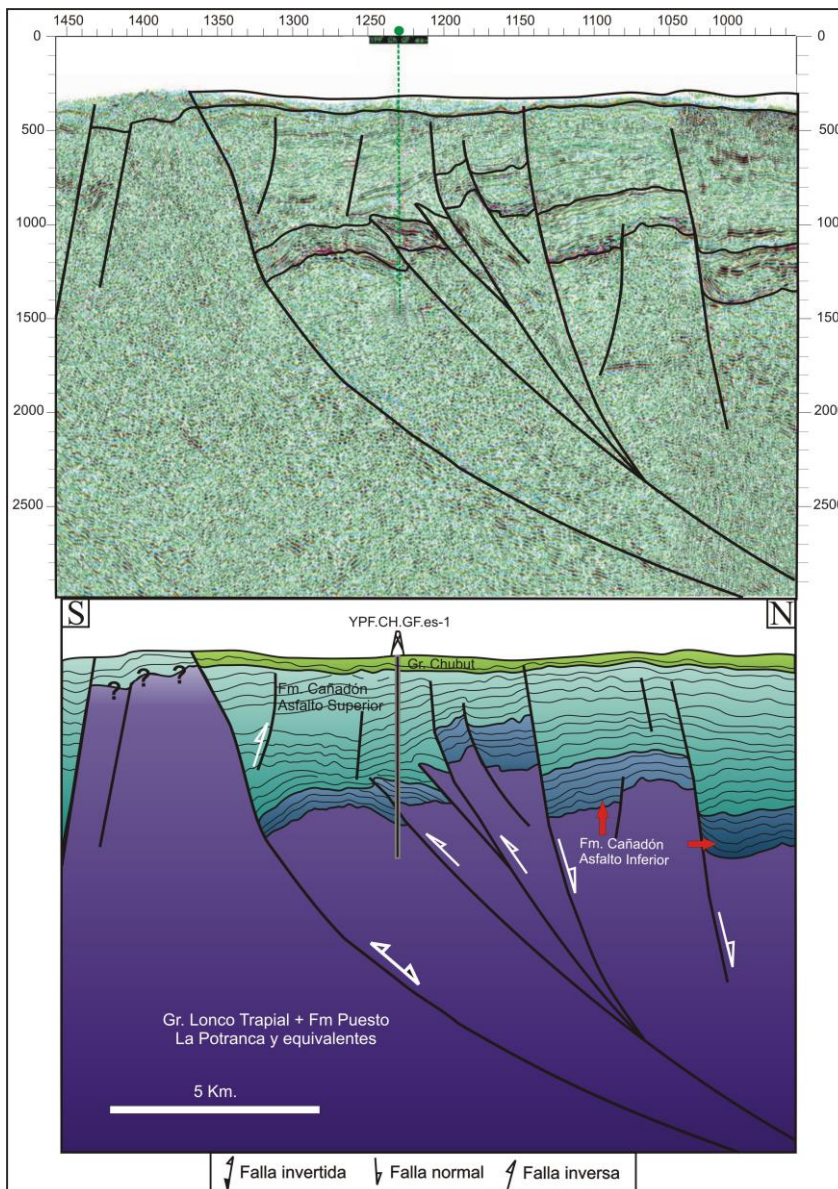


Figura 4.23. Línea sísmica 2D 7668 y su interpretación geológica. Se observan fuertes discordancias angulares entre las Formaciones Cañadón Asfalto Inferior y Superior, por la inversión tectónica de la falla principal y por fallas inversas de la zona central del depocentro. Por ubicación ver Figura 4.12.

#### **4.3.4.3.4. Interpretación Tectónica**

La línea sísmica 2D indica la presencia de un evento compresivo que afecta esencialmente al miembro inferior de la Formación Cañadón Asfalto. Este episodio habría acontecido en el Jurásico Medio, intercalándose con el régimen distensivo que originó en primer lugar al depocentro y que luego habilitó la depositación del Grupo Chubut.

Esta deformación sería previa a la reconocida por Allard *et al.* (2011) y Márquez y Navarrete (2011), quienes sugirieron un episodio orogénico posterior al miembro superior de la Formación Cañadón Asfalto y previo al Grupo Chubut.

### **4.4. DISCUSIÓN**

#### **4.4.1. Edad de los eventos compresivos de intraplaca jurásicos**

Los datos de superficie y de subsuelo analizados en este capítulo revelan que el régimen tectónico extensional jurásico relacionado con la fragmentación de Gondwana, se vio interrumpido por episodios contraccionales de intraplaca que condujeron a la inversión tectónica parcial de las cuencas jurásicas en la Patagonia. Estos eventos son de corta duración y se manifestaron de manera diacrónica (Fig. 4.24). Mientras que en la Subcuenca de Río Mayo la deformación contraccional tuvo lugar durante el evento denominad “C1”, entre el Pliensbaquiano y el Toarciano (~188-182 Ma), en la Cuenca del Golfo San Jorge (área Colhué Huapi) un evento de inversión tectónica más moderno se registró entre el Toarciano y el Oxfordiano (~182 – 155Ma). Este último lapso puede acotarse teniendo en cuenta las edades de las unidades involucradas en la deformación compresiva identificada en el depocentro de Gorro Frigio. Allí el miembro inferior de la Formación Cañadón Asfalto (Toarciano medio a Aleniano) se presenta deformado compresivamente por debajo de los depósitos sinextensionales del miembro superior (Oxfordiano – Kimmeridgiano). Así este segundo evento compresivo denominado “C2” podría ser restringido al lapso Bajociano-Calloviano (~174- ~155 Ma) (Fig. 4.24). Este episodio “C2” es quizá correlacionable con el identificado en el Macizo del Deseado entre la Formación Roca Blanca y el Complejo Volcánico Bahía Laura.

Por otro lado, un tercer evento compresivo “C3” puede ser reconocido sobre la base de las observaciones de Márquez y Navarrete (2011) y Allard *et al.* (2011), el cual se restringiría al lapso Tithoniano-Aptiano de acuerdo a la edad kimmeridgiana del miembro superior de la Formación Cañadón Asfalto (equivalente a la Formación Cañadón Calcáreo) y a la aptiana-turoniana del Grupo Chubut. Este episodio sería

similar al descrito por Reimer *et al.* (1996) para el Jurásico Superior del Macizo del Deseado.

Cabe mencionar que Varela *et al.* (1991), Pankhurst *et al.* (1993b) y Zaffarana *et al.* (2014), sugieren la existencia de un pulso orogénico que exhumó los cuerpos intrusivos del Batolito de la Patagonia Central antes de ser cubiertos por las rocas volcano-sedimentarias del Jurásico Inferior-Medio. Dicho pulso podría ser, tentativamente, equivalente el episodio “C1” reconocido aquí. Con respecto a la envergadura regional de estos eventos contraccionales, se han descrito en la Cuenca Neuquina (ver Mosquera y Ramos, 2006; Leanza, 2009; Naipauer *et al.*, 2012) episodios de inversión tectónica que afectaron a la dorsal de Huincul, de rumbo E-O a ENE-OSO, durante el Sinemuriano, el Calloviano-Oxfordiano (correlacionables a los eventos “C1” y “C2” de este trabajo), y con un último pulso en el Jurásico Superior (Kimmeridgiano y Calloviano) (“C3”) (Mosquera y Ramos, 2006). Fenómenos de inversión tectónica jurásica fueron reconocidos en la cuenca de Solimoes y Amazonas por la reactivación de la mega falla de Solimoes de rumbo ENE-OSO, en Brasil (Caputo, 1991, 2014), lo que plantea la posibilidad de que los eventos compresivos reconocidos en la Patagonia sean correlacionables con otros acontecidos en Sudamérica.

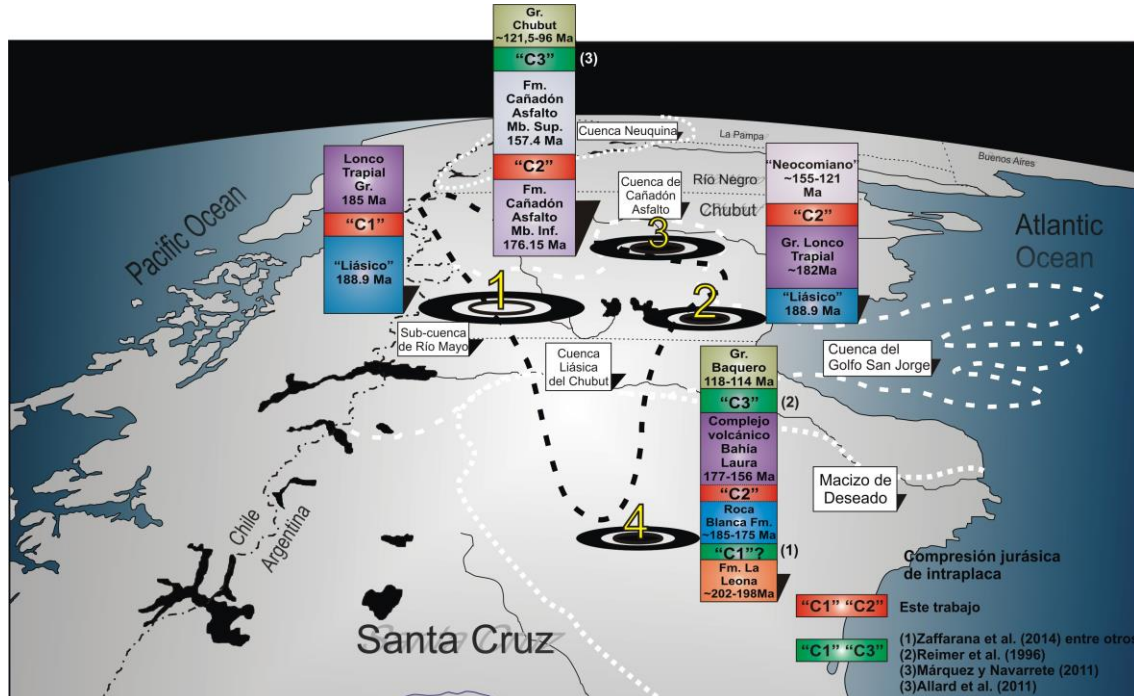


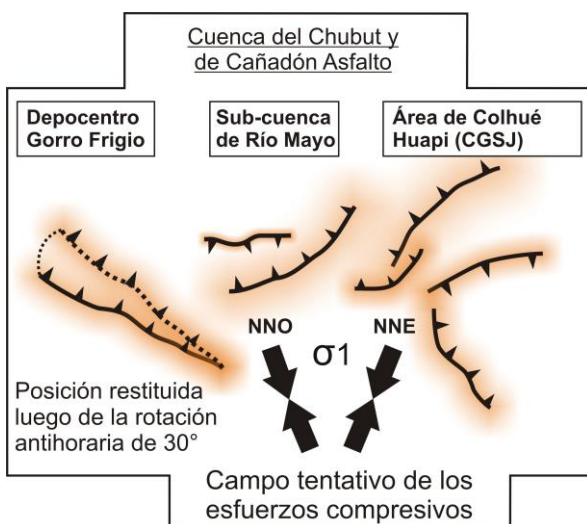
Figura 4.24. Esquema regional con los episodios compresivos identificados en este trabajo (en rojo) y los descriptos previamente (en verde).

#### 4.4.2. Campo de esfuerzos jurásico

Como fue mencionado previamente y de acuerdo a múltiples trabajos (Uliana *et al.*, 1985; Uliana y Biddle, 1987; Giacosa *et al.*, 2010, entre otros), la región Patagónica fue sometida a un régimen extensional durante el período Jurásico con un vector de estiramiento NE-SO, el cual se manifestó con la apertura de numerosos depocentros tipo hemigraben, con rumbo predominante NO-SE a NNO-SSE. Este campo de esfuerzos extensional es coherente con el que controla la tectónica asociada al volcanismo investigado en las zonas de estancia Tres Hermanas y Paso Gregores, en donde se identificó un claro control tectónico de rumbo NO-SE con extensión NE-SO. En ambos sectores no fueron identificados episodios compresivos.

Sin embargo, la inversión tectónica parcial de la Cuenca del Chubut (CC), la Cuenca de Cañadón Asfalto (CCA) y la Cuenca Neuquina (CN) ha demostrado que el régimen extensional Jurásico se vio interrumpido en al menos tres ocasiones.

Por otra parte, las estructuras afectadas por inversión tectónica en la CC y CCA poseen rumbos generales NO-SE y NE-SO (Fig. 4.25). En el caso de la CCA, el rumbo de la estructura es restituido por la rotación horaria de 30° indicada por Geuna *et al.* (2000) para el Cretácico Inferior (Fig. 4.25). Mientras que las estructuras de rumbos cercanos a N-S (NNO-SSE o NNE-SSE) no se ven afectadas, por lo que se infiere tentativamente un campo de esfuerzos compresivo con dirección de  $\sigma_1$  cercana a N-S, probablemente NNO-SSE o NNE-SSO (Fig. 4.25). Este campo de esfuerzos es compatible con el planteado por Reimer *et al.* (1996) para el Macizo del Deseado (Fig. 4.26), así como también con el de Allard *et al.* (2015) para un sector restringido de la Cuenca del Golfo San Jorge. Por otra parte, este campo de esfuerzos es compatible además con el propuesto por Mosquera y Ramos, (2006) y Naipauer *et al.* (2012) para la CN (Fig.



4.26). Asimismo la inversión tectónica de las Cuencas de Solimoes y Amazonas en Brasil, generada por la deformación de la mega falla de Solimoes de rumbo ENE-OSO, respondería también a un esfuerzo compatible con el planteado (Fig. 4.26).

Figura 4.25. Esquema teórico sobre la disposición del campo de esfuerzos

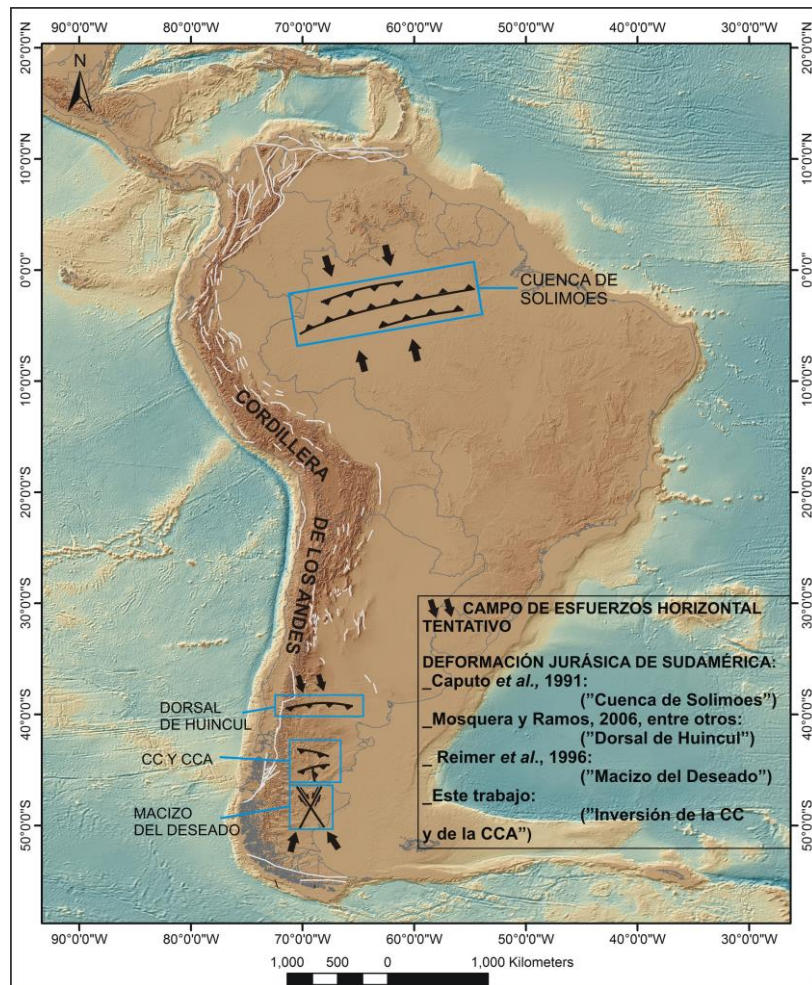


Figura 4.26. Mapa esquemático con las estructuras deformadas por compresión en el Jurásico. Se muestran los rumbos predominantes próximos a E-O de las estructuras de la Cuenca del Chubut (CC), Cañadón Asfalto (CCA), Dorsal de Huincul en la Cuenca Neuquina y de la mega falla de Solimoes en Brasil, mientras que las estructuras de desplazamiento de rumbo NO y NE del Macizo del Deseado. Se bosquejan además las potenciales direcciones del eje de acortamiento principal ( $\sigma_1$ ).

#### 4.4.3. Potenciales causas de la compresión jurásica

Tanto en fajas compresivas antiguas como modernas, la localización de la deformación ha sido asignada a variaciones reológicas producidas por debilitamiento litosférico inducido por procesos mecánicos y/o termal (Thompson *et al.*, 2001; Munteanu *et al.*, 2013; Raimondo *et al.*, 2014; Echaurren *et al.*, 2016). En este contexto, la litósfera de intraplaca responde a campos de esfuerzos que dependerán de una variedad de procesos relacionados a diferentes parámetros que incluyen heterogeneidades corticales (p.ej., estructuras extensionales), debilitamiento termal e interacción de rocas con fluidos que podrán conducir al debilitamiento de la litósfera (p.ej., White *et al.*, 1986; Sandiford y McLaren, 2002; Clark *et al.*, 2006). La influencia de campos de esfuerzos en el interior

continental es el resultado de la compleja interacción entre diversos esfuerzos generados en los límites de placa (Raimondo *et al.*, 2014). A menudo, la contracción de intraplaca se relaciona con la propagación de esfuerzos compresivos desde configuraciones orogénicas tipo Andina, o más comúnmente desde márgenes colisionales (Ziegler *et al.*, 1998). En Sudamérica, Mosquera y Ramos (2006) y Naipauer *et al.* (2012), propusieron que un campo de esfuerzos vinculado con la convergencia de rumbo NO, fue compatible con la inversión transpresiva de estructuras extensionales E-O en la Dorsal de Huinul de la Cuenca Neuquina (CN). Sin embargo, la propuesta de campos de esfuerzos compresivos relacionados a los Andes en tiempos jurásicos es insustentable teniendo en cuenta que la Patagonia, durante esta etapa jurásica de convergencia oblicua, se encontraba en un contexto de generación de cuencas de retroarco extensionales asociadas a un proceso de empujamiento de la losa subductada (Suárez y Márquez, 2007; Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008 y citas incluidas; Malkowski *et al.*, 2015). La existencia de un régimen tectónico extensional a lo largo del margen Pacífico descarta la posibilidad de compresión en el interior del continente vinculado con esfuerzos compresivos originados desde el margen continental activo (Storey *et al.*, 1992 entre otros). Este hecho es mejor ilustrado en la Dorsal de Huinul, donde la compresión registrada durante el Kimmeridgiano en el sector este de la CN, fue coetánea con una reactivación extensional en el sector oeste de la cuenca, en cercanías al margen de subducción pacífico (Giambiagi *et al.*, 2003; Méscua *et al.*, 2008; Naipauer *et al.*, 2012). De hecho, la convergencia (dirección y tasa) por sí sola como disparador de orogenias ha sido descartado en los últimos años (p.ej. Schellart, 2008). En este sentido, comparaciones regionales entre tasas de convergencia y evolución tectónica a lo largo del margen Sudamericano desde el Jurásico Inferior a la actualidad, muestra que altas tasas de convergencia han estado vinculadas a deformación extensional o neutral en muchas ocasiones (ver Fig. 5 en Maloney *et al.*, 2013). Así Schellart (2008) en un estudio global, reveló que tanto acortamiento como extensión de retroarco pueden ocurrir a altas tasas de convergencia. Por lo tanto, es necesario buscar otros mecanismos que permitan explicar la presencia de episodios de compresión de intraplaca independientemente de la dinámica del margen de subducción. Un mecanismo alternativo lo conformaría la colisión de un terreno que hubiera interrumpido las condiciones generales de extensión que caracterizaron el suroeste de Gondwana en tiempos jurásicos. En esta línea, Hervé y Mpodozis (2005) han propuesto la hipotética colisión del terreno Fitz Roy en el Jurásico Medio basados en un

desplazamiento hacia el oeste del arco magmático entre los ~41-y 44°LS, entre el arco magmático del Jurásico Inferior ubicado en la precordillera de Chubut (Complejo Ígneo Subcordillerano), hacia el arco del Batolito Patagónico ubicado en una posición cordillerana en el Jurásico Medio. La colisión de un terreno alóctono podría explicar la presencia de episodios de compresión de intraplaca durante este período, sin embargo, la existencia de este bloque es altamente especulativa y se requiere un trabajo adicional que explore esta propuesta. Por lo tanto, la deformación compresiva intercalada con la extensión de la Patagonia necesita buscar explicaciones alternativas.

#### 4.4.3.1. Anomalía Térmica del Karoo

Es conocido que el impacto de plumas mantélicas en la base de la corteza genera importantes perturbaciones corticales que se inician con un importante debilitamiento cortical seguido de una etapa de domamiento, que a su vez precede a ambientes de distensión cortical en simultáneo con la extrusión de un gran volumen de magma (ver Hill, 1993; Hooper, 1994; Farnetani y Richards, 1994; Campbell, 2005; Koptev *et al.*, 2017, entre otros). Sin embargo recientes modelados numéricos han propuesto la generación de fajas compresivas por flujo gravitatorio cortical en las periferias del sector cortical afectado por domamiento (Fig. 4.27 A) (Burov *et al.*, 2007; Cloetingh *et al.*, 2013; Burov y Gerya, 2014, entre otros). Estos modelos se basan además en evidencias de campo que explican la existencia de fajas deformacionales en los bordes de zonas impactadas por plumas mantélicas en diferentes regiones de la Tierra (p.ej. Yellowstone), así como en otros planetas del sistema solar (Camp, 1995; Mège y Ernst, 2001) (Fig. 4.27 B).

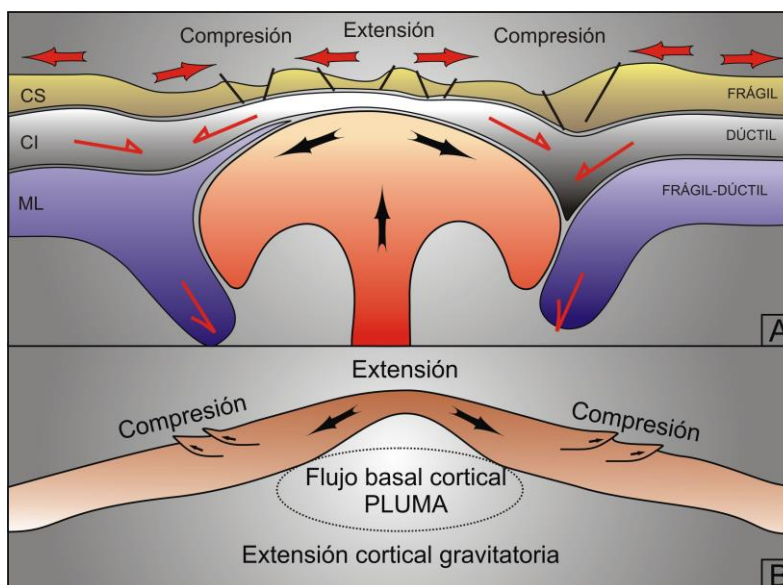


Figura 4.27. A. Modelo conceptual generado a partir de modelados numéricos del impacto de una pluma mantélica en la corteza. Se observan las zonas periféricas al domamiento sometidas a compresión (Tomado de Cloetingh *et al.*, 2013 y de Burov y Gerya, 2014). B. Modelo conceptual realizado por Mège y Ernst (2001) a partir de evidencias de campo (Tomado de Mège y Ernst, 2001).

realizado por Mège y Ernst (2001) a partir de evidencias de campo (Tomado de Mège y Ernst, 2001).

Un aspecto importante en la posible vinculación de la deformación de intraplaca con la pluma del Karoo, es la correspondencia entre las edades de deformación con las edades de mayor actividad magmática asociada a esta anomalía térmica (Fig. 4.30). De acuerdo a Pankhurst *et al.* (2000), el magmatismo en Patagonia tuvo tres picos de actividad a los que denominó V1, V2 y V3, cuyos rangos de edades son 188-178, 172-162 y 157-153 Ma respectivamente, los que además muestran una migración hacia el suroeste. Por su parte los rangos de edades de deformación son ~188-182, ~174-155 Ma para los eventos C1 y C2, mientras que el evento C3 es el menos restringido comenzando a los 153 M. aproximadamente y culminando antes del Aptiano.

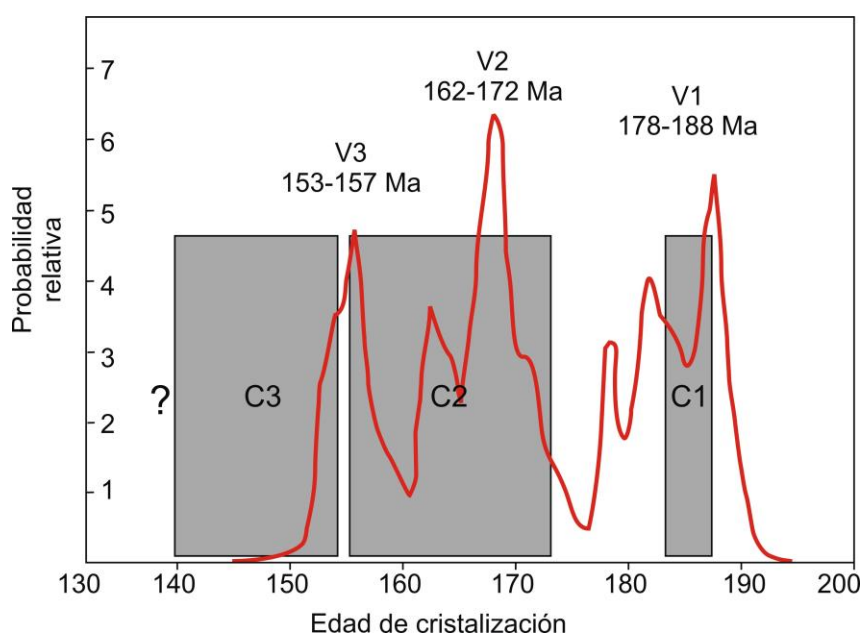


Figura 4.28. Gráfico que muestra la correspondencia entre la edad de los eventos de deformación con las edades de mayor actividad magmática asociada a la pluma del Karoo en la Patagonia. En línea roja las edades de Pankhurst *et al.* (2000) y en rectángulos grises las edades de deformación compresiva de intraplaca de este trabajo.

Por lo mencionado, la posición periférica de la zona de compresión de intraplaca jurásica con respecto a la Anomalía Térmica del Karoo (pluma) (Fig. 4.1), sugiere que el proceso descrito como compresión por flujo gravitatorio cortical en las adyacencias del domamiento producto del impacto de la pluma, es un mecanismo viable para la Patagonia. Además, en los momentos en que la pluma del Karoo se expandía hacia el oeste generando picos de actividad magmática en posiciones cada vez más sur-occidentales, se registraban los ambientes de compresión de intraplaca, acentuando el flujo gravitatorio cortical.

Sin embargo, un argumento en contra de la viabilidad de este proceso para la deformación registrada es la localización hacia el oeste de la Patagonia con respecto a la pluma del Karoo. Esto, implicaría un campo de esfuerzos generado por el proceso mencionado con dirección preferencial de acortamiento E-O, el cual no es consistente con el estimado próximo a N-S (Figs. 4.25 y 4.26).

#### 4.4.3.2. Deriva continental, apertura del Mar de Wedell y apertura temprana del Océano Atlántico norte

Reconstrucciones recientes de la deriva de placas globales han identificado cambios repentinos y contrastantes en el movimiento de la placa de Sudamérica en tiempos jurásicos (Müller *et al.*, 2016), que podrían vincularse con la compresión de intraplaca identificada. A comienzos del Jurásico Inferior (~200Ma) el continente derivaba hacia el N con una velocidad alta de entre 5 y 7 cm por año, la cual disminuyó abruptamente hacia los 180 Ma a 3-4 cm/año, modificando además levemente su trayectoria hacia el NO. Luego, aproximadamente a los ~170 Ma, la deriva se modificó abruptamente hacia el sur y se aceleró a velocidades de entre 8-9 cm/año (Fig. 4.29).

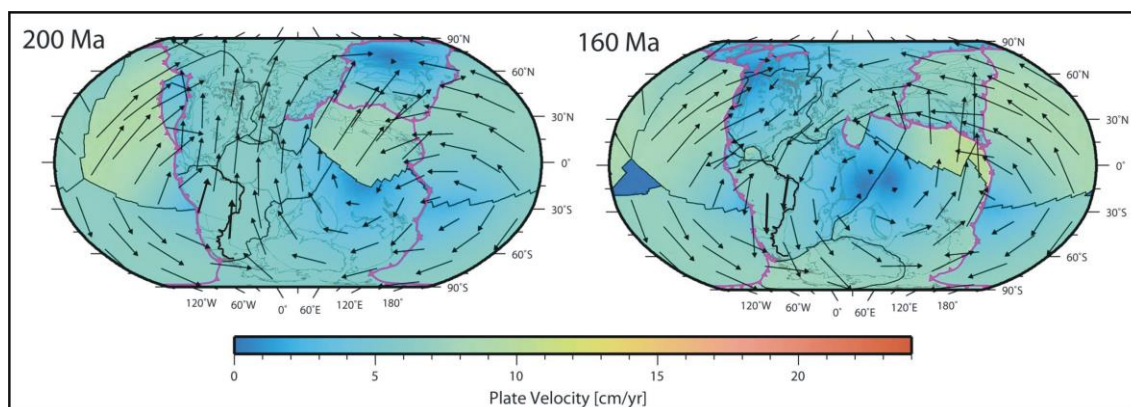


Figura 4.29. Reconstrucción global de la deriva continental durante el Jurásico Inferior a Medio. Se destaca el cambio en el sentido de deriva del suroeste de Gondwana, desde un sentido norte hacia uno hacia el sur (Tomado de Müller *et al.*, 2016).

Esta modificación abrupta en el sentido y velocidad de la deriva continental estaría ligada directamente con la apertura temprana del Océano Atlántico norte que, de acuerdo a Labails *et al.* (2010), comenzó a los ~190 Ma y que luego, a los ~170 y a los 155 Ma, habría tenido fuertes aceleraciones de apertura (Fig. 4.30). Estas edades son claramente coincidentes con las edades de las compresiones registradas, conformando así un posible factor de origen para estos eventos.

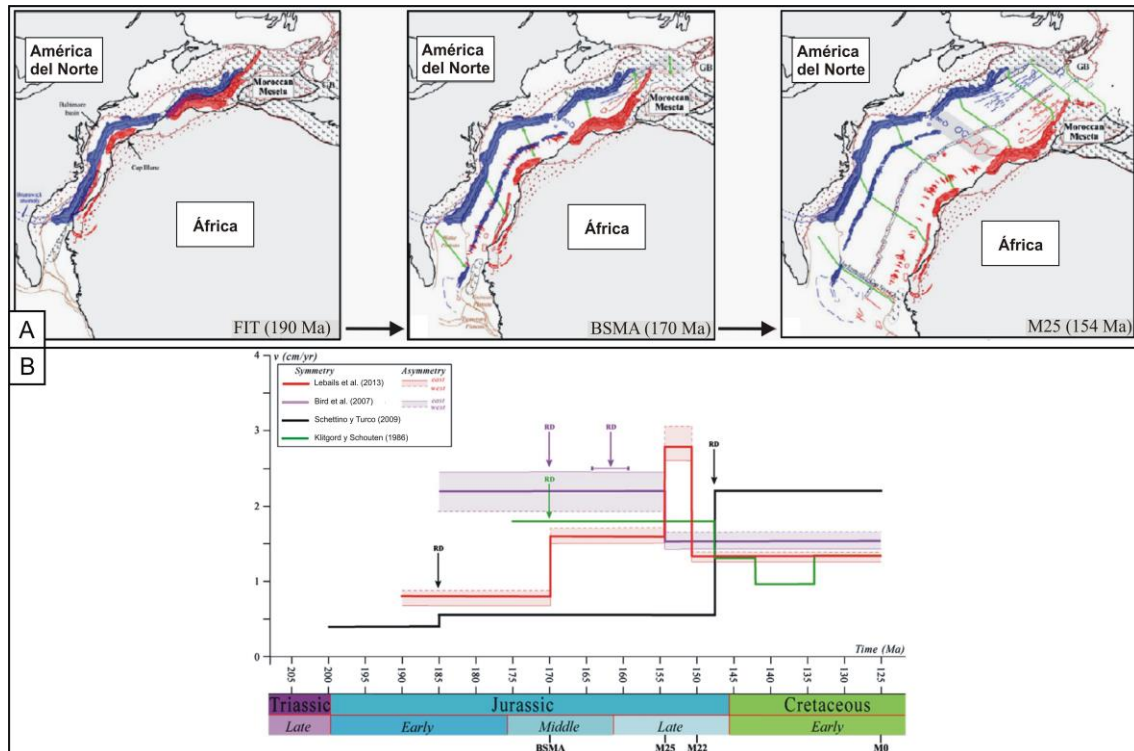
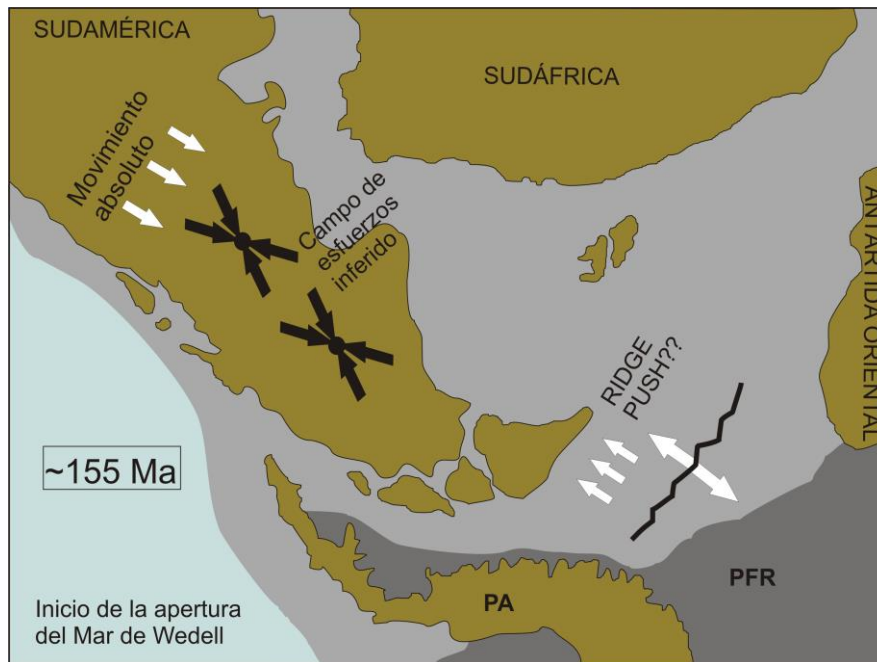


Figura 4.30. A. Reconstrucciones del inicio de la apertura del Océano Atlántico norte a los 190 Ma., con incrementos de actividad a los ~170 y ~150 Ma. B. Tasas de velocidad de apertura. En rojo las consideradas en este trabajo (Tomado de Labails *et al.*, 2010).

Por otro lado, un factor adicional que pudo contribuir a la generación de campos de esfuerzos compresivos en la Patagonia, al menos durante el evento C3, es el *ridge push* con dirección norte, asociado a la apertura del Mar de Wedell. De acuerdo a Jokat *et al.* (2003), la apertura se habría iniciado en el Jurásico Superior (~155 Ma), lo que junto con la deriva hacia el sur de Sudamérica por la apertura del Océano Atlántico norte, plantea un escenario compresivo para la Patagonia, con campo de esfuerzos de dirección próxima a N-S (Fig. 4.31).

Figura 4.31. Reconstrucción del suroeste de Gondwana durante el inicio de la apertura del Mar de Wedell en el Jurásico Superior. Se esquematiza un ambiente de compresión de intraplaca ligado al *ridge push* hacia el norte y la deriva hacia el sur de Sudamérica. PA: Península Antártica. PFR: Plataforma de Filchner Ronne.



#### 4.5. CONSIDERACIONES TECTÓNICAS FINALES

De acuerdo a las evidencias mencionadas en este capítulo, se sugiere en concordancia con otros autores, un régimen tectónico extensional dominante para el Jurásico, con eje de extensión principal NO-SE (Fig. 4.32), durante el cual se intercalaron tres episodios compresivos diacrónicos y de corta duración denominados C1, C2 y C3. Los eventos volcánicos en estudio presentan claras evidencias de haber estado controlados por este régimen extensional dominante y sin evidencias de afectación compresiva.

Por otra parte y en lo que respecta a la búsqueda de las causas que pudieron generar esos episodios menores de compresión, existen varias posibilidades. En primer lugar la compresión por flujo gravitatorio cortical en las zonas periféricas al impacto de la pluma mantélica pudo jugar un rol importante en la compresión de Patagonia, pero el rumbo interpretado de los esfuerzos principales es contrario al que se habría producido hipotéticamente por este proceso, pudiendo así descartarlo como el factor principal. Sin embargo existe otro aspecto vinculado con la Anomalía Térmica del Karoo que pudo influir en la deformación compresiva de la Patagonia, el que se vincularía a un debilitamiento térmico cortical. Este habría sido de mayor importancia durante los picos de actividad magmática (V1, V2, V3), cuyas edades son similares a las de los episodios de aceleración de apertura del Océano Atlántico norte, los que a su vez son parcialmente coincidentes con la apertura del Mar de Wedell.

Es aceptado que una corteza debilitada térmicamente presenta mayor facilidad de deformación que una no debilitada (p.ej. Sagripanti *et al.*, 2015), por lo que en la

conjunción entre este proceso de debilitamiento con los esfuerzos generados por la deriva hacia el sur y el *ridge push* de la apertura del Mar de Wedell, puede encontrarse la causa de los episodios compresivos de rumbo cercano a N-S sucedidos en la Patagonia (Fig. 4.32).

Por su parte, la deformación observada en la Cuenca de Solimoes y Amazonas, se explicaría de manera similar pero en este caso, el debilitamiento térmico de la corteza estaría provocado por la anomalía térmica del CAMP. (Fig. 4.32).

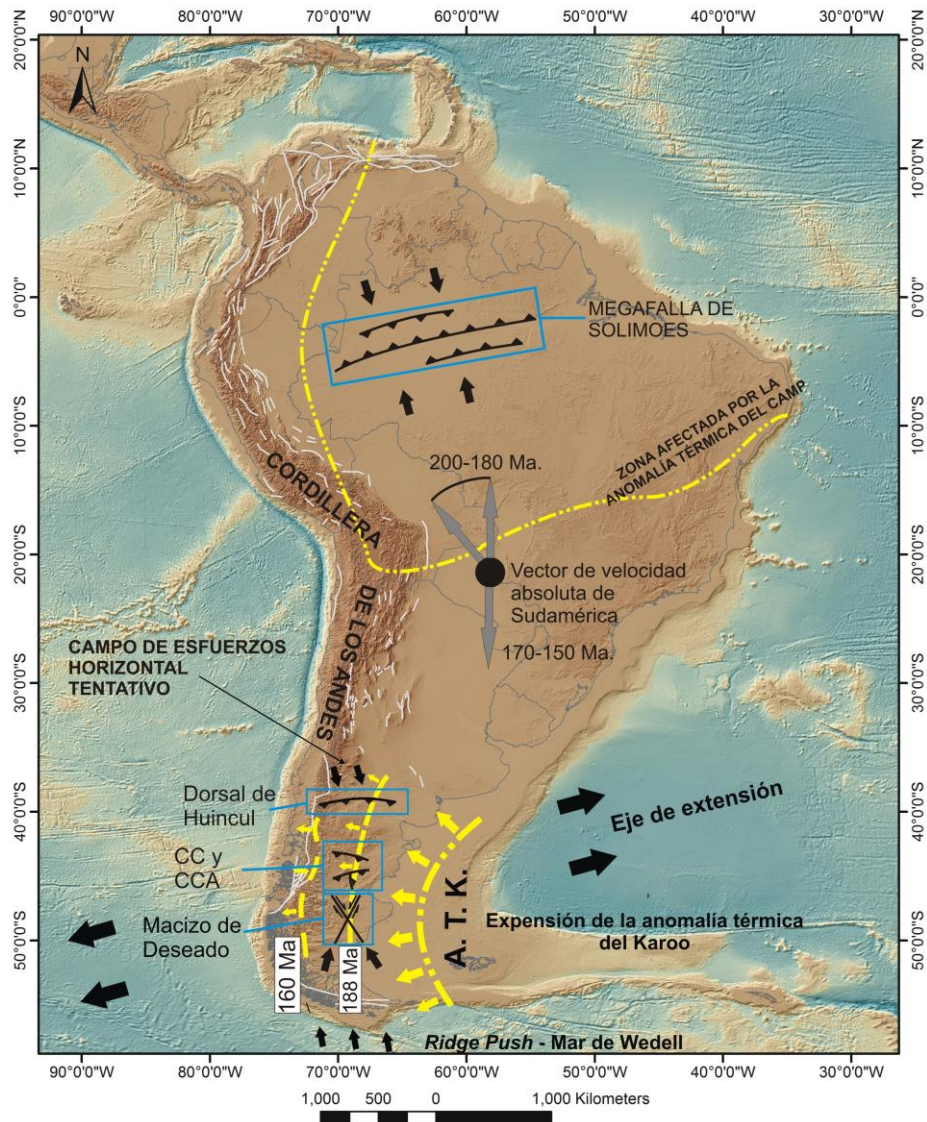


Figura 4.32. Esquema de los esfuerzos tectónicos actuantes en el Jurásico y sus causas. Se destaca el ambiente extensional con eje de extensión principal NO-SE vinculado a la fragmentación de Gondwana. Luego los episodios de compresión de la Patagonia y de Brasil, y sus potenciales causas: debilitamiento térmico causado por la expansión de la Anomalía Térmica del Karoo entre los 188 y 160 Ma (línea amarilla); el cambio de sentido y aceleración de la deriva continental (hacia el norte y noroeste a los 200-180 Ma, y hacia el sur a partir de los 170 Ma); el ridge push de la apertura del Mar de Wedell a los 155 Ma. Se destaca además la zona afectada por la anomalía térmica del CAMP.

## *Capítulo 5*

# Geotectónica

## 5.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se tratan de establecer los factores geodinámicos más relevantes que actuaron durante los eventos volcánicos jurásicos estudiados. Para ello se plantearán en primer lugar las problemáticas existentes, las cuales luego de exponer el contexto geotectónico de la región sur de la Patagonia Argentina desde el Paleozoico Superior al Jurásico Medio “tardío”, serán analizadas desde distintos focos de estudio. En este sentido, se considerarán aspectos puntuales de la evolución geológica del suroeste de Gondwana con el fin de proponer un modelo que intente conciliar las problemáticas planteadas. Con tal objetivo, se tendrán en cuenta modelos geotectónicos actuales, que involucran tanto casos geológicos reales, como análogos y numéricos.

## 5.2. PROBLEMÁTICAS A ABORDAR

El volcanismo jurásico de la Patagonia integra junto a las rocas volcánicas de la península Antártica y del bloque Ellsworth-Whitmore, la provincia ígnea silícea Chon Aike (SLIP Chon Aike), considerada una de las más importantes del mundo (Kay *et al.*, 1989; Pankhurst *et al.*, 1998) (Fig. 5.1). Está integrada por rocas volcánicas y subvolcánicas cuyas edades abarcan un período aproximado de 35 Ma (Jurásico Inferior a Superior) (~188-153 Ma), las cuales fueron generadas durante tres eventos magmáticos principales denominados V1, V2 y V3 (Pankhurst *et al.*, 2000) que, con ciertas inconsistencias (ver marco geológico del capítulo de Geología), representan una migración del volcanismo desde el NE al SO de la Patagonia. Para explicar esta migración del magmatismo del suroeste de Gondwana no existen, hasta el momento, propuestas de mecanismos que lo originen. Por su parte, en la región sur de África y en la Antártida Oriental, durante un lapso restringido al Jurásico Inferior (~183-182Ma), se produjo un magmatismo parcialmente sincrónico y genéticamente vinculado con la SLIP Chon Aike (Svensen *et al.*, 2012; Burgess *et al.*, 2015), que conformó las provincias ígneas de Karoo y de Ferrar (Fig. 5.1). Composicionalmente estas dos últimas presentan un dominio de términos básicos a intermedios, siendo habituales los flujos de basaltos continentales (CFBs) (Cox, 1988; Marsh *et al.*, 1997; Jourdan *et al.*, 2007, 2009; entre otros), mientras que, de manera contrastante, la SLIP Chon Aike, a pesar de vincularse con la misma anomalía térmica (pluma) (Pankhurst *et al.*, 2000; Riley *et al.*, 2001, entre otros), presenta composiciones predominantemente ácidas a intermedias (Kay *et al.*, 1989; Pankhurst y Rapela, 1995; entre otros). Hasta el momento no existen propuestas que intenten explicar estas marcadas diferencias composicionales

entre las provincias ígneas, como así tampoco la mayor duración (~20 Ma) del magmatismo en la SLIP Chon Aike.

Por otro lado los granitoides del Triásico Superior que integran la Formación La Leona arrojaron una clara señal de arco magmático en correspondencia con menciones previas (Godeas, 1992; Márquez, 1993; Rapela y Pankhurst, 1996; entre otros), lo cual no ha sido incluido hasta el momento en modelados geodinámicos que expliquen el emplazamiento de rocas de arco magmático a ~800 km de la trinchera pacífica. Por otra parte, la signatura adakítica identificada en este trabajo para estos granitoides constituye un factor clave para la elaboración de la propuesta de la evolución geodinámica del sur de Gondwana durante el lapso Paleozoico superior-Jurásico.

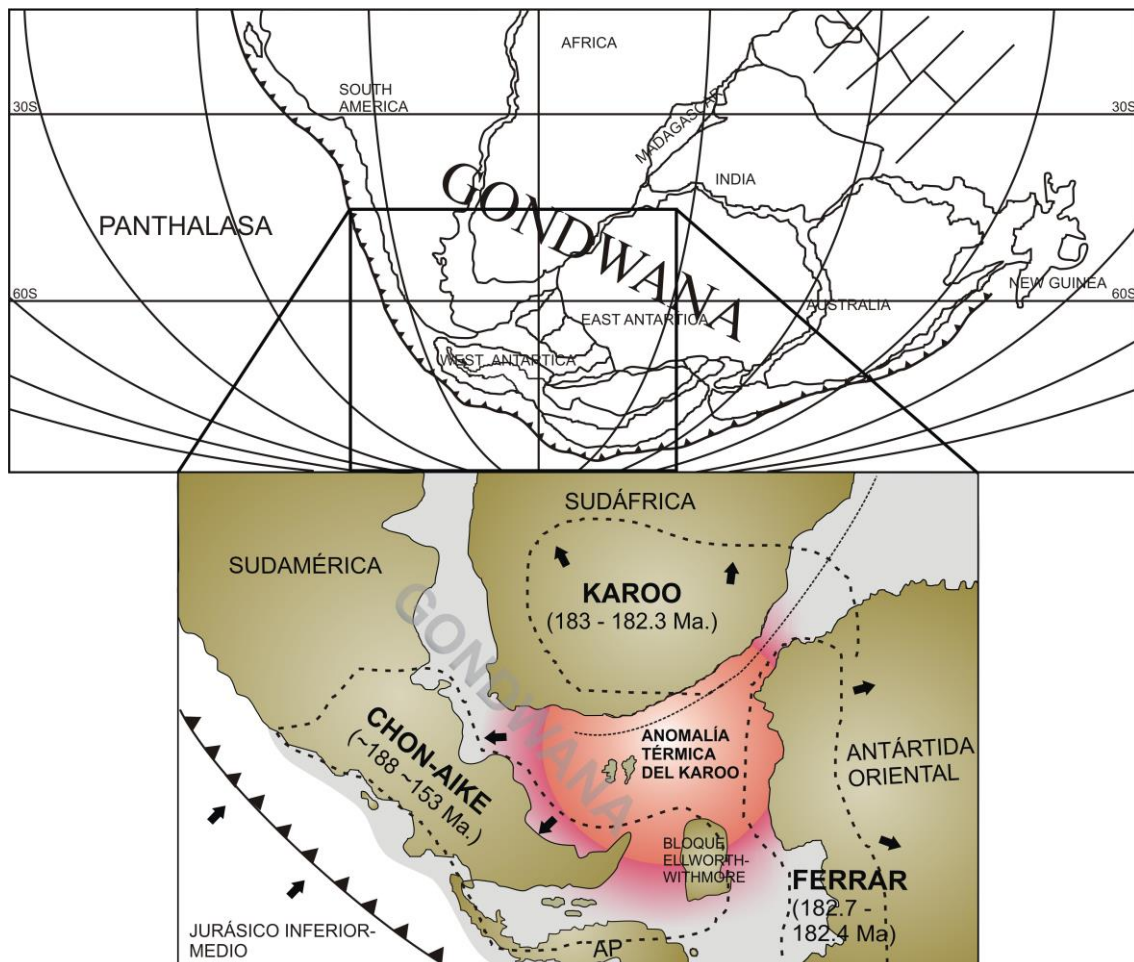


Figura 5.1. Provincias ígneas jurásicas del suroeste de Gondwana basado en Storey *et al.*, 1992; Elliot y Fleming, 2000; Rapela *et al.*, 2005; Hastie *et al.*, 2014. Edades del magmatismo de Pankhurst *et al.*, 2000; Svensen *et al.*, 2012; Burgess *et al.*, 2015.

### 5.3. CONTEXTO GEOTECTÓNICO DEL SUROESTE DE GONDWANA DESDE EL PALEOZOICO SUPERIOR AL JURÁSICO MEDIO TARDÍO

Durante el lapso comprendido entre el Carbonífero y el Pérmico inferior, la región suroeste de Gondwana fue afectada por la acreción de terrenos alóctonos, que involucraron en primer lugar la acreción de la península Antártica (PA) con el terreno Patagonia a mediados de Carbonífero, y en segundo lugar, la acreción de este último con el supercontinente a comienzos del Pérmico (Ramos, 2008) (Fig. 5.2). La colisión carbonífera de la PA con la Patagonia se habría producido desde el SO, describiendo una sutura de rumbo NO-SE y generando un importante prisma de acreción que conforma gran parte del sector occidental de la Patagonia actual (Ramos y Naipauer, 2014); mientras que la acreción de la Patagonia a Gondwana desde el sur, dio como resultado una sutura de rumbo aproximado E-O ubicada en el sector norte de la actual región patagónica. Ambos eventos convergentes dieron origen a dos fajas magmáticas conocidas como Arco Magmático del Norte (E-O) y Arco Magmático del Oeste (NO-SE) (Ramos, 2008) (Fig. 5.3), conformadas esencialmente por granitoides calcoalcalinos vinculados a subducción.

Dichas acreciones de terrenos del Paleozoico superior conforman la etapa final de la amalgamación del supercontinente de Gondwana y habrían sido responsables de una deformación compresiva denominada Orogenia Gondwanide (Pankhurst *et al.*, 2006 y citas incluidas), ya reconocida a principios de siglo por Keidel (1916) y du Toit (1927; 1937). Históricamente a esta fase orogénica colisional se le ha atribuido la generación de una faja plegada de intraplaca (*Gondwanide Fold Belt*) que, con un rumbo similar al de la paleo-trinchera suroeste de Gondwana, deformó la región sur de la Antártida Oriental, el sur de África (Faja del Cabo) y la región centro-norte de Argentina (Fig. 5.4) (Winter, 1984; Ramos 1984, 1986; Pankhurst *et al.*, 2006).

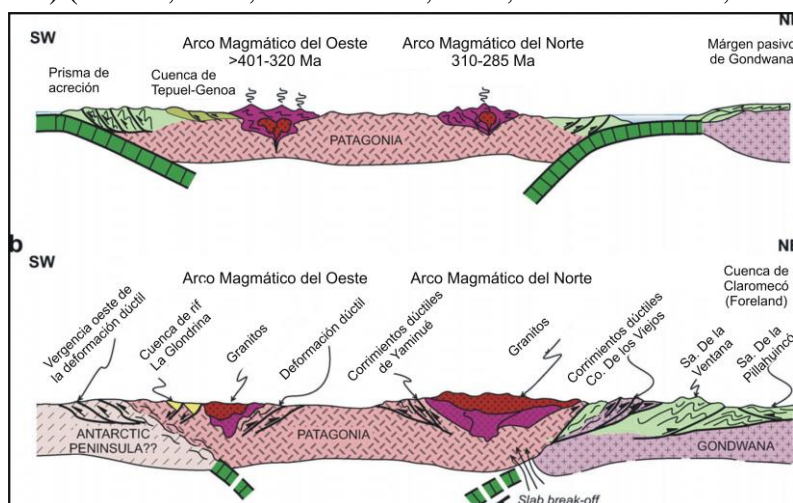


Figura 5.2. Evolución tectónica de la Patagonia durante el Paleozoico superior de acuerdo a Ramos (2008).

Existen por otra parte, propuestas que sugieren que dicha deformación responde a una

compresión de intraplaca vinculada estrechamente con el proceso de subducción, sin relación a la colisión de terrenos alóctonos (Lock, 1980; Uliana *et al.*, 1985, Dalziel y Grunow, 1992; Catuneanu *et al.*, 1998; Dalziel *et al.*, 2000, entre otros).

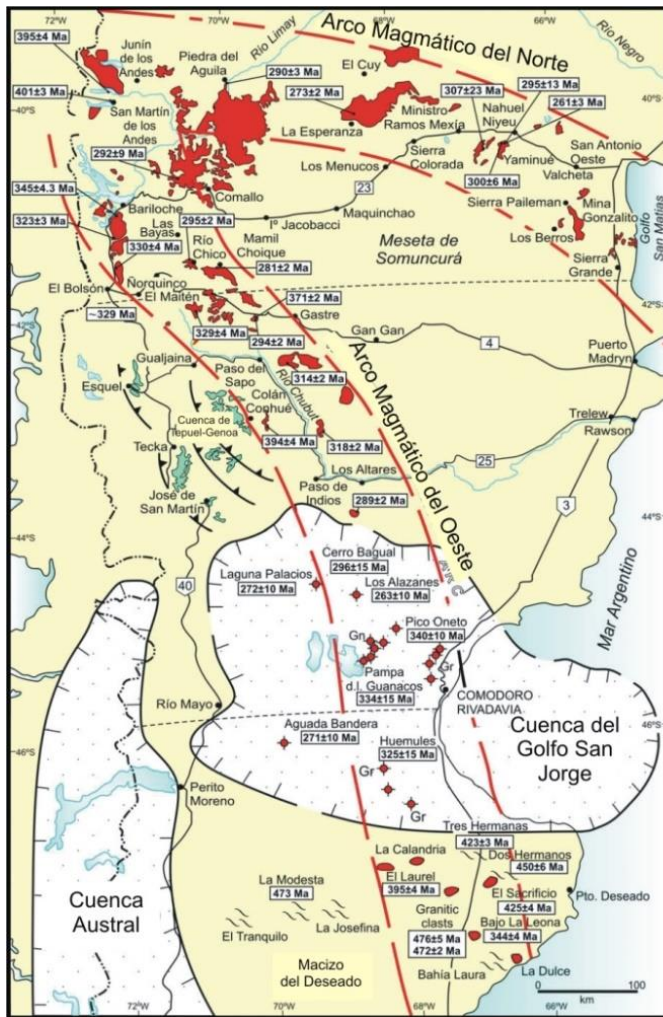


Figura 5.3. Fajas magmáticas de arco del Paleozoico superior (Ramos, 2008).

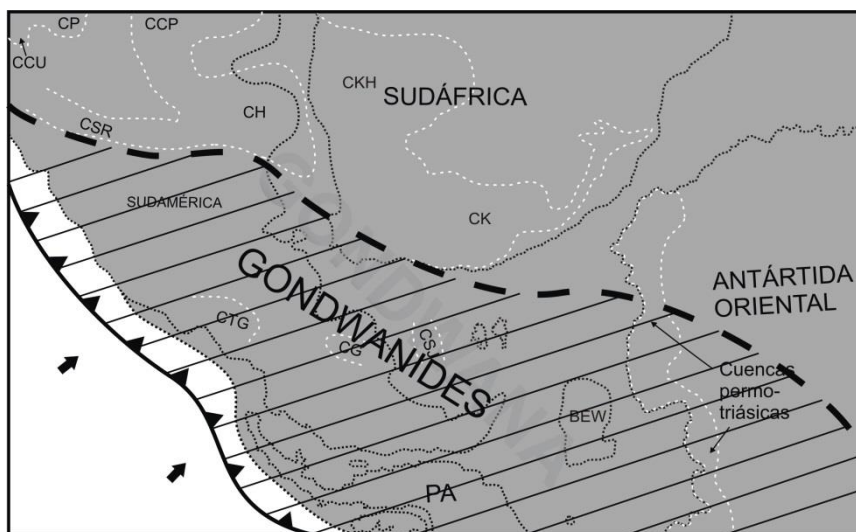


Figura 5.4. Orogenia Gondwanide de acuerdo a las propuestas originales. Modificado de Milani y Wit (2008). Abreviaturas: CCP:Cuenca Chaco-Paranaense; CCU: Cuenca de Calingasta Uspallata; CH: Cuenca de Hespérides; CK: Cuenca de Karoo; CKH: Cuenca de Kalahari; CLG: Cuenca La Golondrina; CP: Cuenca de Paganzo; CSJ: Cuenca de San Julián; CSR: Cuenca de San Rafael; CTG: Cuenca de Tepuel Geona.

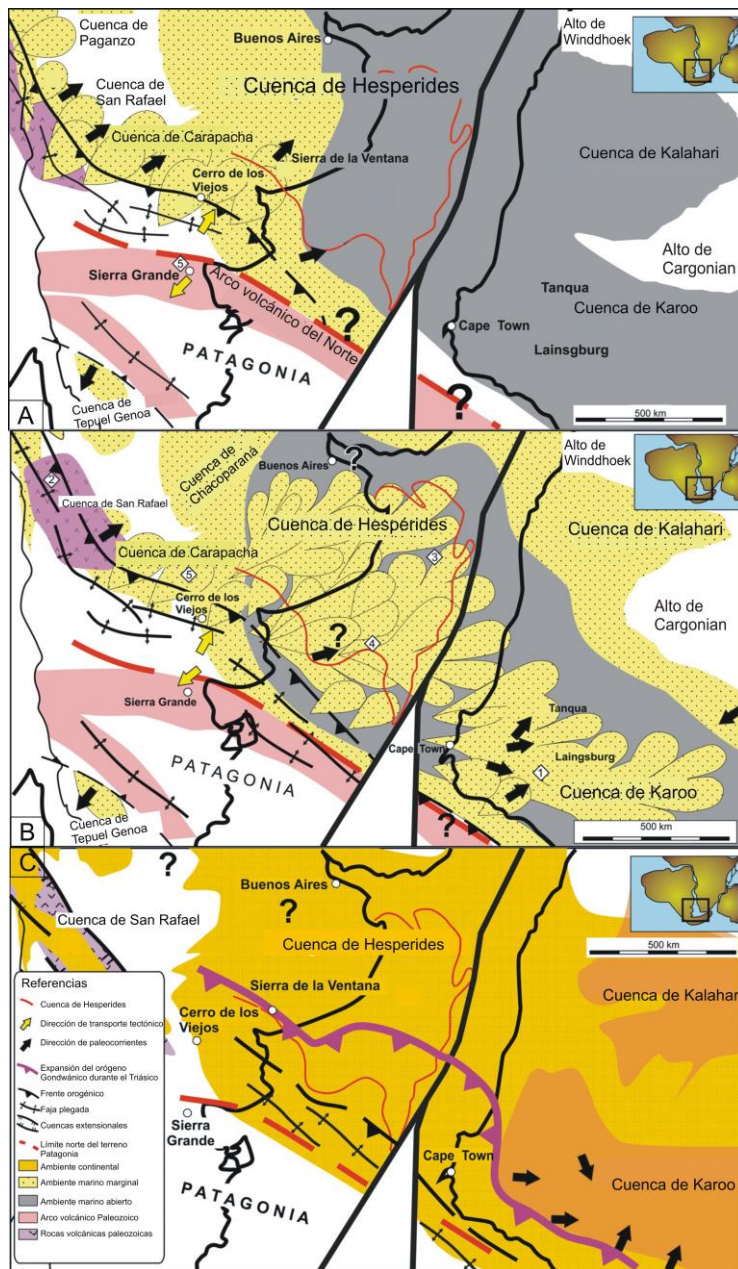
El frente orogénico de esta colisión habría provocado una importante deformación y metamorfismo del Paleozoico superior en la región patagónica, con la generación de importantes fajas miloníticas en la región norte de ésta (Giacosa, 1996; Gregori *et al.*, 2008; Llambías *et al.*, 2002; entre otros). Hasta hace algunos años, se consideraba que este frente orogénico paleozoico se extendía más hacia el NE alcanzando latitudes del sur de la provincia de Buenos Aires y África, con la generación sistemas tales como los de Sierra de la Ventana (Ramos, 2008 y citas incluidas) (Fig. 5.2) y Faja del Cabo respectivamente (p.ej. Catuneanu *et al.*, 1998) (Fig. 5.4). Sin embargo, nueva información indica que la deformación paleozoica superior se concentró esencialmente en la región patagónica y en la zona *off shore* al sur de África, sin alcanzar los sectores antes mencionados (Fig. 5.5 A, B) (Pángaro *et al.*, 2015); y que durante el Triásico, se habría producido el avance del frente orogénico, alcanzando latitudes más septentrionales y orientales (Fig. 5.5 C) (Pángaro *et al.*, 2015). Nuevas dataciones de minerales metamórficos generados durante esta fase orogénica en la Faja del Cabo indican una edad permo-triásica (Hansma *et al.*, 2016).

Luego de los episodios colisionales, en la región norte de la Patagonia se habría implantado un régimen extensional post-orogénico con magmatismo de intraplaca durante el Triásico Inferior-Medio asociado a colapso orogénico (González *et al.*, 2016; 2017). Por su parte en el centro-sur de la Patagonia, durante el Pérmico medio, se generaron de manera similar cuencas extensionales (Cuenca La Golondrina y de San Julián) por colapso orogénico (Ramos, 2008), las cuales son luego reactivadas durante el Triásico por esfuerzos transtensionales vinculados a subducción oblicua (Zerfass *et al.*, 2004). En ellas se depositaron las unidades del Grupo Tres Cerros y las del Grupo El Tranquilo, constituidos por sedimentitas continentales sin influencia volcánica en el primer caso, mientras que con importante aporte piroclástico en el segundo.

Posteriormente entre el Triásico Medio y el Triásico Superior, numerosas fases orogénicas se registran en el suroeste de Gondwana conocidas como Orogenia Península, Chonide, Tabarín y Cabo (Hälbich, 1992; Vaughan y Livermore, 2005; Hervé *et al.*, 2006; Heredia *et al.*, 2016), que afectaron a la península Antártica, la Patagonia chilena, la Patagonia Argentina y el sur de África respectivamente.

Finalmente, durante el Jurásico un evento de extensión cortical y magmatismo de escala global, vinculado con el impacto de la Anomalía Térmica del Karoo, afecta a la región suroeste de Gondwana (Fig. 5.1), provocando su fragmentación y posterior

disgregación. Dicho magmatismo, se manifiesta inicialmente en todo el sector sureste



del supercontinente durante un lapso de aproximadamente 10 Ma, mientras que los 20 Ma restantes que dura el evento, se concentran en la Patagonia y en la península Antártica (Fig. 5.1) (Pankhurst *et al.*, 2000).

Figura 5.5. Esquemas evolutivos tomados de Pángaro *et al.* (2015). A. Orógeno Paleozoico (Gondwanide) afectando la región norte de Patagonia con sedimentación sinorogénica hacia el NE en las Cuencas de Hespérides, de Carapacha, Chacoparaná y San Rafael. B. Sedimentación proximal al orógeno en las mencionadas cuencas, a las cuales se suman las de Karoo y Kalahari. C. Avance hacia el NE del frente orogénico triásico afectando el relleno sinorogénico previo.

## 5.4. EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA DEL SUROESTE DE GONDWANA

### 5.4.1. Arcos magmáticos de la Patagonia y la Antártida Occidental

#### 5.4.1.1 Pérmico-Triásico

Como se mencionó anteriormente, durante los episodios acrecionales del Paleozoico superior se emplazaron en la Patagonia dos arcos magmáticos de rumbos E-O y NO-SE (Fig. 5.3), cuyas edades abarcan el lapso Carbonífero al Pérmico temprano (Ramos, 2008 y citas incluidas). Luego, durante el Pérmico medio a superior, no se registran evidencias de arco magmático hacia el sur de los 43° de latitud sur, interrumpiendo el

arco magmático pérmico que, desde la región norte de Chile, describe una franja zigzagueante que por sectores respeta de manera aproximada el eje de la Cordillera de los Andes y en otros se desplaza hacia el este (Fig. 5.6) (Hervé *et al.*, 2014; Sato *et al.*, 2015 y citas incluidas; del Rey *et al.*, 2016, entre otros). Los afloramientos más australes de esta franja en el sector chileno corresponden a una serie de cuerpos graníticos aflorantes en los alrededores de los Lagos Ranco, Rinihue y Panguipulli (Martin *et al.*, 1999), mientras que en Argentina corresponden a los ubicados en el suroeste de la Pcia. de Río Negro y noroeste de Chubut, asignados a la Formación Mamil Choique, Complejo Río Chico, entre otras (Duhart *et al.*, 2002; Varela *et al.*, 2005; Pankhurst *et al.*, 2006 y citas incluidas). La ausencia total de magmatismo de arco pérmico en el sector sur de Chile y Argentina, ha llevado a proponer diversos mecanismos que han intentado explicar el silencio magmático, entre los que se destacan una somerización abrupta de la losa subductada, un cese de la subducción vinculado con la acreción de terrenos alóctonos o bien una convergencia lo suficientemente oblicua (Martin *et al.*, 1999 y citas incluidas; Mpodozis y Ramos, 2008).

Por su parte en la Antártida Occidental se ha registrado en los últimos años una importante serie de cuerpos ígneos calcoalcalinos con signaturas geoquímicas de arco magmático, cuyas edades van desde el Pérmico medio al Triásico Medio tardío (~289~227 Ma)(Halpern, 1972; Pankhurst *et al.*, 1993a; Pankhurst *et al.*, 1998; Mukasa y Dalziel, 2000; Millar *et al.*, 2002; Riley *et al.*, 2012). Estos cuerpos se encuentran emplazados en numerosos sectores de la región occidental de la Antártida Occidental, desde la península Antártica (*Graham Land* y *Palmer Land*) y describiendo una franja delgada hacia el sur por la costa de la región denominada *Marie Byrd Land* (Fig. 5.7).

Durante años se consideró a gran parte de estos afloramientos como terrenos acrecionados en el Jurásico (Vaughan y Storey, 2000), sin embargo nuevas evidencias geofísicas han descartado las teorías de acreciones de terrenos, poniendo de manifiesto la existencia de un arco magmático permo-triásico (Mukasa y Dalziel, 2000; Burton-Johnson y Riley, 2015). A partir de su identificación como tal, se lo ha sugerido como área fuente de la gran cantidad de circones detríticos magmáticos de esta edad presentes tanto en las cuencas permo-triásicas de las actuales Montañas Transantárticas, que separan la Antártida Occidental de la Oriental (Mukasa y Dalziel, 2000; Elliot *et al.*, 2016; 2017), como en los depósitos sedimentarios de antearco e intrarco de la península Antártica (Grupo Trinity Península) (Burton-Johnson y Riley, 2015). Estos depósitos, de acuerdo a Hervé *et al.* (2006), son similares a los descriptos en varias de las islas del

sur de Chile (Complejo Duque de York), los cuales también presentan un importante contenido de circones magmáticos pérmicos.

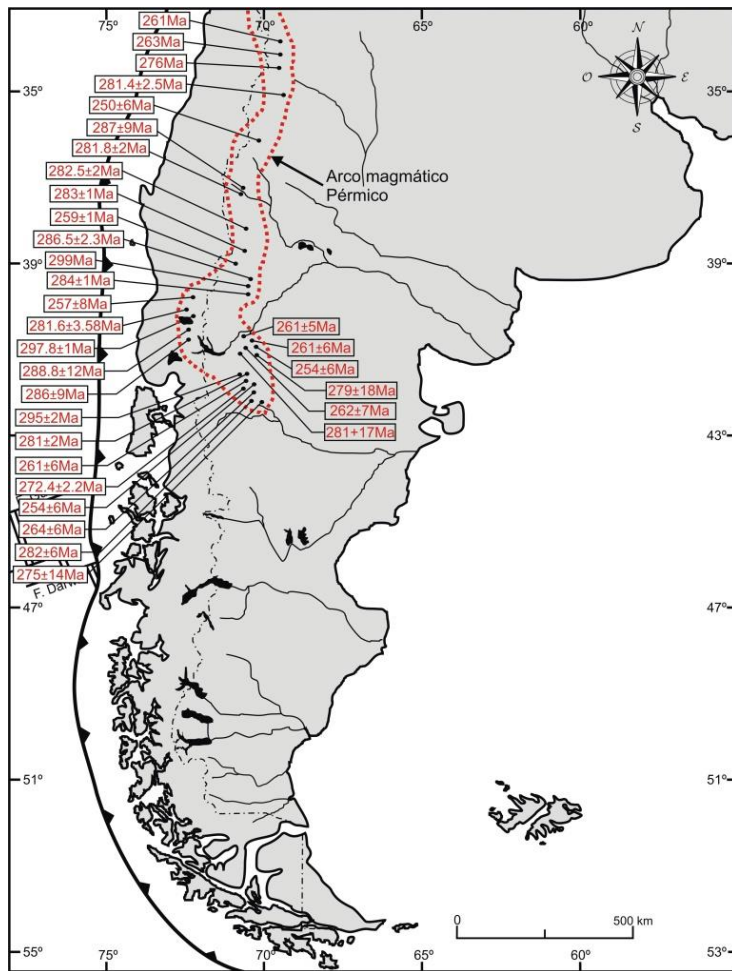


Figura 5.6. Ubicación y edades del magmatismo de arco pérmico del sur de Sudamérica. Las edades fueron tomadas de: Suárez y de La Cruz (1997), Martín *et al.* (1999), Varela *et al.* (1999), Duhart *et al.* (2002), Lucassen *et al.* (2004), Varela *et al.* (2005), Pankhurst *et al.* (2006); Sato *et al.* (2008; 2015 y citas incluidas), Suárez *et al.* (2008).

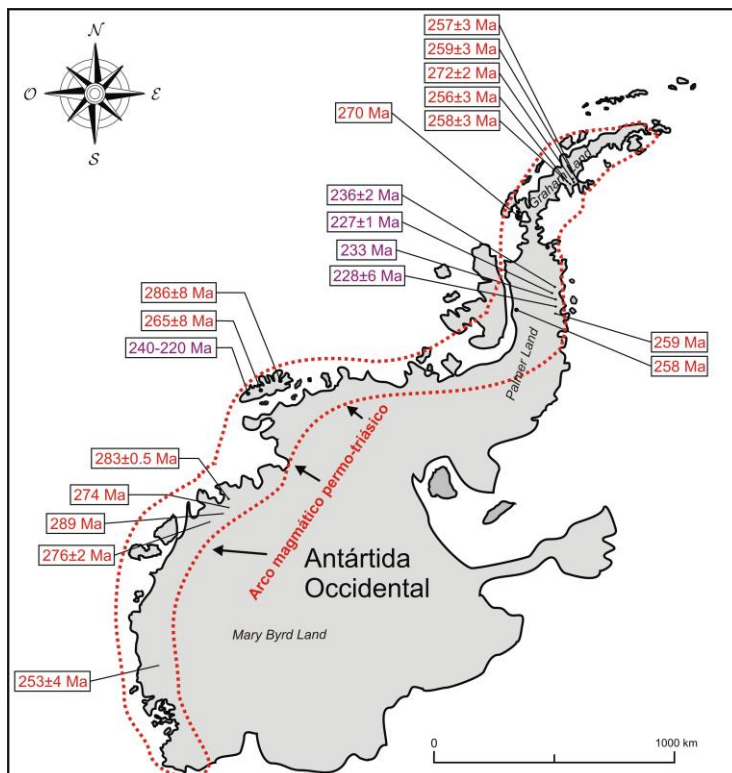


Figura 5.7. Ubicación y edades del arco magmático permo-triásico de la Antártida Occidental. Las edades radiométricas fueron tomadas de Pankhurst *et al.* (1993a, 1998), Mukasa y Dalziel (2000), Millar *et al.* (2002), Riley *et al.* (2012).

#### 5.4.1.2. Triásico Superior (BPC)

Esta época se caracteriza por la intrusión de numerosos cuerpos magmáticos calcoalcalinos que, con un rumbo NNO-SSE atraviesan la Patagonia con afloramientos ubicados en la región suroeste de la Pcia. de Río Negro, noroeste de Chubut y noreste de Santa Cruz. Estos cuerpos son agrupados en el denominado Batolito de la Patagonia Central (BPC) (Rapela *et al.*, 1991), cuyo rango de edades abarca gran parte del Triásico Superior (~230-202 Ma) (Rapela *et al.*, 1991, 1992; Rapela y Pankhurst, 1992; Pankhurst *et al.*, 1993b; Rapela y Pankhurst, 1996; Zaffarana *et al.*, 2014; Lagorio *et al.*, 2015). Los afloramientos mayores se encuentran en las cercanías de la localidad de Gastre, en donde fueron definidas por Rapela *et al.* (1991) las Superunidades Gastre y Lipetrén (previamente era considerada como pérmica), como un magmatismo sintectónico con la Falla de Gastre. Esta fue postulada como la mayor estructura jurásica de la Patagonia, alcanzando un desplazamiento lateral de alrededor de 500 km (Rapela *et al.*, 1991; 1992; Riley *et al.*, 2016, entre otros), la cual sin embargo ha sido desestimada por numerosos trabajos (von Gosen y Loske, 2004; Zaffarana y Somosa, 2012; Zaffarana *et al.*, 2017; entre otros).

Por su parte, en el Macizo del Deseado el BPC está representado por los granitos, tonalitas, leucogranitos, etc., que conforman los afloramientos de La Calandria y de La Leona, agrupados en la Formación La Leona. No se encuentran afloramientos de granitoides del BPC en el sector centro sur de Chubut y norte de Santa Cruz por la presencia de la cuenca extensional cretácica denominada Cuenca del Golfo San Jorge (Fig. 5.8).

El origen de este batolito, compuesto esencialmente por granitoides calcoalcalinos, ha sido asociado a un ambiente de arco magmático (Rapela *et al.*, 1991, 1992, Rapela y Pankhurst, 1992; Godeas, 1992; Márquez, 1993), emplazado de manera distante de la paleo-trinchera (~ 800 km), alcanzando en su sector más austral una posición cercana al actual Océano Atlántico (~100 km) (Fig. 5.8). De acuerdo a los análisis geoquímicos realizados en este trabajo (ver capítulo de Geoquímica), presenta una clara signatura de arco magmático con señal adakítica.

Por lo tanto, desde el Permo-Triásico al Triásico Superior existe un cambio notable de escenario, desde la ausencia de arco magmático pérmico al sur de los 43° (existiendo sólo en la Antártida Occidental), a la presencia de este arco Triásico Superior adakítico, en una posición muy distante a la región cordillerana.

En lo que respecta a la Antártida Occidental, no se registra actividad de arco magmático durante el lapso Triásico Superior-Jurásico Inferior temprano (~227-188 Ma).

#### **5.4.1.3. Jurásico Inferior (BPSc)**

Durante esta época se originó una faja discontinua de intrusiones magmáticas calcoalcalinas asignadas a ambiente de arco, aflorante en la región occidental y nor-occidental de la Pcia. de Chubut, así como también en el suroeste de Río Negro y en las X (décima), VIII (octava) y VII (séptima) regiones de Chile. A los cuerpos ubicados aproximadamente al sur de los 40° LS, se los agrupa en el denominado Batolito Patagónico Subcordillerano (BPSc) (Gordon y Ort, 1993; Haller *et al.*, 1999), de rumbo NNO-SSE y cuyo rango de edad esta acotado entre los 185 y 181 Ma (Fig. 5.8) (Rapela *et al.*, 2005). De manera sincrónica, se registra inmediatamente hacia el este el desarrollo de la cuenca extensional de retro arco marino-continental, conocida como Cuenca del Chubut (Suárez y Márquez, 2007) y desarrollada de manera sincrónica con el inicio del volcanismo extensional hacia el este (evento V1 de Pankhurst *et al.*, 2000) (Rapela *et al.*, 2005; Suárez y Márquez, 2007).

En relación al Batolito de la Patagonia Central, este arco del Jurásico Inferior ocupa una posición más cercana a la paleotrinchera pacífica y un rumbo que se aproxima a la posición final del arco magmático adoptada desde el Jurásico Superior (Batolito Patagónico) (Mpodozis y Ramos, 2008; entre otros) (Fig. 5.8). Con respecto a la región antártica, se registran en la península Antártica una serie de granitoides calcoalcalinos asignados a arco magmático cuyas edades abarcan el lapso de ~188-182 Ma (Leat *et al.*, 2009; Riley *et al.*, 2012; 2016) (Fig. 5.9), los cuales han sido recientemente correlacionados con el Batolito Patagónico Subcordillerano por Riley *et al.* (2016).

#### **5.4.1.4. Jurásico Medio - Superior**

El Jurásico Medio-Superior se haya ampliamente representado por múltiples cuerpos calcoalcalinos ubicados en la región cordillerana y que conforman los inicios del denominado Batolito Patagónico (BP) (Fig. 5.8). Posee edades entre el Jurásico Superior al Neógeno (p.ej. Hervé *et al.*, 2007), y constituye el eje del segmento sur de la Cordillera de los Andes. Está dividido en tres fracciones denominadas Batolito Nord-patagónico, aflorante al norte de los 47° LS (la latitud aproximada del Punto Tripe de Chile generado por la subducción de la Dorsal de Chile), Batolito sur-patagónico entre los 47 y 53° LS, y el Batolito Fueguino al sur de los 53°LS.

Con respecto a la Antártida Occidental, se han reportado edades del Jurásico Medio a Superior de granitoides y gabros asignados a ambiente de arco magmático integrando el Batolito de la península Antártica, el cual posee su pico de actividad en el Cretácico Inferior (Leat *et al.*, 1995; Pankhurst *et al.*, 2000) (Fig. 5.10). Estos cuerpos del Jurásico Medio a Superior podrían ser correlacionables con los inicios del Batolito Patagónico en el sur de los Andes.

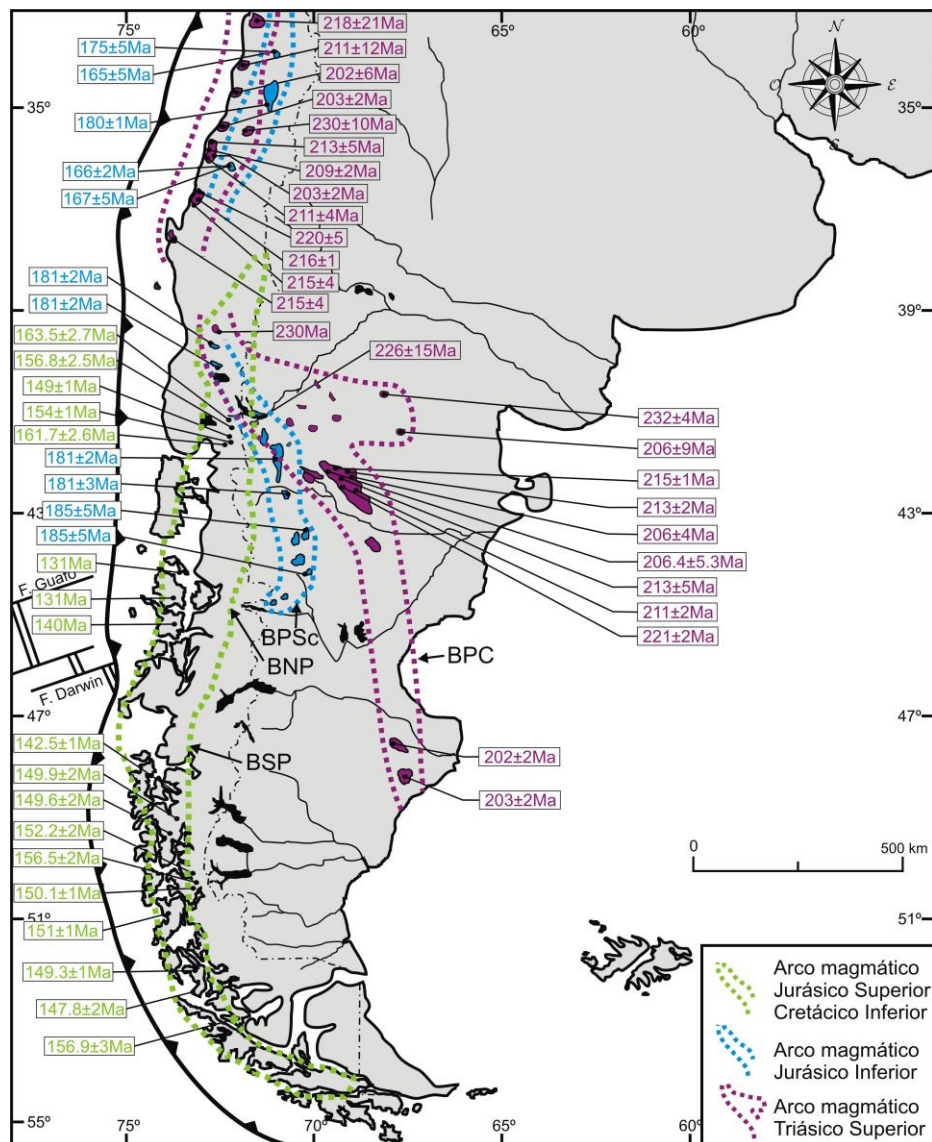


Figura 5.8. Ubicación y edades radiométricas de los arcos magmáticos del Triásico Superior, Jurásico Inferior y Jurásico Superior. Las edades radiométricas fueron tomadas de: Rapela y Pankhurst (1996), Martin *et al.* (1999), Rapela *et al.* (2005), Hervé *et al.* (2007), Vázquez (2008), Lema *et al.* (2008), Castro *et al.* (2011), Vázquez *et al.* (2006, 2009, 2011), Zaffarana *et al.* (2014), Lagorio *et al.* (2015), Dopico *et al.* (2017).

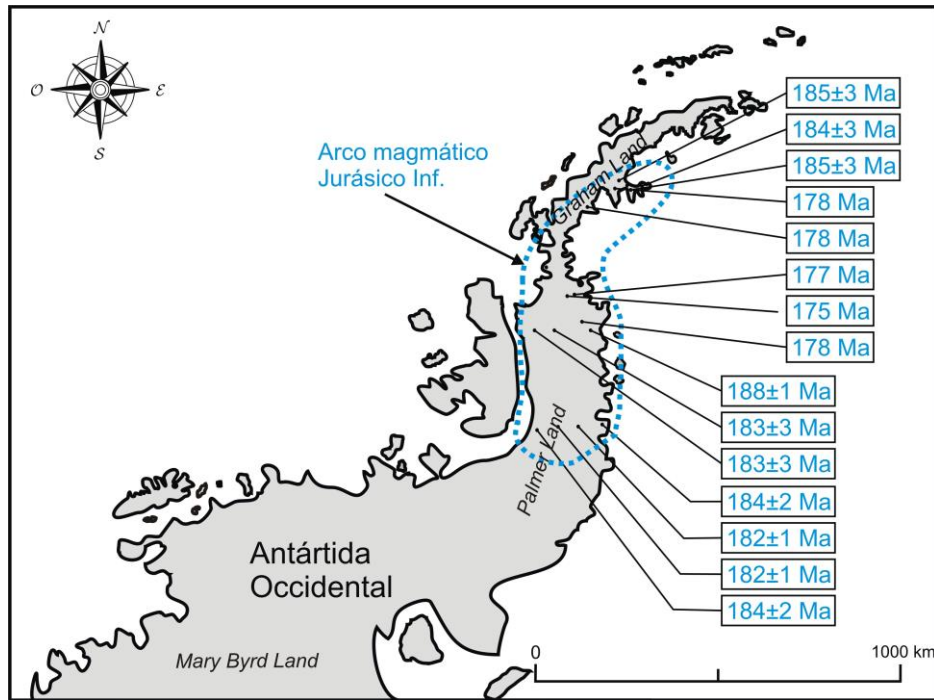


Figura 5.9. Ubicación y edades del arco magmático Jurásico Inferior en la Antártida Occidental. Las edades radiométricas fueron tomadas de Leat *et al.*, 2009; Riley *et al.*, 2012; 2016).

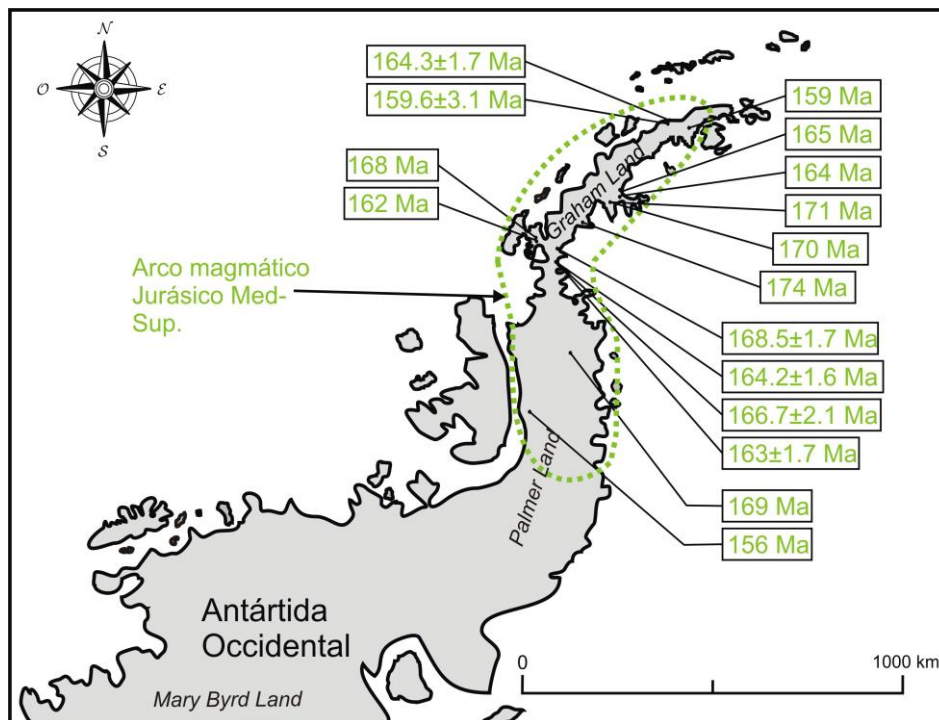


Figura 5.10. Ubicación y edades del arco magmático del Jurásico Medio a Superior en la Antártida Occidental. Las edades radiométricas fueron tomadas de Leat *et al.*, 1995 y Pankhurst *et al.*, 2000.

#### 5.4.1.5. Síntesis de la evolución del magmatismo de arco en la Patagonia

De acuerdo a lo mencionado previamente, la evolución del magmatismo de arco en la Patagonia en el lapso entre el Paleozoico superior al Jurásico Medio-Superior se

caracteriza por: 1- La abrupta interrupción del arco magmático pérmico al sur de los 43° LS; 2- El emplazamiento en una posición de intraplaca del arco magmático del Triásico Superior (BPC), distante en su sector más alejado unos ~800 km de la trinchera actual; 3- La composición adakítica de este arco del Triásico Superior; 4- La retracción del arco hacia una posición más cercana a la paleo-trinchera por parte del arco magmático calcoalcalino del Jurásico Inferior (BPSc); 5- La interrupción al sur de los 45° de este arco; 6- La retracción total del arco magmático en el Jurásico Medio hacia una posición cordillerana cercana a la trinchera sin interrupciones hasta el sector fueguino (BP) (Fig. 5.11).

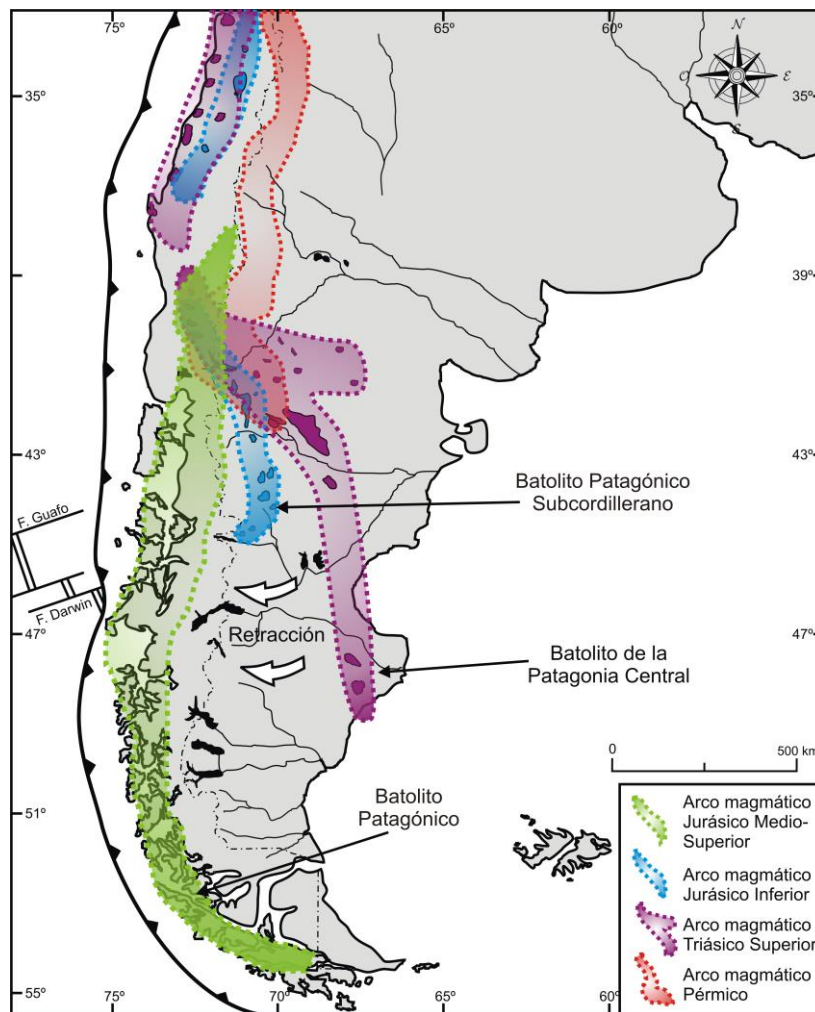


Figura 5.11. Ubicación en la Patagonia de los arcos magmáticos del Pérmico, Triásico Superior, Jurásico Inferior, Jurásico Medio-Superior. Se observa una retracción del arco magmático desde el Triásico Superior al Jurásico Medio-Superior. Basado en Mpodozis y Ramos, 2008.

#### 5.4.1.6. Síntesis de la evolución del magmatismo de arco en la Antártida

En lo que respecta a la Antártida, la evolución del magmatismo de arco se caracteriza por: 1- La presencia de un arco magmático permo-triásico (~289-227 Ma); 2- La

ausencia de un arco magmático Triásico Superior-Jurásico Inferior temprano (*GAP* magmático: ~227-188 Ma) (Fig. 5.12); 3- El desarrollo de un arco magmático del Jurásico Inferior correlacionable con el Batolito Patagónico Sub-cordillerano de la Patagonia; 4- La presencia de un arco magmático del Jurásico Medio-Superior (Fig. 5.12).

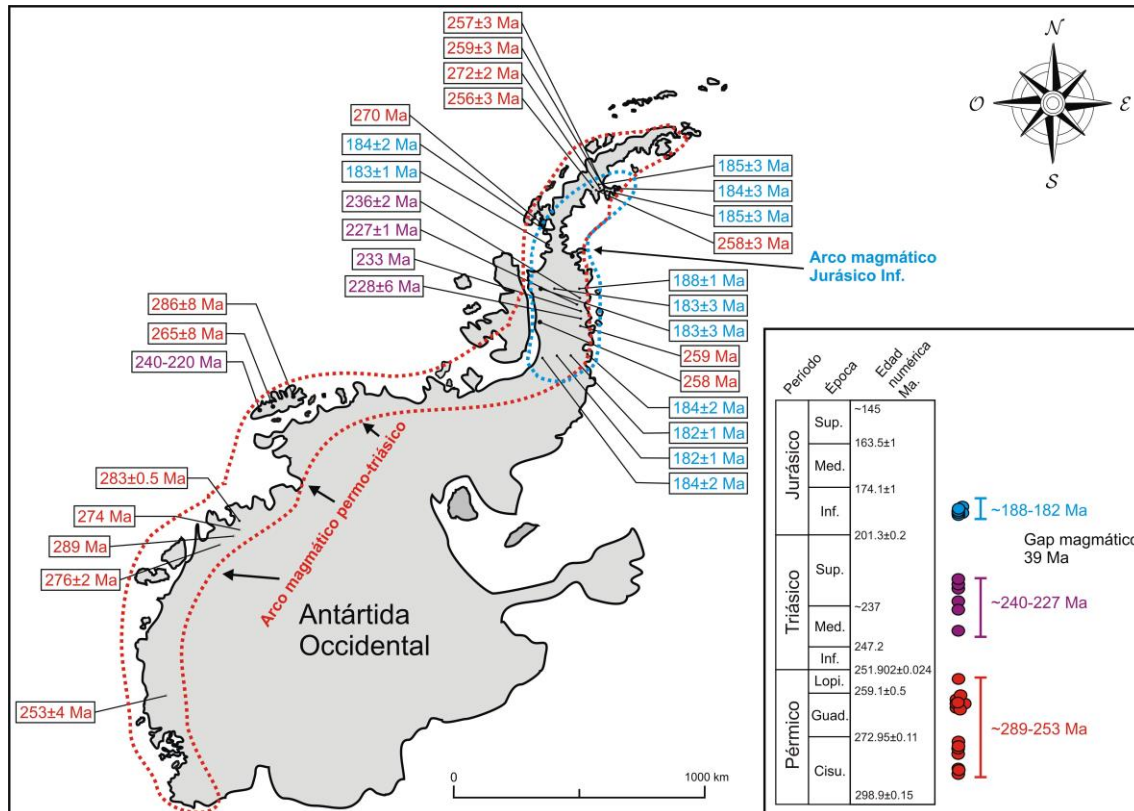


Figura 5.12. Ubicación en la Antártida Occidental de los arcos magmáticos del Pérmico-Triásico, Jurásico Inferior y Jurásico Medio-Superior. Se destaca la ausencia de un arco magmático del Triásico Superior.

#### 5.4.2. Paleogeografía

Luego de los eventos colisionales del Paleozoico superior, la disposición paleogeográfica mundial durante el Triásico, de acuerdo a las últimas reconstrucciones llevadas a cabo (ver Golonka *et al.*, 2018 y citas incluidas), muestran al supercontinente de Pangea reunido en su máxima extensión, con un sector sur (Gondwana) bien amalgamado y constituido por Sudamérica, África, Antártida, Australia, India, Nueva Guinea y fragmentos continentales menores (Fig. 5.13). En estas reconstrucciones, que a pesar de ser globales presentan una buena definición a escala local, se presenta un modelo del suroeste de Gondwana en donde la región del sur de África se encuentra en una posición muy cercana a la Patagonia argentina y en donde además el sector occidental de la Antártida se encuentra adosado a la región suroeste de Sudamérica.

Esto último ha sido postulado en numerosos trabajos de las últimas décadas (p.ej. Hervé *et al.*, 2006, entre otros), en los que se observan algunas diferencias en cuanto a la posición que habría tenido la península Antártica. En este aspecto Hervé *et al.* (2006) consideran una posición próxima al Golfo de Penas (47° LS) (Fig. 5.14 A), la cual se asemeja a la mayoría de las reconstrucciones mundiales (p.ej. Golonka *et al.*, 2018), mientras que Heredia *et al.* (2016) postulan una ubicación más septentrional (40° LS), aproximadamente a la latitud del sur de la Pcia. de Neuquén (Fig. 5.14 B).

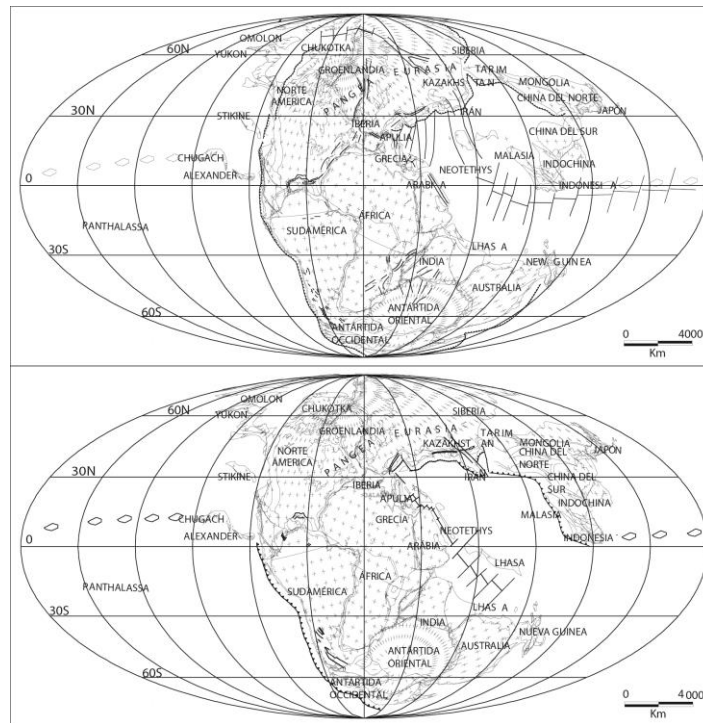


Figura 5.13. Paleogeografía mundial durante el Triásico Inferior (arriba) y Triásico Superior (abajo). Tomado de Golonka *et al.* (2018).

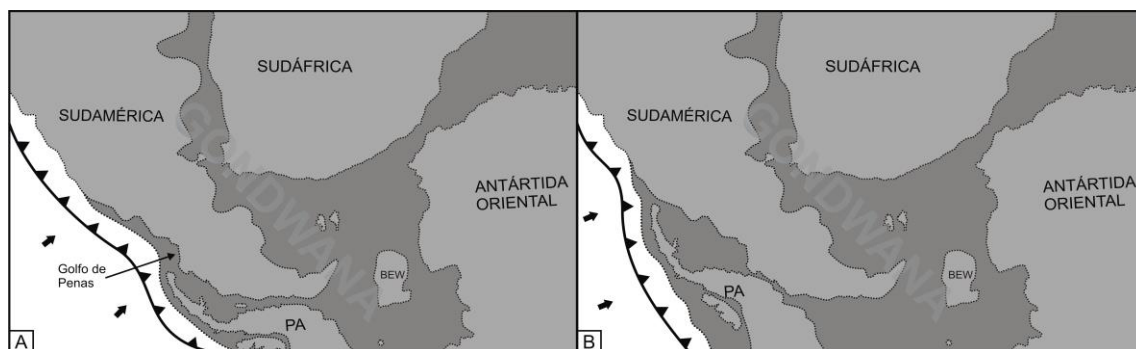


Figura 5.14. A. Ubicación de la península Antártica de acuerdo a Hervé *et al.* (2006). B. Ubicación de la península Antártica de acuerdo a Heredia *et al.* (2016).

En este trabajo se considerará la posición propuesta de Hervé *et al.* (2006) por su carácter coincidente con la mayoría de las reconstrucciones llevadas a cabo hasta el momento (Jokat *et al.*, 2003; Golonka, 2007; Golonka *et al.*, 2018, entre otros)

Por último, es importante mencionar que la península Antártica habría estado adosada a Gondwana hasta el comienzo del Jurásico Superior, en donde la apertura del Mar de Wedell inició la deriva hacia el sur de este bloque continental (Ghidela *et al.*, 2002, Jokat *et al.*, 2003, entre otros.)

### 5.4.3. Tectónica

La evolución tectónica del suroeste de Gondwana, inmediatamente luego de los eventos colisionales del Paleozoico superior, se caracteriza por la apertura en la Patagonia argentina de dos cuencas extensionales pérmicas conocidas como Cuenca de La Golondrina (CLG) y Cuenca de San Julián (CSJ), las cuales responderían a un proceso de extensión vinculado al colapso del orógeno colisional (Ramos, 2008) (Fig. 5.15). Estas cuencas fueron colmatadas por secuencias pérmicas de ambiente continental, esencialmente fluviales, sin aporte de material volcánico (Grupo Tres Cerros). Hacia el noreste, en la región sur de África, sur de Buenos Aires y la región *off shore* entre ambas, continúa el desarrollo ya iniciado en el Carbonífero de las cuencas del Karoo y de Hespérides (Pángaro *et al.*, 2015) (Fig. 5.15), para las cuales se han propuesto tanto mecanismos de flexión debida al orógeno (p.ej. Tomezzoli y Vilas, 1997; Viglietti *et al.*, 2017) como de subsidencia dinámica (Pysklywec y Mitrovica, 1999; Pángaro *et al.*, 2015).

Durante el Triásico Medio, un régimen tectónico transtensional vinculado a compresión por subducción oblicua (Zerfass *et al.*, 2004), habilitó depocentros aislados en la Patagonia argentina sur (Macizo del Deseado) (Fig. 5.15), en los que se depositaron sedimentitas continentales con importante contenido piroclástico (Grupo El Tranquilo) que ponen en evidencia la existencia de actividad volcánica en la región.

Hacia el Triásico Superior se registra en la Patagonia argentina una intensa fase contraccional denominada Orogenia Tabarín (Heredia *et al.*, 2016), la cual genera una importante deformación compresiva de los depósitos permo-triásicos y que ha sido propuesta tentativamente como un orógeno de subducción. Una fase orogénica de similares características y edad se encuentra representada en la Patagonia chilena (Isla Madre de Dios y Archipiélago de Chonos)(Thomson y Hervé, 2002)(Fig. 5.15), a la cual se la conoce como Orogenia Chonide (Hervé *et al.*, 2006). Asimismo, en la península Antártica (PA) se registró un importante evento de deformación y metamorfismo que podría haber comenzado en el Triásico Inferior a Medio, y que continuó durante el Triásico Superior, el cual fue conocido originalmente como

Orogenia Península (Vaughan y Livermore, 2005), actualmente asignada a la Orogenia Tabarín (Heredia *et al.*, 2016) (Fig. 5.15). Esta deformación en la PA ya había sido descrita previamente por numerosos autores (p.ej. Thomson, 1975; Hervé, 1992; del Valle *et al.*, 2007, entre otros), asociada a un orógeno de subducción. Gran parte de las estructuras antárticas activas en este período fueron previamente mal asignadas a la orogenia Gondwánica. Sincrónicamente en el sur de África, en la región sur de Buenos Aires y en su sector *off shore*, se registró una importante deformación compresiva que estructuró la Faja del Cabo, el sistema de Sierra de la Ventana y la región intermedia, como fajas plegadas y corridas (Figs. 5.5, 5.15). En la primera de éstas, la fase orogénica fue localmente denominada Orogenia Cabo (Hälbich, 1992), la que produce una importante cuenca de *foreland* como parte del desarrollo de la Cuenca de Karoo (Bordy *et al.*, 2004; Pángaro *et al.*, 2015 y citas incluidas). Para esta cuenca se han propuesto además, mecanismos de subsidencia dinámica debido a flujo mantélico vinculado, teóricamente, al proceso de subducción en la paleo-trinchera pacífica, que habrían actuado en conjunto con la subsidencia por carga, propia del orógeno (p.ej. Lock, 1980, Pysklywec y Mitrovica, 1999; Catuneanu *et al.*, 2005, entre otros).

Durante el Triásico Superior tardío, se implanta en la Patagonia argentina el arco magmático del BPC en una posición de intraplaca, el cual intruye a las secuencias sedimentarias permo-triásicas previamente deformadas (Giacosa *et al.*, 1998) (Orogenia Tabarín).

Posteriormente, en el Jurásico Inferior, el arco magmático en la Patagonia se retrae ligeramente hacia una posición cercana a la cordillerana (BPSc), lo cual se desarrolla sincrónicamente con una extensión cortical de retroarco que habilita tanto la Cuenca del Chubut (Suárez y Márquez, 2007), como múltiples depocentros de rumbo predominante NO-SE, en donde se depositan los productos volcánicos iniciales del volcanismo extensional de la SLIP Chon Aike (Uliana *et al.*, 1985 entre otros). Este magmatismo se registró en toda la región este de la Patagonia argentina, así como también en la región este de la península Antártica y en el sur de África, en donde de igual manera se implanta un fuerte régimen extensional (Duncan *et al.*, 1997 y citas incluidas)(Fig. 5.15), con magmatismo básico asociado de la LIP Karoo, una de las provincias basálticas más importantes del mundo (Courtilot y Renne, 2003).

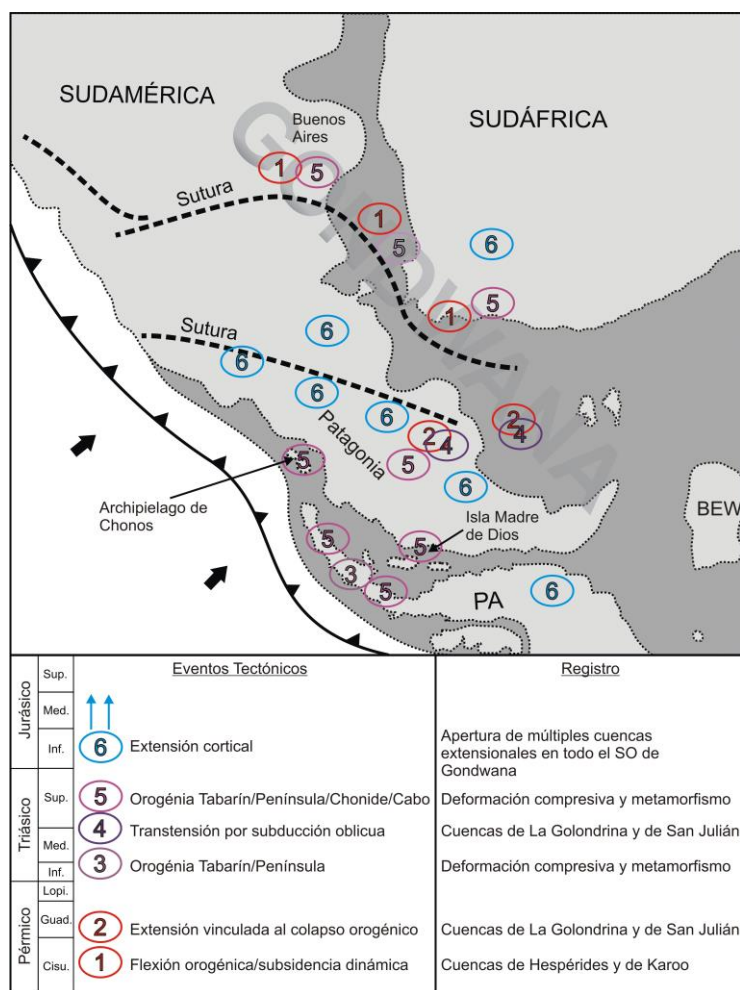


Figura 5.15. Ubicación de los eventos tectónicos principales de la región suroeste de Gondwana desde el Pérmico al Jurásico. Eventos tectónicos: 1: Tomezzoli y Vilas, 1997; Viglietti *et al.*, 2017; Pysklywec y Mitrovica, 1999; Pángaro *et al.*, 2015. 2: Ramos, 2008. 3: Vaughan y Livermore, 2005; Heredia *et al.*, 2016; 2018. 4: Zerfass *et al.*, 2004. 5: Heredia *et al.*, 2016; Vaughan y Livermore, 2005; Hervé *et al.*, 2006; Hällich, 1992. 6: Uliana *et al.*, 1985; Duncan *et al.*, 1997; Suárez y Márquez, 2007. Ubicación de las suturas basado en Ramos (2008)

Durante el Jurásico Medio, el régimen extensional se mantuvo en todo el suroeste de Gondwana (Fig. 5.15) con leves interrupciones compresivas (ver capítulo de Tectónica). Durante esta extensión, el volcanismo extensional de la Patagonia migró hacia el suroeste (V2 y luego V3) (Pankhurst *et al.*, 2000), sincrónicamente con la retracción del arco magmático hacia una posición cordillerana, cercana a la paleo trinchera pacífica (BP).

#### 5.4.4. Magmatismo Jurásico

El evento magmático extensional Jurásico del suroeste de Gondwana ha sido tradicionalmente vinculado al ascenso de una anomalía térmica mantélica (pluma

mantélica)(Burke y Dewey, 1972; White y McKenzie, 1989, entre otros) o bien de varias plumas (Storey y Kyle, 1997), que habría/n impactado en la base de la litósfera del supercontinente, en una ubicación aproximadamente cercana al Punto Triple de Wedell, al sur de África (Elliot y Fleming, 2000) (Fig. 5.1). Esto habría provocado el inicio de un evento magmático que dio origen a tres de las provincias ígneas más importantes del mundo, conocidas como Karoo, Ferrar y Chon Aike (Pankhurst *et al.*, 1998; Storey *et al.*, 2013). La primera de éstas ubicada en el sur de África, la segunda en la Antártida Oriental, mientras que la tercera en la Patagonia argentina y la península Antártica (Fig. 5.1).

Si bien estas provincias ígneas habrían sido generadas a partir de la misma anomalía térmica y se encontrarían vinculadas directamente con los inicios de la fragmentación de Gondwana, poseen importantes diferencias composicionales y temporales. En lo que respecta a la composición, en las LIPs Karoo y Ferrar dominan ampliamente las composiciones básicas generadas a partir de fundidos parciales del manto litosférico (p.ej. Jourdan *et al.*, 2009), siendo habituales los basaltos toleíticos, las nefelinitas, los basaltos picríticos, los basaltos de alto y bajo Ti; mientras que las riolitas, si bien por sectores cobran alguna importancia, se encuentran siempre subordinadas (Cleverly *et al.*, 1984). Contrastantemente en la SLIP Chon Aike dominan ampliamente las composiciones riolíticas y dacíticas por sobre las básicas, que sólo incluyen términos tan básicos como andesitas basálticas (Pankhurst y Rapela, 1995; Pankhurst *et al.*, 1998; Bohuier *et al.*, 2017, este trabajo, entre otros). Para esta provincia, han sido propuestos mecanismos petrogenéticos que involucran un importante proceso de anatexis cortical, con una participación minoritaria de fundidos mantélicos que no habrían alcanzado la superficie (Pankhurst y Rapela, 1995; Riley *et al.*, 2001, entre otros).

Con respecto a las diferencias temporales entre estas LIPs del suroeste de Gondwana, el magmatismo del sur de África (LIP Karoo) y el de la Antártida Oriental (LIP Ferrar) poseen una duración notablemente acotada a un lapso inferior a 1 Ma (~183~182 Ma) (Svensen *et al.*, 2012; Burgess *et al.*, 2015), mientras que el de la Patagonia argentina y la península Antártica (SLIP Chon Aike), abarca un lapso de alrededor de 35 Ma (Pankhurst *et al.*, 2000) (Fig. 5.1). Esta última provincia, como ya ha sido previamente mencionado, presenta la particularidad de registrar en su evolución una migración temporal hacia el suroeste por medio de los eventos V1, V2 y V3 (188-178; 172-166; 166-153 Ma respectivamente) (Pankhurst *et al.*, 2000), la cual se genera sincrónicamente con la retracción del arco magmático ya descrita (Batolito de la

Patagonia Central→ Batolito Patagónico Sub-cordillerano→Batolito Patagónico). Sólo los términos más jóvenes de esta provincia (V3) muestran vinculación con la subducción paleopacífica, por lo que la mayor parte de su magmatismo, ~20 Ma, se la vincula con la anomalía térmica mantélica.

## **5.5. MODELO GEODINÁMICO**

De acuerdo a lo mencionado en lo que respecta a la evolución de los arcos magmáticos de la Patagonia, la evolución tectónica, la paleogeografía y el volcanismo jurásico del suroeste de Gondwana y, teniendo en cuenta las interrogantes planteados, se propone un modelo geotectónico evolutivo de esta región del supercontinente desde el Pérmico al Jurásico Medio “tardío”.

### **5.5.1. Migración del arco magmático del Triásico Superior**

Luego de los eventos colisionales del Carbonífero, el arco magmático permo-triásico de la región sur de Sudamérica se situó longitudinalmente al norte de los 43° LS en su borde occidental con una disposición sub-paralela a la cordillerana actual, el cual con un *GAP* de por medio se extendió hacia el sur por el extremo oeste de la península Antártica (Fig. 5.16 A). Durante este lapso se depositaron en los alrededores del arco magmático (cuencas intraarco?) las sedimentitas del Grupo Trinity Península y las del Complejo Duque de York (Fig. 5.17 A, B), mientras que en una posición de intraplaca, por colapso orogénico, se abrieron las cuencas de La Golondrina y de San Julián sin registro de aporte volcánico en sus rellenos (Figs. 5.16 A y 5.17 B). Luego, durante el Triásico Inferior a Medio y debido a una subducción oblicua, se reactivan en la intraplaca dichas cuencas, habilitando la depositación del Grupo El Tranquilo, el cual registra un importante contenido de material volcánico. Este cambio abrupto en el aporte de material piroclástico desde el Pérmico al Triásico, podría indicar el comienzo de la expansión/migración del arco magmático desde la península Antártica hacia la región patagónica, ya que posteriormente, en el Triásico Superior, se emplazó en una posición de intraplaca (Batolito de la Patagonia Central) a unos 800-1000 km de la paleotrinchera (Fig. 5.16 A, B). Las edades de este arco (BPC) abarcan el lapso comprendido entre los ~230-202 Ma, las cuales coinciden con el *gap* magmático de la península Antártica, confirmando potencialmente la migración (Fig. 5.12).

### 5.5.1.1. Causas de la migración del arco – Subducción subhorizontal

Los episodios de migración y/o expansión de arcos volcánicos han sido históricamente atribuidos a procesos vinculados tanto a episodios de erosión tectónica, como a cambios en la tasa de convergencia, variaciones en la inclinación de la losa y engrosamiento cortical (p.ej. Von Huene y Scholl, 1991; Burgois *et al.*, 1996; Kay *et al.*, 2005; Haschke *et al.*, 2002; Mamani *et al.*, 2010; Karlstrom *et al.*, 2014).

La erosión por subducción produce migración del arco volcánico por remoción de material en la cuña de antearco (p.ej. Kay *et al.*, 2005), lo cual se encuentra en estricta dependencia de diversos factores que incluyen la tasa de convergencia, el suministro de sedimento en la trinchera, el ángulo de subducción y la subducción de corteza oceánica de flotabilidad anormalmente alta (dorsales sísmicas y asísmicas) (Stern, 2011 y citas incluidas). Este proceso ha sido postulado en los Andes para explicar migraciones del arco mioceno en el sector sur (48 y 51° LS), sobre la base de reconstrucciones tectónicas, características geoquímicas de las rocas de arco y la completa ausencia de antearco (Ramírez de Arellano *et al.*, 2012). Asimismo Burgois *et al.* (1996) plantea erosión por subducción durante el Plioceno en la península de Taitao (46°40'LS), vinculada a la subducción de una corteza oceánica de alta flotabilidad por el impacto de la dorsal de Chile. Las migraciones de arco producto de este mecanismo, tanto en los Andes como en otros sectores del mundo, no superan los 100 km (Ramírez de Arellano *et al.*, 2012; von Huene y Lallemand, 1990; Sosson *et al.*, 1994), por lo que explicar la migración de entre 800 a 1000 km que registra el arco magmático del Triásico Superior por este mecanismo parece improbable.

Con respecto a la tasa de convergencia, originalmente fue propuesta la existencia de una relación directa entre el incremento de la velocidad de convergencia y un ensanchamiento del arco (Molnar *et al.*, 1979). Sin embargo, modelos más recientes indican que no existe una vinculación clara entre la localización de la zona de fusión en los ambientes de arco y la tasa de convergencia (Grove *et al.*, 2009) y, contrariamente a la propuesta original, nuevos estudios indican un ensanchamiento del arco hacia la trinchera con incrementos en la velocidad de convergencia (Karlstrom *et al.*, 2014).

Por su parte, a través de modelados numéricos, Karlstrom *et al.* (2014) sugieren que la migración del arco puede vincularse directamente con engrosamiento cortical. De acuerdo a este trabajo, el espesamiento de la corteza en la zona del arco comprime la cuña del manto provocando necesariamente una migración del arco magmático hacia el frente. Para esto se requiere alcanzar un espesor cortical crítico cercano a los 70 km,

comparable con el de los mayores orógenos de la Tierra. Las migraciones explicadas por este mecanismo no superan los 100 a 150 km, por lo que esta hipótesis es igualmente descartada para explicar la migración del arco del Triásico Superior.

Por último, los cambios en el ángulo de subducción, con la somerización de la losa oceánica (*flat slab*), produce una migración/ensanchamiento del arco hacia posiciones de intraplaca, mientras la cuña mantélica es empujada hacia el antepaís. A medida que la somerización avanza, el ángulo de subducción disminuye hasta alcanzar un valor mínimo crítico en el cual la cuña mantélica se hace nula, momento en el cual el arco magmático se desactiva (p.ej. Dickinson y Snyder, 1978; Gutscher *et al.*, 2000; Ramos *et al.*, 2002). Este control ejercido por el ángulo de subducción en la posición del arco, es soportado por análisis recientes a nivel global y modelados numéricos (Tatsumi y Eggins, 1995; Grove *et al.*, 2009). Por otra parte, de acuerdo a Gutscher *et al.* (2000), durante un episodio de *flat slab* la losa oceánica es propensa a sufrir fusión parcial en una franja muy ancha (fusión en lengua) debido a su permanencia por decenas de kilómetros a la misma profundidad y, por ende, sometida a las mismas condiciones mantélicas de presión y temperatura. Esta fusión de la corteza oceánica imprime una signatura adakítica en el magmatismo de arco emplazado en una posición de intraplaca. De todas las hipótesis analizadas, la somerización de la losa oceánica por un evento de subducción subhorizontal explicaría la magnitud de la migración del arco triásico y la señal adakítica de las rocas que lo componen (Batolito de la Patagonia Central). Por lo tanto se propone la existencia de un episodio de subducción subhorizontal (*flat slab*) que aconteció en el suroeste de Gondwana durante el Triásico Superior (Fig. 5.17 C, D y E), que explicaría además la ausencia de magmatismo de arco durante el Triásico Superior al Jurásico Inferior en la península Antártica (Fig. 5.12), debido al desplazamiento hacia el continente. Asimismo, la migración hacia la Patagonia del arco triásico explica la importante presencia de material piroclástico en los depósitos sedimentarios del Triásico Medio (Grupo El Tranquilo) (Fig. 5.17 C), mientras que los niveles inferiores del Pérmico (Grupo Tres Cerros) no registran volcanismo cercano (Fig. 5.17 B).

En los últimos años, se ha dado a conocer un mecanismo por el cual algunos de los cratones más importantes del mundo se encuentran actualmente afectados por procesos de “descratonización” debido a la remoción de su manto litosférico luego de un episodio de *flat slab* en sus periferias (Kusky *et al.*, 2014; Spencer *et al.*, 2017). Este mecanismo invoca la existencia de un proceso de hidro-debilitamiento del manto litosférico por la

interacción con fundidos hidratados provenientes de la deshidratación de la losa oceánica durante el episodio de subducción subhorizontal. Este manto luego, durante el *rollback* subsiguiente, es erosionado termo-mecánicamente por el flujo mantélico generado por la retracción de la losa, dando como resultado su remoción total o parcial (Kusky *et al.*, 2014; Spencer *et al.*, 2017). Durante el *flat slab* del Triásico Superior postulado, gran parte del manto litosférico del suroeste de Gondwana (Patagonia y Antártida Occidental) habría sido hidro-debilitado y posteriormente removido durante el *rollback* jurásico (Fig. 5.17 C, D, E, F, G).

### **5.5.2. Deformación de intraplaca asociada a la subducción subhorizontal del Triásico Superior**

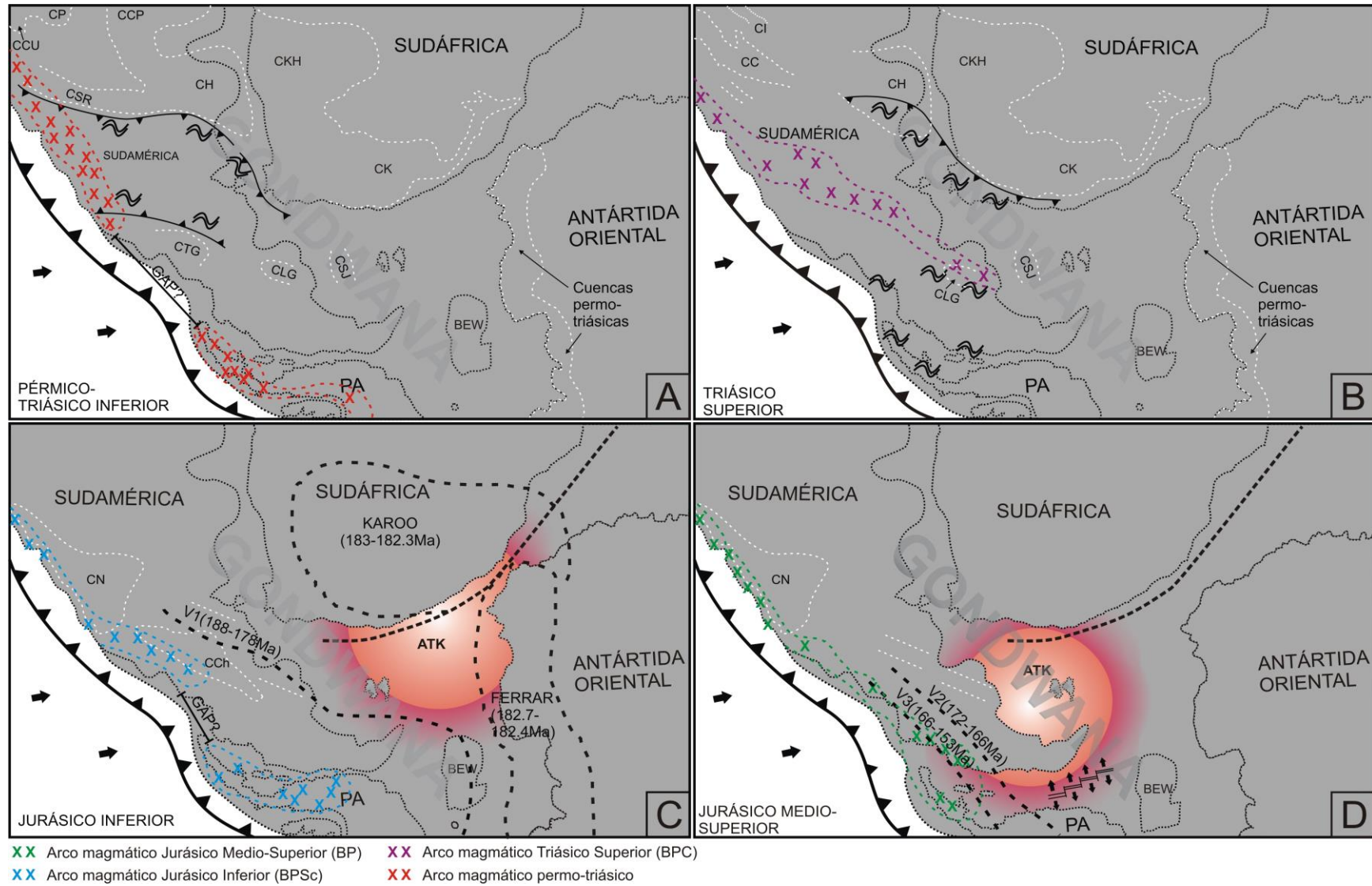
Es aceptado que durante los eventos de subducción subhorizontal el acoplamiento entre las placas se incrementa, produciendo una propagación hacia la intraplaca de esfuerzos compresivos que producen deformación orogénica (Dickinson y Snyder, 1978; Ramos *et al.*, 2002). Como se mencionó previamente, tanto en la península Antártica como en la Patagonia chilena y argentina, se registraron episodios de deformación compresiva y metamorfismo ocurridos durante el Triásico (orogénias Península, Chonide y Tabarín), los cuales fueron tentativamente asignados a un orógeno de subducción. Por otro lado, la deformación compresiva de la región sur de África (Faja del Cabo), sur de Buenos Aires (S<sup>a</sup>. de la Ventana) y su región *off shore*, posee igualmente componentes de deformación de edad triásica media a superior. Por lo tanto, se sugiere que dichas deformaciones triásicas del suroeste de Gondwana fueron producidas por la compresión cortical ligada al *flat slab* del Triásico Superior (Fig. 5.16 B) (Fig. 5.17 D, E). Asimismo, la subsidencia dinámica planteada para la Cuenca del Karoo desde el Triásico Medio, que habría actuado en conjunto con la flexión por carga orogénica para la generación del espacio de acomodación durante esta etapa de evolución de la cuenca, podría evidenciar el flujo mantélico asociado al *flat slab* (Fig. 5.17 D, E).

### **5.5.3. Retracción del arco magmático Jurásico y volcanismo extensional**

La retracción del arco magmático desde el Batolito de la Patagonia Central (adakítico) al Batolito Patagónico Sub-cordillerano (calcoalcalino) y luego al Batolito Patagónico (calcoalcalino) (Fig. 5.16 B, C, D), sugiere la existencia de un importante proceso de *rollback* jurásico, posterior al evento de *flat slab* postulado para el Triásico Superior (Fig. 5.17 E, F, G). Sincrónicamente con esta retracción de la losa, se produce el

impacto de la Anomalía Térmica del Karoo (ATK) y con ella el comienzo del volcanismo jurásico extensional de las LIPs Karoo-Ferrar-Chon Aike (Fig. 5.17 F). Es aceptado que los procesos de *rollback* generan ambientes extensionales corticales debido al flujo mantélico que acompaña la retracción de la losa oceánica (*basal drag*), el cual crea esfuerzos distensivos en la litósfera suprayacente y da origen a cuencas de retroarco (Chen *et al.*, 2016). De igual modo los impactos de plumas mantélicas provocan estiramiento cortical luego de una etapa de ascenso topográfico (Burov *et al.*, 2007; Cloetingh *et al.*, 2013; Burov y Gerya, 2014). Por lo tanto, ambos procesos (pluma + *rollback*) habrían implantado un fuerte régimen extensional en el ámbito del suroeste de Gondwana en el Jurásico, con la generación de múltiples depocentros extensionales de retroarco (p.ej. Cuenca del Chubut) y magmatismo asociado.

Durante los primeros estadios del volcanismo jurásico se extruyeron la totalidad de los productos ígneos de las LIPs Karoo y Ferrar, mientras que en Chon Aike sólo parte de los correspondientes al evento inicial V1 (Fig. 5.17 F). Posteriormente, el magmatismo se traslada íntegramente al sector patagónico y de la península Antártica (Chon Aike) durante los episodios V2 y V3, de los cuales sólo este último presenta componentes magmáticos con probable vinculación a la subducción paleopacífica, lo cual sugiere una migración de la anomalía térmica hacia el suroeste (Fig. 14 D y 15 G). Esta migración podría atribuirse al arrastre de la ATK por el flujo mantélico inducido por el proceso de *rollback* (Fig. 5.17 F), como ha sido propuesto para otras plumas mantélicas (p.ej. Kincaid *et al.*, 2013; Mériaux *et al.*, 2015) y sustentado por modelos análogos (Mériaux *et al.*, 2015; 2016). Por otro lado, como se mencionó anteriormente, los procesos de *rollback* producidos luego de un *flat slab*, provocan una fuerte erosión termo-mecánica del manto litosférico hidro-debilitado, dando como resultado su remoción total o parcial. Durante la retracción jurásica registrada en la Patagonia y la península Antártica, gran parte del manto litosférico de esta región habría sido removido, lo cual favorecería los procesos de anatexis cortical debido a la desprotección resultante de la corteza continental frente a los efectos térmicos de la ATK (Fig. 5.17 F, G). Debido a esto, la SLIP Chon Aike se caracteriza por un gran volumen de material riolítico con firmas isotópicas corticales (Pankhurst y Rapela, 1995), mientras que en sus contrapartes de Karoo y Ferrar, los fundidos corresponden esencialmente a productos de la fusión parcial del manto litosférico (Fig. 5.17 F, G). Es importante mencionar que la remoción del manto litosférico jurásico no fue total, ya que han sido identificados xenolitos jurásicos del manto litosférico en volcanitas cenozoicas (Tassara *et al.*, 2017).



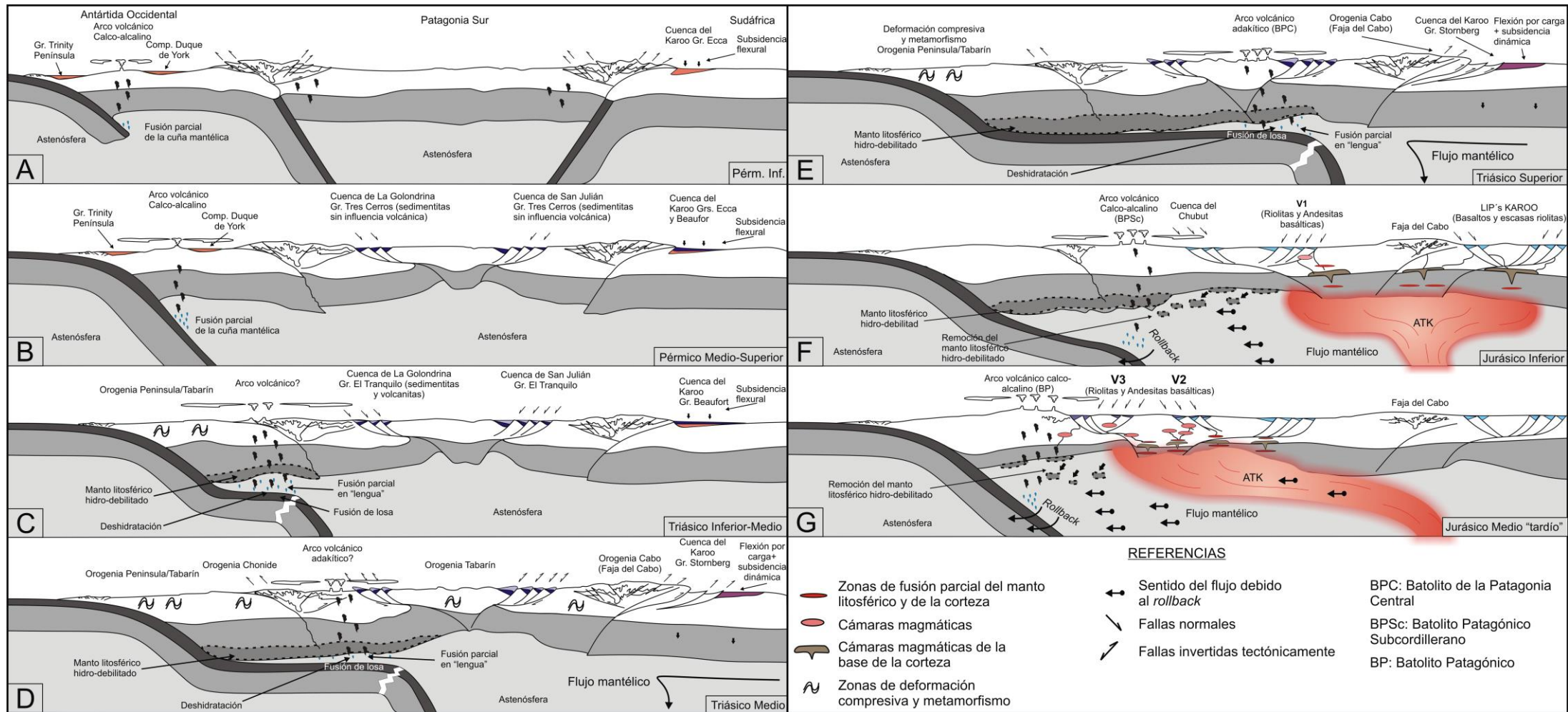


Figura 5.16. A. Ubicación del arco magmático permo-triásico. Se detallan las dos zonas orogénicas correspondientes a las colisiones previas. B. Ubicación del arco magmático del Triásico Superior y las zonas de deformación y metamorfismo. C. Ubicación del arco magmático del Jurásico Inferior, el desarrollo del volcanismo de las LIPs Karro-Ferrar y el inicio de la SLIP Chon Aike (V1), debido al impacto de la Anomalía Térmica del Karoo. D. Ubicación del arco del Jurásico Medio tardío y el desarrollo y migración hacia el SO de los restantes episodios volcánicos de la SLIP Chon Aike. Se detalla la ubicación inferida de la ATK. Abreviaturas: CC: Cuenca Cuyana; CCh: Cuenca del Chubut; CCP: Cuenca Chaco-Paranaense; CCU: Cuenca de Calingasta Uspallata; CH: Cuenca de Hespérides; CI: Cuenca de Ischigualasto; CK: Cuenca de Karoo; CKH: Cuenca de Kalahari; CLG: Cuenca La Golondrina; CN: Cuenca Neuquina; CP: Cuenca de Paganzo; CSJ: Cuenca de San Julián; CSR: Cuenca de San Rafael; CTG: Cuenca de Tepuel Geona.

Figura 5.17. Modelo geodinámico de un corte esquemático de rumbo SO-NE del suroeste de Gondwana desde el Pérmico al Jurásico Medio tardío. A. Escenario del Pérmico inferior luego de las colisiones del Carbonífero-Pérmico, con subducción y arco magmático activo en el borde occidental de la Antártida Occidental y sedimentación del Gr. Trinity península y del Complejo Duque de York en las cercanías del arco. En África el desarrollo de la Cuenca de Karoo por subsidencia flexural. B. Escenario del Pérmico medio a superior con continuidad del arco magmático en la Antártida Occidental y el desarrollo de cuencas extensionales (Cuenca La Golondrina y San Julián) por colapso orogénico en la región patagónica. C. Escenario Triásico Inferior-Medio con el comienzo de la somerización de la losa subductada que da inicio al orógeno de subducción de la Orogenia Tabarín/Península en la Antártida. En la Patagonia por esfuerzos transtensivos se reactivan depocentros previos dando lugar a la depositación de sedimentitas continentales con importante contenido piroclástico (Gr. El Tranquilo), por lo que se infiere una leve migración del arco magmático. En África continua la subsidencia flexural y/o subsidencia dinámica. D. Escenario del Triásico Medio con amplio desarrollo de la Orogenia Tabarín/Península/Chonide/Cabo en todo el suroeste de Gondwana debido a la transmisión de los esfuerzos compresivos generados por la subducción subhorizontal. E. Escenario del Triásico Superior con la máxima expansión del arco magmático (BPC) por la subducción subhorizontal, con importante deformación compresiva en el sur de África (Faja del Cabo) por transmisión de los esfuerzos compresivos generados por la subducción subhorizontal. Esto genera el desarrollo de una cuenca de *foreland* por subsidencia por carga que se suma a la subsidencia dinámica por flujo mantélico asociado a la subducción. Durante toda la etapa de somerización de la losa, la base del manto litosférico sufrió un hidro-debilitamiento. F. Escenario del Jurásico Inferior en donde se da inicio a la etapa de *rollback* con retracción del arco magmático (BPSc) y remoción de la base del manto litosférico por erosión termomecánica. Simultáneamente se produce el impacto de la Anomalía Térmica del Karoo (ATK) con el inicio del volcanismo jurásico bajo un régimen extensional. G. Escenario del Jurásico Medio tardío con la retracción total del arco magmático por *rollback* (BP), el cual habría “succionado” la anomalía térmica hacia el suroeste generando la migración del volcanismo y, debido a la erosión a la que fue sometido el manto litosférico, favoreciendo la fusión cortical. Se destaca la importante generación de fundidos corticales en la región patagónica.

## *Capítulo 6*

# Consideraciones finales y conclusiones

## 6.1. CONSIDERACIONES FINALES

### 6.1.1. Volcanismo Jurásico del noreste del Macizo del Deseado y su vinculación con la tectónica extensional

Sobre la base de los trabajos de detalle realizados en las rocas volcánicas jurásicas de las áreas de Paso Gregores y estancia Tres Hermanas, sumado a los análisis e interpretaciones tectónicas llevadas a cabo en sectores aledaños de la Patagonia, se ha determinado un estilo eruptivo dominante de tipo fisural, controlado por estructuras extensionales de rumbo principal NO-SE y NNO-SSE respectivamente, bajo un régimen tectónico esencialmente extensional.

Puntualmente en el área de Paso Gregores, se estableció la existencia de una estructura de colapso volcano-tectónico de tipo Graben Caldera controlada por estructuras extensionales de rumbo NO-SE, con colapso *piecemeal*, denominada Caldera del Deseado, la cual habría registrado al menos dos episodios de colapso, con sus respectivos lapsos intereruptivos. Jerárquicamente, esta actividad volcánica correspondería al rango temporal de Período Eruptivo, con un lapso de generación de decenas a miles de años (Schmincke y van de Bogaard, 1991; Manville *et al.*, 2009). Las dimensiones de esta estructura son de aproximadamente 240 km<sup>2</sup> de superficie por 1 km de profundidad (determinado por datos geofísicos), y las erupciones generadas durante los episodios de colapso habrían respondido a modelos con escaso a nulo desarrollo de columnas eruptivas, controlados por múltiples conductos fisurales generados por el fracturamiento de las rocas suprayacentes a la cámara magmática. El escaso desarrollo de columnas eruptivas fue interpretado como producto de un proceso de desgasificación subsuperficial debido a la gran superficie específica propia de los conductos fisurales; mientras que el colapso de tipo *piecemeal* habría sido favorecido por la fuerte tectónica distensiva y la presencia de debilidades corticales previas (Moore y Kokelaar, 1997). En ese sentido, la tectónica distensiva habría impulsado el inicio del colapso caldérico, como ha sido demostrado mediante modelos termomecánicos por Cabaniss *et al.* (2018), en los cuales se determinó que la extensión cortical promueve el fracturamiento de las rocas del techo de la cámara magmática, facilitando la desestabilización gravitatoria y con ello el colapso caldérico.

Con respecto a la profundidad de la cámara magmática, de acuerdo a los modelos análogos de Geyer *et al.* (2006), un colapso de tipo *piecemeal* se genera en condiciones de altas relaciones de ancho/espesor (R) del bloque suprayacente a la cámara magmática

( $R=0,7-0,85$ ); por lo tanto teniendo en cuenta el ancho promedio de 11,5 km de la Caldera del Deseado y considerando una relación mínima arbitraria de  $R$  de 0,75, resulta una profundidad tentativa para la cámara magmática de 8 km (Fig. 6.1).

Por otro lado, en el área de la estancia Tres Hermanas las erupciones volcánicas estuvieron controladas por fisuras NNO-SSE, producidas por reactivaciones tectónicas de estructuras generadas en tiempos eo-paleozoicos. Este rumbo de las estructuras es coincidente con el rumbo principal de las estructuras extensionales generadas durante el Jurásico (Uliana *et al.*, 1985; Giacosa *et al.*, 2010), por lo que a pesar de no haber reconocido fallas normales aflorantes en el área, se interpretó un régimen tectónico extensional para el sector. En éste, las erupciones fisurales generadas en un ambiente no caldérico responden a modelos de erupciones sub-plinianas a plinianas con desarrollo de columnas eruptivas, como así también a erupciones tipo fontana sostenida.

Un aspecto coincidente en ambas áreas estudiadas y que merece ser destacado, es que las estructuras tectónicas que controlaron el volcanismo ácido que corona el CVBL (Fm. Chon Aike), previamente controlaron las efusiones lávicas del volcanismo mesosilícico subyacente de la base del complejo (Fm. Bajo Pobre), lo cual extiende el control tectónico a todo el volcanismo jurásico de la región.

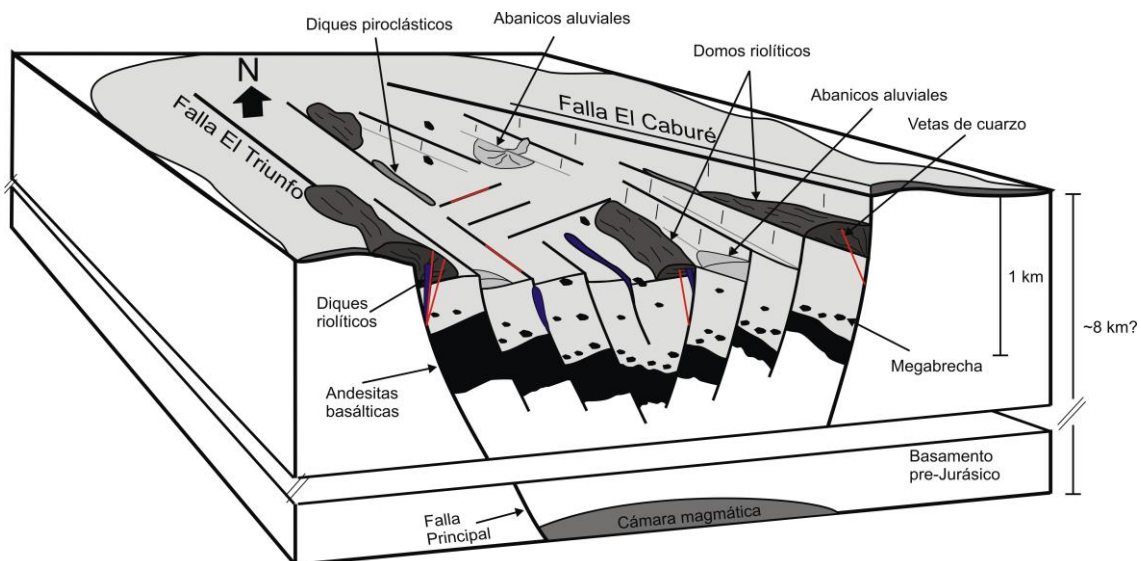


Figura 6.1. Esquema tridimensional de la Caldera del Deseado con colapso *piecemeal* y control tectónico de las fallas mayores El Triunfo y El Caburé. Se indica la presencia de una importante cantidad de megabrechas a 1 km de profundidad, interpretado como el piso de la caldera, y la profundidad de 8 km de la cámara magmática de acuerdo a las relaciones de Geyer *et al.* (2006).

Este estilo eruptivo fisural (caldérico o no) controlado por la tectónica extensional jurásica a la que fue sometida toda la Patagonia, debe necesariamente hacerse extensivo hacia otros sectores del Macizo del Deseado. Sin embargo, sólo una de las estructuras caldéricas jurásicas propuestas en la región precordillerana, denominada Caldera La Peligrosa (Sruoga *et al.*, 2010; 2014), ha sido interpretada como controlada tectónicamente por estructuras transtensionales, mientras que la totalidad de las calderas propuestas en el Macizo del Deseado, conforman estructuras subcirculares sin evidencias de control tectónico extensional (Fig. 6.2). Esto plantea una inconsistencia entre la tectónica dominante y la morfologías de las calderas de colapso ya que, como fue mencionado en la sección de revisión del conocimiento de calderas (sección 2.2.5.1.), en contextos extensionales las morfologías de estas estructuras de colapso volcano-tectónico se presentan elongadas, tanto de manera paralela a la dirección de menor esfuerzo (Acocella *et al.*, 2004; Holohan *et al.*, 2005), como perpendicular (Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003). Por ende, sería necesario realizar nuevos trabajos de mapeo geológico detallado en otros sectores de esta provincia geológica para la correcta identificación de las estructuras caldéricas.

### **6.1.2. Caldera del Deseado en relación a otras calderas de la región y del mundo**

En relación a las calderas jurásicas propuestas en la región del Macizo del Deseado y alrededores (Fig. 6.2), la Graben Caldera del Deseado correspondería, sobre la base de las evidencias geológicas de superficie, a la estructura de mayor tamaño registrada, siendo sólo superada por las calderas reconocidas potencialmente a través de información geofísica en cercanías del Arroyo Salado (Chernicoff y Salani, 2002; Salani y Chernicoff, 2017) (Tabla 6.1).

En relación a estructuras caldéricas a nivel mundial, la Caldera del Deseado integraría el grupo de grandes estructuras que superan los 100 km<sup>2</sup> de superficie, superando en tamaño a la Caldera de Santorini de 85 km<sup>2</sup> (Perissoratis, 1995 y citas incluidas), y a la Caldera de Campi Flegrei de 200 km<sup>2</sup> (Kilburn *et al.*, 2017 y citas incluidas). Mientras que es superada en envergadura por las calderas de Rotorua de 670 km<sup>2</sup> (Milner *et al.*, 2002), Cerro Galán de 700 km<sup>2</sup> (Sparks *et al.*, 1985), Taupo de 1.100 km<sup>2</sup> (Cole y Spinks, 2009 y citas incluidas) y Toba de 3.000 km<sup>2</sup> (Chesner, 2012), entre otras (Tabla 6.2).

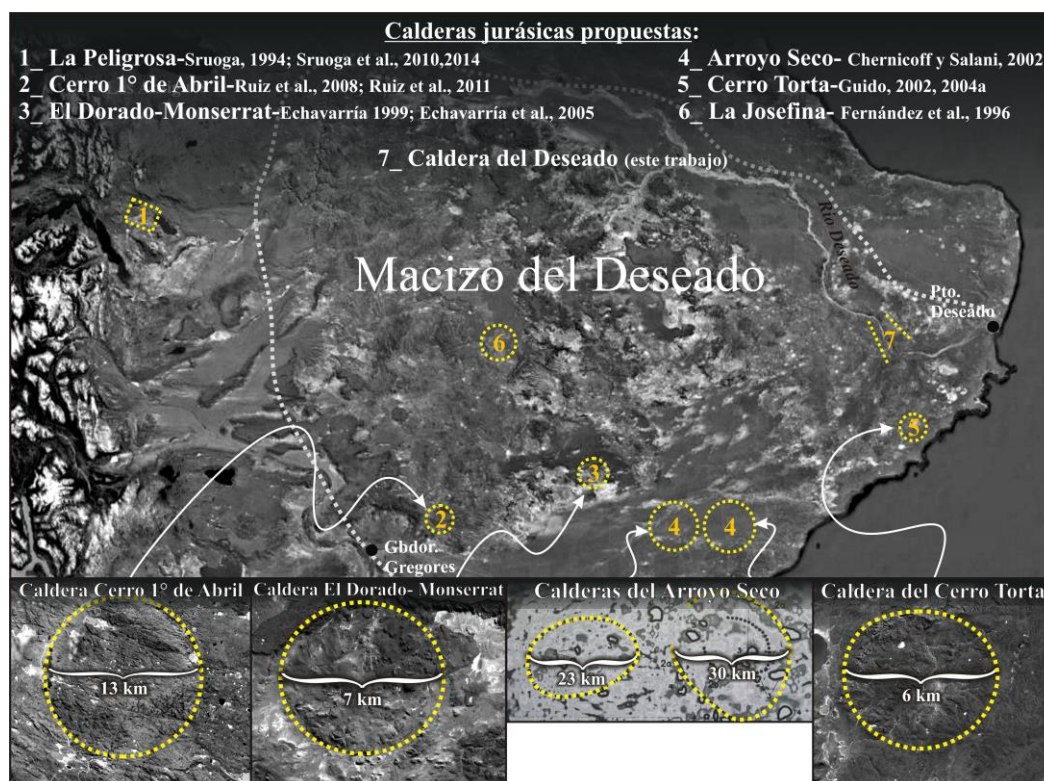


Figura 6.2. Calderas jurásicas propuestas en el Macizo del Deseado y sus alrededores.

Calderas del Macizo del Deseado	Superficie aproximada	Autores
Caldera mayor del Arroyo Salado	~ 700 km <sup>2</sup>	Chernicoff y Salani, 2002
Caldera del Deseado	240 km <sup>2</sup>	Este trabajo
Caldera Cerro 1° de Abril	132 km <sup>2</sup>	Ruiz <i>et al.</i> , 2008; 2011
Caldera La Josefina	~ 80 km <sup>2</sup>	Fernández <i>et al.</i> , 1996
Caldera El Dorado-Monserrat	38 km <sup>2</sup>	Echavarría <i>et al.</i> , 2005
Caldera del Cerro Torta	28 km <sup>2</sup>	Guido, 2002; 2004a
Caldera La Peligrosa	10 km <sup>2</sup>	Sruoga <i>et al.</i> , 2010; 2014

Tabla 6.1. Comparación del tamaño de la Caldera del Deseado en relación a las restantes calderas jurásicas propuestas en el Macizo del Deseado y sus alrededores.

Calderas del Mundo	Superficie aproximada	Autores
Caldera Toba	3.000 km <sup>2</sup>	Chesner, 2012
Caldera Taupo	1.100 km <sup>2</sup>	Cole y Spinks, 2009 y citas incluidas
Caldera del Cerro Galán	700 km <sup>2</sup>	Sparks <i>et al.</i> , 1985
Caldera de Rotorua	670 km <sup>2</sup>	Milner <i>et al.</i> , 2002
Caldera del Deseado	240 km <sup>2</sup>	Este trabajo
Caldera de Campi Flegrei	200 km <sup>2</sup>	Kilburn <i>et al.</i> , 2017 y citas incluidas
Caldera de Santorini	85 km <sup>2</sup>	Perissoratis, 1995 y citas incluidas

Tabla 6.2. Comparación del tamaño de la Caldera del Deseado con respecto a calderas importantes del mundo.

### 6.1.3. Geoquímica del magmatismo triásico y jurásico

De acuerdo a los estudios geoquímicos llevados a cabo se ha caracterizado al volcanismo jurásico como un magmatismo que abarca composiciones desde andesitas basálticas a riolitas, con afinidad calcoalcalina, metaluminoso a peraluminoso y con signatura de ambiente geotectónico de arco magmático. Asimismo, sobre la base de la geoquímica y los trabajos de campo y petrográficos realizados, se ha determinado una evolución magmática controlada por mecanismos de cristalización fraccionada y posiblemente por procesos de asimilación y mezcla de magmas en las zonas estudiadas. Para el área de Paso Gregores se ha establecido una vinculación genética entre las facies de composición intermedia (magma parental) y las ácidas (magma derivado), conformando el mismo sistema magmático en donde el fraccionamiento de magnetita, apatita, plagioclasas y piroxenos, sumado a los procesos antes mencionados, controlaron la evolución magmática. Para el área de Tres Hermanas las evidencias no favorecerían un origen común entre las facies intermedias y ácidas, las que integrarían sistemas magmáticos independientes y diacrónicos.

En lo que respecta a la signatura geoquímica de arco magmático, el ambiente geotectónico en el cual se desarrolló el volcanismo jurásico del Macizo del Deseado ha sido determinado como de intraplaca extensional, lo que marca una inconsistencia con los estudios geoquímicos. En trabajos científicos previos se sugirió que dicha signatura geoquímica es producida por la fusión de rocas corticales de arcos previos en niveles basales de la corteza (Riley *et al.*, 2001). Además, en este trabajo se han encontrado evidencias físicas de asimilación de granitoides emplazados en niveles corticales más someros asignados a la Formación La Leona, los cuales representan un arco magmático de naturaleza adakítica. De modo que la asimilación de rocas de arco, tanto en niveles corticales profundos como someros, habría contribuido a la signatura de arco de las rocas volcánicas jurásicas, en concordancia con lo propuesto por Riley *et al.* (2001).

Por otra parte, las relaciones  $La/Yb_{(N)}$  del magmatismo jurásico del Macizo del Deseado y de sectores más septentrionales de la Patagonia indican un espesor cortical promedio de aproximadamente 34.5 km, mientras que las del magmatismo Triásico uno de 48.6 km, lo cual sugiere una disminución del espesor de la corteza patagónica de aproximadamente 14 km entre los ~202 y los ~170 Ma.

#### **6.1.4. Relaciones de yacencia entre las unidades volcánicas del Complejo Volcánico Bahía Laura**

Un aspecto de las rocas volcánicas del Complejo Volcánico Bahía Laura que continúa siendo controversial aún hoy en día son las relaciones de yacencia entre las rocas volcánicas de composición intermedia, asignadas a la Formación Bajo Pobre, y las rocas volcánicas ácidas de la Formación Chon Aike. Los primeros trabajos geológicos llevados a cabo en la región sobre las rocas volcánicas jurásicas ubicaban a las unidades intermedias subyaciendo a las de composición ácida (de Giusto *et al.*, 1980; Panza *et al.*, 1995; entre otros), mientras que otros trabajos postulan una interdigitación entre las unidades, integrando un magmatismo bimodal (Féraud *et al.*, 1999; Echeveste *et al.*, 2001; Guido *et al.*, 2006; López, 2006; De Martino *et al.*, 2017). Las evidencias de campo colectadas en las áreas de este trabajo, indican que las rocas de composiciones intermedias (andesitas basálticas y andesitas) subyacen a las rocas de composiciones riolíticas, lo cual es coherente con la evolución magmática determinada a partir de los estudios geoquímicos.

Por otro lado, la relación espacial observada en las áreas de trabajo entre los depósitos hidrotermales, conformados predominantemente por vetas de cuarzo y, los cuerpos dómicos riolíticos, sugiere una vinculación genética directamente ligada con los centros efusivos. Debido a la importancia económica que representan estos sistemas vetiformes en numerosos sectores del Macizo del Deseado, por su potencial generación de yacimientos metalíferos, la identificación de domos riolíticos y de las diversas litofacies que los integran conforma una guía exploratoria de primer orden.

#### **6.1.5. Petrogénesis del magmatismo jurásico en el contexto geotectónico**

En este trabajo se determinó la existencia de un evento de subducción subhorizontal (*flat slab*) que afectó a la región suroeste de Gondwana durante el Triásico Superior, el cual provocó la migración de un arco magmático adakítico hacia el antepaís patagónico y sometió a la región a diversos episodios orogénicos. Luego, en el Jurásico Inferior, se habrían producido de manera simultánea el impacto de la Anomalía Térmica del Karoo y el empinamiento de la losa oceánica (*rollback*) subducida en la paleotrinchera pacífica. Esto dio inicio a un régimen extensional que produjo finalmente la fragmentación de Gondwana, en simultáneo con la efusión de un gran volumen de material magmático que originó tres provincias ígneas conocidas como Karoo, Ferrar y Chon Aike. Esta última se diferencia de las demás por su composición predominantemente

ácida producto de la anatexis cortical (Pankhurst y Rapela, 1995; Riley *et al.*, 2001), como así también por su mayor extensión temporal (Pankhurst *et al.*, 2000). La predominancia de composiciones ácidas ha sido explicada en este trabajo como producto de la remoción del manto litosférico hidrodebilitado durante el episodio de *rollback*, lo cual facilitó la fusión cortical por parte de la anomalía térmica y que paralelamente produjo un flujo mantélico que arrastró por succión a dicha anomalía térmica hacia el margen suroeste del Supercontinente, generando la migración NE-SO del magmatismo propuesta previamente por Pankhurst *et al.* (2000) (ver capítulo de Geotectónica). De esta manera, el magmatismo se estableció en la Patagonia argentina durante un lapso aproximado de 35 Ma, mientras que en la región sur de África y la Antártida Oriental se limitó a un período inicial de no más de 1 Ma.

La vinculación del magmatismo jurásico con una anomalía térmica mantélica, que ha sido propuesta en numerosos trabajos (Riley *et al.*, 2001; Bouhier *et al.*, 2017, Tassara *et al.*, 2017, entre otros), es apoyada aquí por las temperaturas obtenidas de saturación de Zr, las cuales superan los 800°C (Liu *et al.*, 2014).

Dicha anomalía térmica habría fundido relictos del manto litosférico, generando el subplacado de magma máfico en la base de la corteza. Ésta, habría sido afectada térmicamente, tanto por este magma subplacado como por la anomalía térmica de manera casi directa, lo cual habría propiciado su fusión parcial y la generación de “bolsones” cuyas composiciones serían basalto-andesíticas hasta dacíticas Riley *et al.* (2001). Estos magmas, luego de procesos de mezcla, asimilación y homogeneización (MASH) desarrollados en niveles corticales inferiores (Rapela y Pankhurst, 1995), habrían ascendido hacia niveles superiores aprovechando estructuras distensivas generadas y/o reactivadas bajo un régimen tectónico extensional. Bajo este régimen se desarrollaron en primer lugar erupciones fisurales de magma de composición dominante andesita basáltica, que conforman, de acuerdo a los estudios realizados aquí, los niveles basales del volcanismo jurásico, mientras que un gran volumen de magma de similar composición, se acumuló en cámaras magmáticas someras próximas a estructuras extensionales mayores (Fig. 6.3). En estos reservorios, habrían actuado diversos procesos de cristalización fraccionada, como así también posibles episodios de asimilación cortical y mezcla de magmas, que condujeron a una diferenciación magmática que dio origen a magmas de composiciones predominantemente riolíticas, sin la generación de un importante volumen de magma de composiciones intermedias. Esto último podría deberse tanto a un proceso de rápida diferenciación que inhibe la

generación de magmas de composición intermedia, como ha sido interpretado para rocas volcánicas más modernas en otros sectores de la Patagonia (Maro y Remesal, 2012), como a comportamientos reológicos internos a la cámara que impiden la extrusión de dichos magmas (Tormey *et al.*, 1989).

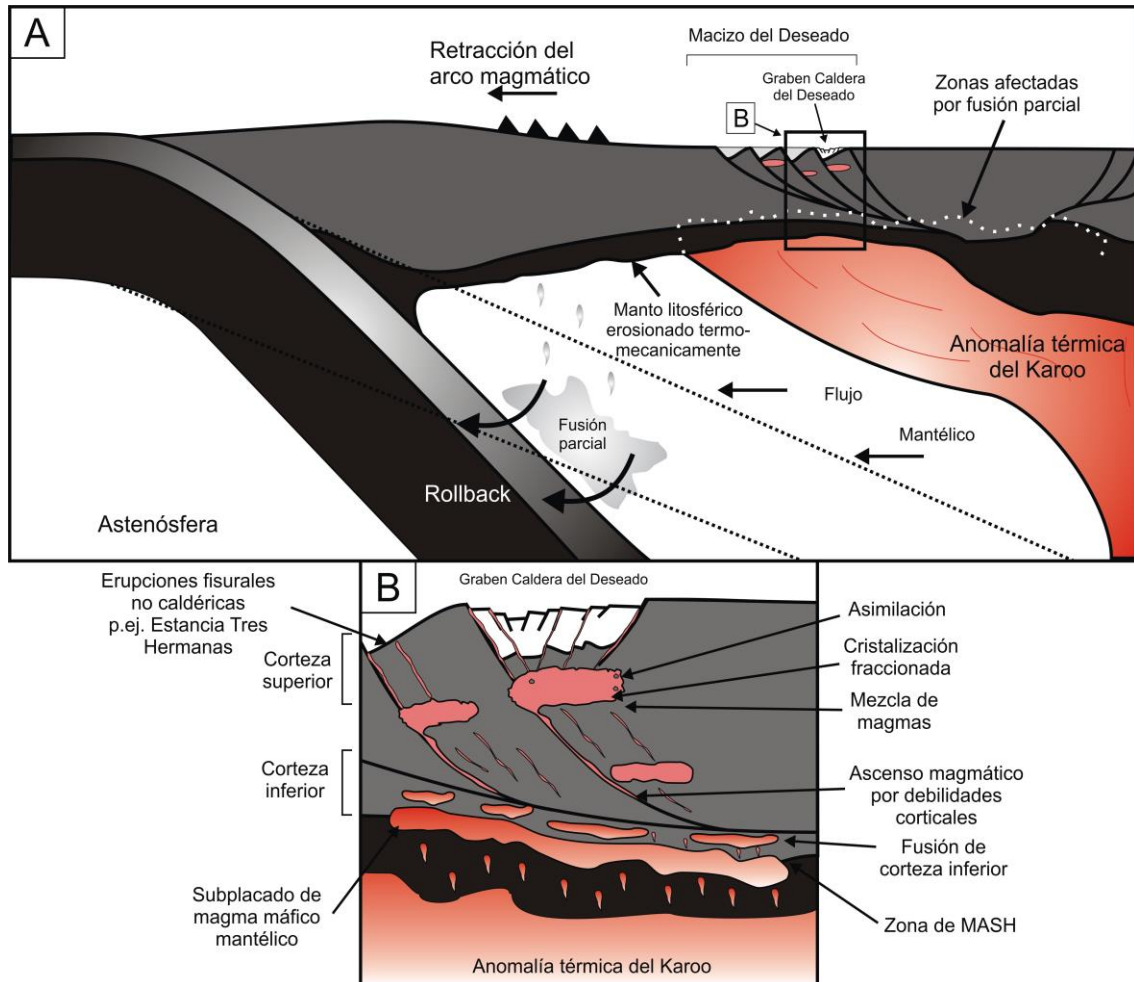


Figura 6.3. A. Reconstrucción esquemática del contexto geotectónico bajo el cual se desarrolló el volcanismo Jurásico en el Macizo del Deseado, con el impacto de la Anomalía Térmica del Karoo (ATK) en simultáneo con el empujamiento de la losa oceánica. Esto último trajo aparejado, mediante el flujo mantélico asociado, la erosión termomecánica del manto litosférico hidrodébilitado y la succión de la ATK hacia el suroeste. B. Detalle de la generación de magmas en la base de la corteza por interacción de la anomalía con relictos del manto litosférico, con generación de subplacado de magma máfico y la fusión parcial de la corteza inferior por los efectos térmicos del subplacado y de la ATK.

## 6.2. CONCLUSIONES

Sobre la base del mapeo de litofacies volcánicas de extensos afloramientos de volcanitas jurásicas, el presente trabajo de tesis doctoral tuvo como objetivos principales la identificación de los mecanismos eruptivos que rigieron su extrusión en el sector nor-oriental del Macizo del Deseado. Asimismo, se propuso indagar en aspectos petrogenéticos vinculados al contexto geodinámico y tectónico bajo el cual se desarrolló el magmatismo.

A continuación se resumirán las conclusiones de mayor trascendencia:

- Las erupciones que dieron origen a las rocas volcánicas jurásicas del área de Paso Gregores y de la estancia Tres Hermanas, responden a mecanismos eruptivos fisurales controlados tectónicamente por una estructuración NNO-SSE a NO-SE, desarrollada bajo un régimen tectónico extensional dominante. Estos mecanismos habrían controlado tanto el volcanismo de composición intermedia, como el volcanismo ácido.
- Se identificaron, mediante estudios tectónicos que involucraron las áreas estudiadas y otros sectores de la Patagonia, tres episodios de compresión cortical denominados C1, C2 y C3, intercalados con el régimen extensional dominante bajo el cual se desarrolló el volcanismo jurásico.
- Las relaciones de yacencia de las unidades volcánicas que integran el Complejo Volcánico Bahía Laura indican una posición basal para las rocas de composición intermedia (Formación Bajo Pobre), y una apical para las rocas de composición ácida (Formación Chon Aike y Formación La Matilde).
- Los magmas jurásicos de composición intermedia representan las primeras efusiones fisurales controladas tectónicamente del volcanismo jurásico, mientras que los magmas ácidos evidencian un magmatismo diferenciado controlado por las mismas fisuras.
- Se han identificado tasas variables de desvitrificación en las facies piroclásticas y lávicas, que dieron origen a múltiples texturas de cristalización por debajo del *solidus*, y que en algunos casos produjeron venilleo silíceo por expansión adiabática del vapor de agua generado por este proceso. En las facies piroclásticas los vitroclastos mayores de algunas unidades alcanzan altos grados

de desvitrificación con cristalización euhedral de tridimita(?) y sanidina. En facies lávicas dómicas, comúnmente foliadas, las bandas de flujo presentan diferentes tasas de desvitrificación que evidencian heterogeneidades en el contenido de agua magmática y probablemente de temperatura.

- Para el área de Paso Gregores se identificó una estructura de colapso volcano tectónico de tipo Graben Caldera, denominada Caldera del Deseado. Esta estructura de aproximadamente 240 km<sup>2</sup> y 1 km de profundidad, se originó por al menos dos colapsos de tipo *piecemeal*, controlados tectónicamente por dos estructuras extensionales mayores de rumbo NO-SE, denominadas Falla El Triunfo y Falla El Caburé. Durante ambos colapsos se generaron erupciones de tipo fontana baja sostenida o *boiling over* (dominantemente) a través de múltiples conductos fisurales, que dieron origen a un gran volumen de facies piroclásticas de alto a extremadamente alto grado, mientras que durante los períodos intereruptivos se establecieron ambientes de abanicos aluviales asociados a las inestabilidades topográficas.
- Para el área de la estancia Tres Hermanas se identificó un centro eruptivo que responde a un modelo de volcanismo fisural no caldérico, el cual estuvo controlado por la reactivación extensional de la estructuración NNO-SSE que registra el basamento aflorante en el área, asignado al Complejo Río Deseado. Una mayor profundidad de la cámara magmática, en relación a la de Paso Gregores, o bien un vaciamiento discreto de la misma, podrían explicar la ausencia de un colapso caldérico en el sector.
- La evolución de los magmas jurásicos estuvo controlada tanto por procesos de cristalización fraccionada, como por posibles episodios de mezcla de magmas y asimilación cortical que afectaron especialmente a las facies de composición intermedia. El fraccionamiento habría sido de piroxeno, magnetita, apatita y plagioclasas cálcicas en primer término, mientras que plagioclasas sódicas y biotita en las facies de mayor acidez.
- Se confirmó la presencia de un arco magmático del Triásico Superior que precedió al volcanismo jurásico en la región, el cual presenta una signatura geoquímica adakítica y que, en conjunto con las deformaciones orogénicas producidas en el suroeste de Gondwana, evidencian un episodio de *flat slab* acontecido en el Triásico Superior.

- La signatura geoquímica de arco magmático que caracteriza a las rocas volcánicas jurásicas calcoalcalinas y que, de acuerdo a otros autores fue producida por la fusión de componentes relícticos de arcos previos en niveles basales de la corteza, estaría acentuada por la asimilación de granitoides del arco Triásico Superior en niveles corticales someros.
- El volcanismo jurásico del Macizo del Deseado se desarrolló en un corteza normal a levemente atenuada de aproximadamente 35 km de espesor, mientras que el magmatismo de arco previo se emplazó en una corteza engrosada de aproximadamente 50 km.
- Existe una vinculación espacial recurrente entre los cuerpos dómicos y los sistemas hidrotermales presentes en las áreas estudiadas, lo cual constituye una guía de búsqueda potencial para estos sistemas en otros sectores del Macizo del Deseado, debido al interés económico que ellos representan.
- La composición predominantemente ácida de la SLIP Chon Aike en contraposición con las LIPs genéticamente vinculadas de Karoo y Ferrar, sería consecuencia de la erosión termomecánica del manto litosférico de la Patagonia y la península Antártica producto del *rollback* que prosiguió al *flat slab* del Triásico Superior. Esto habría favorecido la anatéxis cortical por los efectos térmicos de la Anomalía Térmica del Karoo.
- La mayor duración temporal de la SLIP Chon Aike (~35 Ma) en relación con las LIPs de Karoo y Ferrar (~1 Ma) sería una consecuencia del *rollback* que, por el flujo mantélico asociado, desplazó por succión la Anomalía Térmica del Karoo hacia el suroeste de Gondwana, lo cual generó la migración temporal del volcanismo de NE a SO en la Patagonia Argentina.

# Bibliografía

- Acocella, V. 2008. Structural Development of Calderas: A synthesis from analogue experiments. En: Gottsman, J. y Martí, J. (Eds.), *Caldera volcanism: analysis, modelling and response*, Developments in Volcanology 7. Elsevier: 285-311. Amsterdam.
- Acocella, V., Cifelli, F. y Funicello, R. 2000. Analogue models of collapse calderas and resurgent domes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 104: 81–96.
- Acocella, V., Cifelli, F. y Funicello, R. 2001. Formation and architecture of nested collapse calderas: insights from analogue models. *Terra Nova* 13: 58–63.
- Acocella, V., Funicello, R., Marotta, E., Orsi, G. y de Vita, S. 2004. The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129: 199–217.
- Acocella, V., Korme, T., Salvini, F. y Funicello, R. 2002. Elliptic calderas in the Ethiopian Rift: control of pre-existing structures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 119: 189–203.
- Aguirre Urreta, M. y Ramos, V. 1981. Estratigrafía y paleontología de la alta cuenca de río Roble. En: *Cordillera Patagónica. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas*: 101–138.
- Aguirre-Díaz, G. 2008. Types of collapse calderas. *Earth and Environmental Science* 3: 012021. Collapse Calderas Workshop. IOP Publishing.
- Aguirre-Díaz, G. y Labarthe-Hernández, G. 2003. Fissure ignimbrites: fissure source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology* 31: 773-776.
- Aguirre-Díaz, G., Labarthe-Hernández, G., Carranza-Castañeda, O., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J. y Gutiérrez-Palomares, I. 2005. Graben-calderas de la Sierra Madre Occidental, México. *Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana. Geos* 25: 201–202.
- Aguirre-Díaz, G., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J. y Gutiérrez-Palomares, I. 2007. Graben-calderas. Volcano-tectonic explosive collapse structures of the Sierra Madre Occidental, México. *European Geosciences Union Annual Meeting at Viena, Geophysical Research Abstracts* 9: 04704.
- Aguirre-Díaz, G., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J. y Gutiérrez-Palomares, I. The Ignimbrite Flare-Up and Graben Calderas of the Sierra Madre Occidental, México. 2008. En: Gottsman, J. y Martí, J. (Eds.), *Caldera volcanism: analysis, modelling and response*, Developments in Volcanology 4. Elsevier: 143-180. Amsterdam.
- Aguirre-Díaz, G.J. y Carranza-Castañeda, O. 2000. Las grandes cuencas del Oligo-Mioceno del centro de México. *Segunda Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Geos* 20: 301.
- Alidibirov, M. y Dingwell, D. 1996. Magma fragmentation by rapid decompression. *Nature* 380: 146-148.
- Allard, J., Foix, N., Rodríguez, A. y Sánchez, F. 2015. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca del Golfo San Jorge en su margen occidental. *16° Reunión de tectónica, Actas*: 116-117. General Roca. Argentina.
- Allard, J., Giacosa, R. y Paredes, J. 2011. Relaciones estratigráficas entre la Formación los Adobes (Cretácico inferior) y su sustrato Jurásico: implicancias en la evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. *18° Congreso Geológico Argentino, Actas*: 988–989.
- Alperin, M., Echeveste, H., Fernández, R. y Bellieni, G. 2007. Análisis estadístico de datos geoquímicos de volcanitas jurásicas del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 200-209.
- Alric, V., Haller, M., Féraud, G., Bertrand, H. y Zubia, M. 1996, “Cronología  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  del Volcanismo Jurásico de la Patagonia Extrandina”. *13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas* 5 : 243-250. Buenos Aires.

- Ameghino, F. 1898. Sinopsis geológico-paleontológico. Segundo Censo de la República Argentina 1: 111-225.
- Anderson, A. 1984. Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics Fuego Volcano, Guatemala. *American Mineralogist* 69: 660-676.
- Andrews, G. y Branney, M. 2005. Folds, fabrics, and kinematic criteria in rheomorphic ignimbrites of the Snake River Plain, Idaho: Insights into emplacement and flow, En: Pederson, J., y Dehler, C.M., (Eds.), *Interior Western United States: Geological Society of America Field Guide* 6, 1-18, <http://dx.doi.org/10.1130/0-8137-0006-X.311>.
- Andrews, G. y Branney, M. 2011. Emplacement and rheomorphic deformation of a large, lava-like rhyolitic ignimbrite: Grey's Landing, southern Idaho. *Geological Society of American, Bulletin* 123:725-743. <http://dx.doi.org/10.1130/B30167.1>
- Angelo, P. 2013. Petrogenesis of trachyte and rhyolite magmas on Ponza Island (Italy) and its relationship to the Campanian magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 267: 15-29.
- Archangelsky, S. 1967. Estudio de la Formación Baqueró. Cretácico Inferior de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (nueva serie), Paleontología* 32 (5): 63-171.
- Archangelsky, S. 1992. Dictyopteridium Feistmantel (fructificación pérmica de glossopteridales): primer registro argentino. VII° Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. *Publicación Especial de la Asociación Paleontológica Argentina* 2: 19-22.
- Arrondo, O. 1972. Estudio geológico y paleontológico en la zona de la estancia La Juanita y alrededores, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo de La Plata* 8 (43): 1-143.
- Bachman, O., Dungan, M. y Lipman, P. 2000. Voluminous lava-like precursors to a major ash-flow tuff: low-column pyroclastic eruption of the Pagosa Peak Dacite, San Juan volcanic field, Colorado. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 98, 153-171.
- Báez, W., Arnosio, M., Chiodi, A., Ortiz-Yañez, A., Viramonte, J., Bustos, E., Giordano, G. y López, J. 2015. Estratigrafía y evolución del Complejo Volcánico Cerro Blanco, Puna Austral. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 32 (1): 29-49.
- Barcat, C., Cortiñas, J., Nevistic, V. y Zucchi, H. 1989. Cuenca Golfo San Jorge. En: Chebli, G. y Spalleti, L. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 319-345.
- Belloso, E. 1990. Formación Chenque: registro de la transgresión patagoniana (Terciario Medio) de la Cuenca San Jorge. 11° Congreso Geológico Argentino, *Actas* 2: 57-60.
- Belloso, E.S. y V. D. Barreda. 1993. Secuencias y palinología del Terciario medio en la Cuenca del Golfo San Jorge, registro de oscilaciones eustáticas en Patagonia. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, *Actas* 1: 78-86. Mendoza.
- Bertels, A. 1970. Sobre el "Piso Patagoniano" y la representación de la época del Oligoceno en Patagonia Austral. República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25 (4): 495-501.
- Bonaparte, J. 1969. Dos nuevas "faunas" de reptiles triásicos de Argentina. 1° Gondwana Stratigraphy: IUGS Symposium 2: 283-284. París.
- Bordy, E., Hancox, P. y Rubidge, B. 2004. Basin development during the deposition of the Elliot Formation (Late Triassic-Early Jurassic), Karoo Supergroup, South Africa. *South African Journal of Geology* 107: 395-410.
- Bosworth, W., Burke, K. y Strecker, M. 2003. Effect of stress fields on magma chamber stability and the formation of collapse calderas. *Tectonics* 22 (4): 1042. . <https://doi.org/10.1029/2002TC001369>.

- Bouhier, V., Franchini, M., Caffè, P., Maydagán, L., Rapela, C. y 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. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.03.016>.
- Bracaccini, G. 1968. Panorama general de geología patagónica. 3º Jornadas Geológicas Argentinas. Relatorio 1: 27-47.
- Branney, M. y Acocella, V. 2015. Calderas. En: Sigurdsson, H., Houghton, H., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (Eds.) *The Encyclopedia of Volcanoes*. 2º Edición. Elsevier. Capítulo 16: 299-315 pp.
- Branney, M. y Kokelaar, B. 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology* 54 (6): 504-520. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00301396>.
- Branney, M. y Kokelaar, B. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. *Geological Society of London, Memoirs* 27: 143 pp.
- Branney, M. y Kokelaar, P. 1994. Volcanotectonic faulting, soft-state deformation, and rheomorphism of tuffs during development of a piecemeal caldera, English Lake District. *Geological Society America Bulletin* 106: 507-530.
- Breitkreuz, C. 2013. Spherulites and lithophysae-200 years of investigation on high-temperature crystallization domains in silica-rich volcanic rocks. *Bulletin of Volcanology* 75:705.
- Briggs, N. 1976. Welding and crystallization zonation in Whakamaru Ignimbrite, central North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 19 (2): 189-212. <https://doi.org/10.1080/00288306.1976.10423517>.
- Brown, R., Bonadonna, C. y Durant, A. 2012. A review of volcanic ash aggregation. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 45-46: 65-78. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2011.11.001>.
- Burgess, S., Bowring, S., Fleming, T. y Elliot, D. 2015. High-precision geochronology links the Ferrar large igneous province with early-Jurassic ocean anoxia and biotic crisis. *Earth Planetary Science Letters* 415: 90–99.
- Burgois, J., Martin, H., Lagabrielle, Y., Le Moigne, J. y Frutos Jara, J. 1996. Subduction erosion related to spreading-ridge subduction: Taitao península (Chile margin triple junction área). *Geology* 24: 723-726.
- Burke, K. y Dewey, J.F. 1972. Orogeny in Africa. En: Dessauvagine, T. y Whiteman, A. (Eds.), *African Geology*, Ibadan, 1970. Geol. Dept., Univ: 583-608 pp., Ibadan, Nigeria.
- Burov, E. y Gerya, T. 2014. Asymmetric three-dimensional topography over mantleplumes. *Nature* 513, 85–103, <https://dx.doi.org/10.1038/nature13703>.
- Burov, E., Guillou-Frottier, L., d’Acremont, E., Le Pourhiet, L. y Cloetingh, S. 2007. Plume head-lithosphere interactions near intra-continental plate boundaries. *Tectonophysics* 434: 15-38. <https://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2007.01.002>.
- Burton-Johnson, A. y Riley, T. 2015. Autochthonous v. accreted terrane development of continental margins: a revised in situ tectonic history of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society*. <https://dx.doi.org/10.1144/jgs2014-110>.
- Cabaniss, H., Gregg, P. y Grosfils, E. 2018. The Role of Tectonics Stress in Triggering Large Silicic Caldera Eruptions. *Geophysical Research Letters* 45. <https://doi.org/10.1029/2018GL077393>.
- Camp, V. 1995. Mid-Miocene propagation of the Yellowstone mantle plume head beneath the Columbia River basalt source region. *Geology* 23 (5): 435-438.
- Campbell, I. 2005. Large Igneous Provinces and the Mantle Plume Hypothesis. *Elements* 1: 265-269.

- Caputo, M. 1991. Solimões megashear: intraplate tectonics in northwestern Brazil. *Geology* 19: 246–249.
- Caputo, M. 2014. Juruá orogeny: Brazil and Andean countries. *Brazilian Journal of Geology* 44: 181–190.
- Cas, R. y Wright, J. (Eds.) 1987. *Volcanic Successions. Modern and Ancient. A geological approach to processes products and sucesions.* Chapman y Hall, 528 pp. London, Weinheim, New York, Tokyo, Melbourne, Madras.
- Cashman, K. y Scheu, B. 2015. Magmatic fragmentation. En: Sigurdsson, H., Houghton, H., Rymer, H., Stix, J., McNutt, S. (Eds.) *The Encyclopedia of Volcanoes. 2º Edición.* Elsevier. Capítulo 25: 459-471.
- Cassidy, M., Manga, M., Cashman, K. y Bachman, O. 2018. Control son explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nature Communications* 9: 2839. <https://dx.doi.org/10.1038/s41467-018-05293-3>.
- Castillo, P. 2012. Adakite Petrogenesis. *Lithos* 134-135: 304-316.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I., Fernández, C., Vujovich, G., Gallastegui, G., Heredia, N., Martino, R., Becchio, R., Corretgé, L., Díaz-Alvarado, J., Such, P., García-Arias, M. y Liu, D. 2011. Petrology and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 32: 508-530.
- Castro, J., Beck, P., Tuffen, H., Nichols, A., Dingwell, D. y Martin, M. 2008. Timescales of spherulite crystallization in obsidian inferred from water concentration profiles. *American Mineralogist* 93: 1816-1822.
- Castro, J., Dingwell, D., Nichols, A., y Gardner, J. 2005. New insights on the origin in flow bands in obsidian. *Geological Society of America, Special Paper* 396: 55-65.
- Catuneanu, O., Hancox, P. y Rubidge, B. 1998. Reciprocal flexural behaviour and constrasting stratigraphies: a new basin development model for the Karoo retroarc foreland system, South Africa. *Basin Research* 10: 417-439.
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Eriksson, P., Cairncross, B., Rubidge, B., Smith, R. y Hancox, P. 2005. The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences* 43: 211-253.
- Césari, S., Limarino, C., Llorens, M., Passalía, M., Perez Loinaze, V. y Vera, E. 2011. High-precision late Aptian U/Pb age for the Punta del Barco Formation (Baqueró Group), Santa Cruz Province, Argentina. *J. South Am. Earth Sci.* 31,426–431.
- Chappel, B. y White, A. 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En: Moreno, T. y Gibbons, W. (Eds.), *The Geology of Chile.* The Geological Society of London: 21–114.
- Chebli, G. y Ferello, R. 1974. Un nuevo afloramiento metamórfico en la Patagonia Extraandina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29(4): 479 481.
- Chen, Z., Schellart, W., Strak, V. y Duarte, J. 2016. Does subduction-induced mantle flow drive backarc extension? *Earth and Planetary Science Letters* 441: 200-210. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2016.02.027>.
- Chernicoff, C. y Salani, F. 2002. Identificación de calderas asociadas a las volcanitas de la Formación Chon-Aike en la región del Río Seco, provincia de Santa Cruz. 15º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 23-28. Calafate.
- Chesner, C. 2012. The Toba Caldera Complex. *Quaternary International* 258: 5-18. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2011.09.025>.

- Cladera, G., Andreis, R., Archangelsky, S. y Cúneo, R. 2002. Estratigrafía del Grupo Baqueró, Patagonia (provincia de Santa Cruz, Argentina). *Ameghiniana* 39: 3-20.
- Clark, C., Hand, M., Faure, K. y Schmidt Mumm, A. 2006. Up-temperature flow of surface-derived fluids in the mid-crust: the role of pre-orogenic burial of hydrated fault rocks. *Journal of Metamorphic Geology* 24 (5): 367–387. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00643.x>.
- Cleverly, R., Betton, P. y Bristow, J. 1984. Geochemistry and petrogenesis of the Lebombo rhyolites. *Geological Society of South Africa, Special Publications* 13: 171-194.
- Cloetingh, S., Burov, E. y Francois, T. 2013. Thermo-mechanical controls on intra-plate deformation and the role of plume-folding interactions in continental topography. *Gondwana Research* 24: 815–837, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.11.012>.
- Clyde, W., Wilf, P., Iglesias, A., Slingerland, R.L., Barnum, T., Bijl, P.K., Bralower, T.J., Brinkhuis, H., Comer, E.M., Huber, B.T., Ibañez-Mejia, M., Jicha, B.R., Krause, J.M., Schueth, J.D., Singer, B.S., Raigemborn, M.S., Schmitz, M.D., Sluijs, A., Zamalao, M.C. 2014. New age constraints for the Salamanca Formation and lower Río Chico Group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: Implications for Cretaceous–Paleogene extinction recovery and land mammal age correlations. *Geological Society of American Bulletin* 126 (3-4): 289-306.
- Cole, J. y Spinks, K. 2009. Caldera volcanism and rift structure in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand. En: Murphy, J. B., Keppie, J. D. y Hynes, A. J. (Eds.), *Ancient Orogens and Modern Analogues*. Geological Society, London, Special Publications 327: 9–29. <http://dx-doi.org/10.1144/SP327.2>.
- Cole, J., Milner, D. y Spinks, K. 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews* 69: 1-26.
- Cortés, J. 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36: 217–235.
- Cortiñas, J. 1984. Estratigrafía y facies del Jurásico entre Nueva Lubecka, Ferrarotti y Cerro Colorado. Su relación con los depósitos coetáneos del Chubut central. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 283–299.
- Courtillot, V. y Renne, P. 2003. On The Ages Of Flood Basalt Events. *Comptes Rendus Geosciences* 335, 113–140.
- Cox, K. 1988. The Karoo province. En: MacDougall, J. (Ed.), *Continental flood basalts*. Kluwer Academic Publishers: 239-271. Dordrecht.
- Cox, K., Bell, J. y Pankhurst, R. 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Boston, George Allen y Unwin London.
- Cúneo, R., Ramezani, J., Scasso, R., Pol, D., Escapa, I., Zavattieri, A. y Bowring, 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: 1267-1275.
- Dalziel, I. y Grunow, A. 1992. Late Gondwanide tectonic rotations within Gondwanaland: causes and consequences. *Tectonics* 11: 603-606.
- Dalziel, I., Lawver, L. y Murphy, J. 2000. Plumes, orogénesis, and supercontinental fragmentation. *Earth and Planetary Science Letters* 178: 1-11.
- de Barrio, R., Panza, J. y Nullo, F. 1999. Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. En: R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales* 29 (17): 511-527.
- De Giusto, J., Di Persia, C. y Pezzi, E. 1980. Nesocratón del Deseado. En Turner, J.C. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 1389-1430. Córdoba.

- De Martino, F., Echeveste, H., Jovic, S. y Tessone, M. 2017. Estratigrafía volcánica bimodal de los proyectos Martinetas y Microondas, sector oriental del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 20° Congreso Geológico Argentina. Sesión Técnica 9, Geología de los recursos minerales, rocas de aplicación y agrominerales. Actas: 34-38.
- Defant, M. y Drummond, M. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 367: 662–665.
- Dejonghe, L., Darras, B., Hughes, G., Muchez, P., Scoates, J. y Weis, D. 2002. Isotopic and fluid-inclusion constraints on the formation of polymetallic vein deposits in the central Argentinian Patagonia. *Mineralium Deposita* 37: 158-172.
- del Rey, A., Deckart, K., Arriagada, C. y Martínez, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic-Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research* 37: 172-181.
- Del Valle, R., Heredia, N., Montes, M., Nozal, F. y Martín-Serrano, Á. 2007. El Grupo Trinity Peninsula en la Península Tabarin, extremo Norte de la Península Antártica. 2007. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (4): 498-505.
- Di Persia, C. 1956. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Tercera Campaña. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inérito), Buenos Aires.
- Di Persia, C. 1958. Informe previo al Levantamiento Geológico en escala 1:100.000 de la zona Norte del Territorio de Santa Cruz, al sur del río Deseado. Quinta Campaña. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inérito), Buenos Aires.
- Di Persia, C. 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (provincia de Santa Cruz), Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, *Anales*, 2: 65–68.
- Di Persia, C. A. 1965. Presencia de sedimentos triásicos en el ambiente del Deseado. *Acta Geológica Lilloana* 7: 147-155.
- Dickinson, W. y Snyder, W. 1978. Plate tectonics of the Laramide orogeny. En: Matthews, V. (Ed.), *Laramide foldin associated with basement block faulting in the western United States*: 355-366. United States.
- Dopico, C., López de Luchi, M., Rapalini, A., Wemmer, K., Fanning, M. y Basei, M. 2017. Emplacement and temporal constraints of the Gondwana intrusive complexes of northern Patagonia: La Esperanza plutono-volcanic case. *Tectonophysics* 712-713: 249-269.
- Doronzo, D. 2012. Two new end members of pyroclastic density currents: forced convection-dominated and inertia-dominated. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 219, 87-91.
- Druitt, T. y Sparks, R. 1982. A proximal ignimbrite breccia facies on Santorini, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 13: 147–171.
- Druitt, T. y Sparks, R. 1984. On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature Letters* 310: 679-681.
- Drummond, M. y Defant, M. 1990. A model from trondhjemite–tonalite–dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research* 95: 21503–21521.
- Drummond, M., Defant, M. y Kepezhinskas, P. 1996. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 87: 205–215.
- Du Toit, A. 1927. A geological comparison of South America with South Africa. Carnegie Institute 381. Washington.
- Du Toit, A. 1937. *Our Wandering Continents*. Oliver and Boyd, 366 pp. Edinburgh.

- Dufek, J., Manga, M. y Patel, A. 2012. Granular disruption during explosive volcanic eruptions. *Nature Geoscience Letter* 5: 561-564.
- Duhart, P., Haller, M. y Hervé, F. 2002. Diamictitas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en Río Chico, provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 97-100.
- Duncan, R., Hooper, P., Rehacek, J., Marsh, J. y Duncan, A. 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of geophysical research* 102 (B8): 127-138.
- Dunn, R., Madden, R., Kohn, M., Schmitz, M., Strömberg, C., Carlini, A., Ré, G. y Crowley, J. 2013. A new chronology for middle Eocene-early Miocene South American Land Mammal Ages. *Geological Society of America* 125 (3-4): 539-555. <http://dx.doi.org/10.1130/B30660.1>.
- Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Giménez, M. y Valencia, V. 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41°–44°S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics* 677–678: 99–114. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.04.009>.
- Echavarría, L. 1999. Evolución geológica y su relación con la mineralización epitermal en el área El Dorado-Monserrat, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Studia Geologica Salmanticensia* 35: 21-39. Universidad de Salamanca.
- Echavarría, L., Schalamuk, I. y Etcheverry, R. 2005. Geologic and tectonic setting of Deseado Massif epithermal deposits, Argentina, based on El Dorado-Monserrat. *Journal of South American Earth Sciences* 19: 415-432.
- Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Tessone, M., Llambías, E., Schalamuk, I., Piccirillo, E. y De Min, A. 2001. Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico Medio a Superior) en el área Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54 (4): 548-558.
- Elliot, D., Fanning, M. y Laudon, T. 2016. The Gondwana Plate margin in the Weddell Sea sector: Zircon geochronology of Upper Paleozoic (mainly Permian) strata from the Ellsworth Mountains and eastern Ellsworth Land, Antarctica. *Gondwana Research* 29: 234-247. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.12.001>.
- Elliot, D., Fanning, M., Isbell, J. y Hulett, S. 2017. The Permo-Triassic Gondwana sequence, central Transantarctic Mountains, Antarctica: Zircon geochronology, provenance, and basin evolution. *Geosphere* 13 (1). <https://dx.doi.org/10.1130/GES01345.1>.
- Elliot, D.H. y Fleming, T.H. 2000. Weddell triple junction: the principal focus of Ferrar and Karoo magmatism during initial breakup of Gondwana. *Geology* 28: 539–542. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<539:WTJTPF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<539:WTJTPF>2.0.CO;2).
- Farnetani, C. y Richards, M. 1994. Numerical investigations of the mantle plume initiation model for flood basalt events. *Journal of Geophysical Research* 99 (B7): 13813-13833.
- Féraud G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller, M. 1999. “<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of the Jurassic silicic volcanic Province of Patagonia and its relationship to Gondwana breakup and subduction”. *Earth and Planetary Science Letters* 172 (1): 83-96.
- Fernández Paz, L., Litvak, V., Echaurren, A., Iannelli, S., Encinas, A., Folguera, A. y Valencia, V. 2018. Late Eocene volcanism in North Patagonia (42°30′–43°S): Arc resumption after a stage of within-plate magmatism. *Journal of Geodynamics* 113-13-31. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.11.005>.
- Fernández, R., Echeveste, H., Echavarría, L. y Schalamuk, I. 1996. Control volcánico y tectónico de la Mineralización epitermal del Área La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 13 Congreso Geológico Argentino y 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3: 41-54, Buenos Aires.

- Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales 1: 17-19.
- Figari, E. 2005. Evolución tectónica de la cuenca de Cañadón Asfalto (zona del Valle Medio del Río Chubut). Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (inédita), 198 pp. Buenos Aires.
- Fitzgerald, M., Mitchum Jr., R., Uliana, M. y Biddle, K. 1990. Evolution of the San Jorge Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin* 74: 879–920.
- Folk, R. 1974. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Universidad de Texas, Austin, 184 pp.
- Fracchia, D. y Giacosa, R. 2006. Evolución estructural del basamento ígneo-metamórfico en la Estancia Las Tres Hermanas, noreste de la Comarca del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 118-131.
- Frizon de Lamotte, D., Fourdan, B., Leleu, S., Leparmentier, F. y Clarens, P. 2015. Style of rifting and the stages of Pangea breakup. *Tectonics* 34: 1009–1029. <http://dx.doi.org/10.1002/2014TC003760>.
- Frost, B. y Frost, C. 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology* 49: 1955-1969.
- Frost, R., Barnes, C., Collins, W., Arculus, R., Ellis, D. y Frost, C. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Geuna, S., Somoza, R., Vizán, H., Figari, E. y Rinaldi, C.A. 2000. Paleomagnetism of Jurassic and Cretaceous rocks in central Patagonia: a key to constrain the timing of rotations during the breakup of southwestern Gondwana? *Earth and Planetary Science Letters* 181: 145–160: [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00198-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00198-9).
- Geyer, A., Folch, A. y Martí, J. 2006. Relationship between caldera collapse and magma chamber withdrawal: An experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 157: 375-386.
- Ghidella, M., Yáñez, G. y LaBrecque, J. 2002. Revised tectonic implications for the magnetic anomalies of the Western Weddell sea. *Tectonophysics* 347:65–86.
- Giacosa, R., 1996. Zonas de cizalla frágil-dúctil en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico. 13 Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires). Actas 2, 395.
- Giacosa, R., Césari, O. y Genini, A. 1998. Hoja Geológica 4766-III-IV Puerto Deseado. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N° 240, 60 pp. Buenos Aires.
- Giacosa, R., Márquez, M., Pezzuchi, H., Fernández, M., 1990. Geología y estratigrafía preliminar del Complejo ígneo-metamórfico y rocas eruptivas asociadas en el Macizo del Deseado, área de las estancias El Sacrificio y El Laurel, Santa Cruz. 11° Congreso Geológico Argentino II, 85–88.
- Giacosa, R., Zubia, M., Martínez, H., Fuentes, J. y Sánchez, M. 2008. Evolución estructural meso-cenozoica del sector oriental de la región del Deseado (68°00' y 69°30'O, 47°00' y 48°30'S, Santa Cruz, Argentina). 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 837-838, Jujuy.
- Giacosa, R., Zubia, M., Sánchez, M. y Allard, J. 2010. Meso-Cenozoic tectonics of the southern Patagonian foreland: Structural evolution and implications for Ah-Ag veins in the Eastern Deseado Region (Santa Cruz, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 30: 134-150.
- Giambiagi, L., Álvarez, P., Godoy, E. y Ramos, V. 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics* 369: 1–19. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00171-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00171-9).
- Gnaedinger, S. y Herbst, R. 2009. Primer registro de maderas gimnospérmicas de la Formación Roca Blanca (Jurásico Inferior), provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 46 (1): 59-71.

- Godeas, M. 1992. Geoquímica y marco tectónico de los granitoides en el Bajo de La Leona (Formación La Leona), Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47(3): 333-341.
- Golonka, J. y Bocharova, N. 2000. Hot spot activity and the break-up of Pangea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 161: 49–69. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00117-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00117-6).
- Golonka, J., 2007. Late Triassic and Lower Jurassic palaeogeography of the world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 244: 297–307. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.041>.
- Golonka, J., Embry, A. y Krobicki, M. 2018. Late Triassic Global Plate Tectonics. En: Tanner, L. (Ed.), *The Late Triassic World, Topics in Geobiology* 46: 27-57. [https://doi.org/10.1007/978-3-319-68009-5\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-319-68009-5_2).
- González, S., Greco, G., González, P., Sato, A., Llambías, E. 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.009>.
- González, S., Greco, G., Sato, A., Llambías, E., Basei, M., González, P. y Díaz, P. 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 orogeny. *Journal of South American Earth Sciences* 75: 134-143. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.02.007>.
- Gordon, A. y Ort, M. 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut (41° - 42°30' L.S.). 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 4: 120-127.
- Granot, R. y Dymant, J. 2015. The Cretaceous opening of the South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 414: 156–163. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2015.01.015>.
- Gregori, D., Kostadinoff, J., Strazzere, L. y Raniolo, A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research* 14: 429-450. <https://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2008.04.005>.
- Grove, T. L., Till, C., Lev, E., Chatterjee, N. y Médard, E. 2009. Kinematic variables and water transport control the formation and location of arc volcanoes. *Nature* 459: 694–679.
- Guido D. y Campbell, K. 2011. Jurassic hot spring deposits of the Deseado Massif (Patagonia, Argentina): Characteristics and controls on regional distribution. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 203 (1-2): 35-47.
- Guido, D. 2002. Geología y Metalogénesis del Sector Oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (inérita), 226 pp. La Plata.
- Guido, D. 2004a. Subdivisión litofacial e interpretación del volcanismo jurásico (Grupo Bahía Laura) en el este del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 727-742.
- Guido, D., Escayola, M. P. y Schalamuk, I. B. 2004b. The basement of the Deseado Massif at Bahía Laura, Patagonia, Argentina: a proposal for its evolution. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 567-577.
- Guido, D., Escayola, M., de Barrio, R., Schalamuk, I. y Franz, G. 2006. La Formación Bajo Pobre (Jurásico) en el este del Macizo del Deseado, Patagonia: vinculación con el Grupo Bahía Laura. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 187-196.
- Guido, D., Escayola, M., de Barrio, R., Schalamuk, I. y Takashi Onoe, A. 2004c. Edad y rasgos petrográficos y geoquímicas de cuerpos subvolcánicos asignables a la Formación Cerro León, este del Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 707-714.

- Guido, D., Tiberi, P., de Barrio, R., Escayola, M. y Schalamuk, I. 2000. Hallazgo de basamento ígneo-metamórfico en Bahía Laura, sector sudoriental del Macizo Del Deseado, Santa Cruz, Patagonia Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno (International Simposium 4): 731–735.
- Gutscher, M., Maury, R., Eissen, J. y Bourdon, E. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology* 28, 535–538.
- Hälbich, I. 1992. The Cape Fold Belt Orogeny: State Of The Art 1970s–1980s. En: de Wit, M. J. y Ransome, I. D. (Eds.), *Inversion Tectonics Of The Cape Fold Belt, Karoo And Cretaceous Basins Of Southern Africa*. A. A. Balkema, Rotterdam, 141–158.
- Haller, M., Linares, M., Osters, H. y Page, S. 1999. Petrology and Geochronology of the Subcordilleran Plutonic Belt of Patagonia, Argentina. En *South American Symposium on Isotope Geology*, No. 2, Carlos Paz, Argentina, Actas: 210-214. Buenos Aires.
- Halpern, M. 1972. Rb-Sr total rock and mineral ages from the Marguerite Bay area, Kohler Range and Fosdick Mountains. En: Adie, R. (Ed.), *Antarctic geology and geophysics: Oslo, Norway*. International Union of Geological Sciences: 197–204.
- Hansma, J., Tohver, E., Schrank, C., Jourdan, F. y Adams, D. 2016. The timing of the Cape Orogeny: New  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age constraints on deformation and cooling of the Cape Fold Belt, South Africa. *Gondwana Research* 32: 122-137. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.02.005>.
- Haschke, M., Siebel, W., Günther, A. y Scheuber, E. 2002. Repeated crustal thickening and recycling during the Andean orogeny in north Chile (21°–26°S). *Journal of Geophysical Research* 107: ECV 6-1 – 6-6. <https://dx.doi.org/10.1029/2001JB000328>.
- Hastie, A., Kerr, A., Pearce, J. y Mitchell, S. 2007. Classification of altered island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th – Co discrimination diagram. *Journal of Petrology* 48: 2341 – 2357.
- Hastie, W., Watkeys, M. y Aubourg, C. 2014. Magma Flow in dyke swarms of the Karoo LIP: Implications for the mantle plume hypothesis. *Gondwana Research* 25: 736–755. <https://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.08.010>.
- Hauser, N., Cabaleri, N., Gallego, O., Monferran, M., Silva Nieto, D., Armella, C., Matteini, M., Aparicio González, P., Pimentel, M., Volkheimer, W. y Reimold, W. 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.
- Heaney, P., Veblen, D. y Post, J. 1994. Structural disparities between chalcedony and macrocrystalline quartz. *American Mineralogist* 79: 452-460.
- Hechem, J. y Homovc, J. 1988. Facies y paleoambientes volcanoclasticos en el Nesocratón del Deseado. *Boletín de Informaciones Petroleras* 16: 2-23.
- Herbst, R. 1965. La flora fósil de la Formación Roca Blanca (Prov. de Santa Cruz-Patagonia), con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Opera Lilloana* 12: 1-102.
- Herbst, R. 1968. Las floras Liásicas Argentinas con consideraciones estratigráficas. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas: 145–162. Comodoro Rivadavia. Argentina.
- Heredia, N., García-Sansegundo, J., Gallastegui, G., Farías, P., Giacosa, R., Hongn, F., Tubía, J.M., Alonso, J.L., Busquets, P., Charrier, R., Clariana, P., Colombo, F., Cuesta, A., Gallastegui, J., Giambiagi, L., González-Menéndez, L., Limarino, C., Martín-González, F., Pedreira, D., Quintana, L., Rodríguez-Fernández, L. R., Rubio-Ordóñez, A., Seggiaro, R. E., Serra-Varela, S., Spalletti, L., Cardó, R., Ramos, V. A. 2016. Evolución Geodinámica de los Andes argentino-chilenos y la Península Antártica durante el Neoproterozoico tardío y el Paleozoico. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* 36: 237-278.

- Heredia, N., García-Sanseguendo, J., Gallastegui, G., Farías, P., Giacosa, R., Hongn, F., Tubía, J.M., Alonso, J.L., Busquets, P., Charrier, R., Clariana, P., Colombo, F., Cuesta, A., Gallastegui, J., Giambiagi, L., González-Menéndez, L., Limarino, C., Martín-González, F., Pedreira, D., Quintana, L., Rodríguez-Fernández, L. R., Rubio-Ordóñez, A., Seggiaro, R. E., Serra-Varela, S., Spalletti, L., Cardó, R., Ramos, V. A. 2018. The Pre-Andean phases of construction of the Southern Andes basement in Neoproterozoic-Paleozoic times. En: Folguera, A., Contreras Reyes, E., Heredia, N., Encinas, A., Oliveros, V., Dávila, F., Collo, G., Alvarez, O., Naipauer, M. (Eds.), *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, Springer International Publishing, 564 pp.
- Hervé, F. 1992. Estado actual del conocimiento del metamorfismo y plutonismo en la península Antártica al norte de los 65° S y el archipiélago de las Shetland del Sur: revisión y problemas. En: J. López -Martínez (Ed.), *Geología de la Antártida Occidental. 3° Congreso Geológico de España y 8° Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios T 3: 19-31*. Salamanca. España.
- Hervé, F. y Mpodozis, C. 2005. The western Patagonia terrane collage: new facts and some thought-provoking possibilities. En: Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D. (Eds.), *Geological and Biological Heritage of Gondwana. Gondwana 12°: 199*.
- Hervé, F., Fanning, M., Calderón, M. y Mpodozis, C. 2014. Early Permian to Late Triassic batholiths of the Chilean Frontal Cordillera (28°-31°S): SHRIMP U-Pb zircon ages and Lu-Hf and O isotope systematics. *Lithos* 184-187: 436-446. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.10.018>.
- Hervé, F., Miller, H. y Pimpirev, C. 2006. Patagonia-Antarctica Connections before Gondwana Break-Up. En: Fütterer, D., Damaske, D., Kleinschmidt, G., Miller, H. y Tessensohn, F. (Eds.), *Antarctica: Contributions to global earth sciences*. Springer-Verlag: 217-228. Berlin, Heidelberg, New York.
- Hervé, F., Pankhurst, R., Fanning, M., Calderón, M. y Yaxley G. 2007. The South Patagonian batholith: 150 my of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97, 373-394.
- Hildreth, W. y Moorbath, S. 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00372365>.
- Hildreth, W., Fierstein, J., Godoy, E., Drake, R.E. y Singer, B. 1999. The Puelche Volcanic Field: extensive Pleistocene rhyolite lava flows in the Andes of central Chile. *Revista Geológica de Chile* 26 (2): 275-309. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV26n2-a08>.
- Hill, R. 1993. Mantle plumes and continental tectonics. *Lithos* 30: 193-206.
- Holohan, E., Troll, V., Walter, T., Münn, S., McDonnell, S. y Shipton, Z. 2005. Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144: 119-136.
- Homoc, J., Conforto, G., Lafourcade, P. y Chelotti, L., 1995. Fold Belt in the San Jorge Basin, Argentina: an Example of Tectonic inversion. En: Buchanan, J., Buchanan, P. (Eds.), *Basin Inversion*. Geological Society Special Publication: 235-248.
- Homoc, J.F., Constantini, L.A., 2001. Hydrocarbon exploration potential withintraplate shear-related depocenters, Deseado and San Julián basins, southern Argentina. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bul.* 85, 1795-1816.
- Honda, S., Orihashi, Y., Mibe, K., Motoki A., Sumino, H., Haller, M.J. 2006, Mantle wedge deformation by subducting and rotating slab and its possible implication: *Earth Planets Space* 58: 1087-1092.
- Hooper, P. 1994. The timing of crustal extension and the eruption of continental flood basalts. *Nature communications letters* 345.
- Hu, F., Ducea, M., Liu, S. y Chapman, J. 2017. Quantifying Crustal Thickness in Continental Collisional Belts: Global Perspective and a Geologic Application. *Nature Scientific Reports*. <https://dx.doi.org/10.1038/s41598-017-07849-7>.

- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A Guide To The Chemical Classification Of The Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Isles, D. y Rankin, L. 2013. Geological Interpretation of Aeromagnetic Data. *Geophysical Monograph Series*, 365 pp. Society of Exploration Geophysicists and Australian Society of Exploration Geophysicists. Australia.
- Jalfin G.A. y R. Herbst, 1995. La flora triásica del grupo El Tranquilo, provincia de Santa Cruz (Patagonia). *Estratigrafía. Ameghiniana (Rev. Asoc. Paleontol. Argent.)* 32(3): 211-229. Buenos Aires.
- Jokat, W., Boebel, T., König, M. y Meyer, U. 2003. Timing and geometry of LowerGondwana breakup. *Journal of Geophysical Research* 108 (B9), 2428. <https://dx.doi.org/10.1029/2002JB001802>.
- Jourdan, F., Bertrand, H., Féraud, G., Le Gall, B. y Watkeys, M. 2009. Lithospheric mantle evolution monitored by overlapping large igneous provinces: Case study in southern Africa. *Lithos* 107: 257-268. <https://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2008.10.011>.
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Kampunzu, A.B., Tshoso, G., Watkeys, M.K., LeGall, B. 2005. Karoo large igneous province: brevity, origin, and relation to mass extinction questioned by new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age data. *Geology* 33: 745-748, <https://dx.doi.org/10.1130/G21632.1>.
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M. y Renne, P. 2007. Distinct brief major events in the Karoo large igneous province clarified by new  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages on the Lesotho basalts. *Lithos* 98: 195-209.
- Jovic, S. 2009. Geología y metalogénesis de las mineralizaciones polimetálicas del área El Tranquilo (Cerro León), sector central del Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata (Edupl), 287 pp. La Plata.
- Karlstrom, L., Lee, C. y Manga, M. 2014. The role of magmatically driven lithospheric thickening on arc front migration. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 15. <https://dx.doi.org/10.1002/2014GC005355>.
- Kay, R. W. 1978. Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 117-132.
- Kay, R. W. y Kay, S. M. 1991. Creation and destruction of lower continental crust. *Gelogische Rundschau* 80/2: 259-278.
- Kay, S. M., Godoy, E. y Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117 (1-2): 67-88.
- Kay, S. M., Gorrington, M. y Ramos, V.A. 2004. Magmatic Sources, Setting And Causes Of Eocene To Recent Patagonian Plateau Magmatism (36°s to 52° Latitude). *Revista De La Asociación Geológica Argentina* 59 (4): 556-568.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A. y Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subductions zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33°S). En: Harmon, R. S., and Rapela, C. W. (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper* 265.
- Kay, S. M., Ramos, V., Mpodozis, C. y 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.
- Keidel, J. 1916. La geología de las sierras de la provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas del Cabo y los Andes. Ministerio de Agricultura de la Nación, Dirección de Geología, Mineralogía y Minería, *Anales* 9: 5-77.
- Kilburn, C., De Natale, G. y Carlino, S. 2017. Progressive approach to eruption at Campi Flegrei caldera in southern Italy. *Nature Communications* 8:15312. <http://dx.doi.org/10.1038/ncomms15312>.

- Kincaid, C., Druken, D., Griffiths, R. y Stegman, D. 2013. Bifurcation of the Yellowstone plume driven by subduction-induced mantle flow. *Nature Geoscience Letters*. <http://dx.doi.org/10.1038/NGEO1774>.
- Komuro, H., Fujita, Y. y Kodama, K. 1984. Numerical and experimental models on the formation mechanism of collapse basins during the Green Tuff orogenesis of Japan. *Bulletin of Volcanology* 47: 649–666.
- Koptev, A., Burov, E., Gerya, T., Le Pourhiet, L., Leroy, S., Calais, E. y Jolivet, L. 2017. Plume-induced continental rifting and break-up in ultra-slow extension context: Insights from 3D numerical modeling. *Tectonophysics*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.025>.
- Kusky, T., Windley, B., Wang, L., Wang, Z., Li, X. y Zhu, P. 2014. Flat slab subduction, trench suction, and craton destruction: Comparison of the North China, Wyoming, and Brazilian cratons. *Tectonophysics* 630: 208-221. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.028>.
- Labails, C., Olivet, J.L., Aslanian, D. y Roest, W. 2010. An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 297: 355-368.
- Lagorio, S., Busteros, A., Silva Nieto, D. y Giacosa, R. 2015. Nuevas edades U-Pb en granitoides del Batolito de la Patagonia Central, Gastre, Provincia del Chubut (República Argentina). 14° Congreso Geológico Chileno, Actas: 874-877.
- Lavallée, Y., Stix, J., Kennedy, B., Richer, M. y Longpré, M. 2004. Caldera subsidence in areas of variable topographic relief: results from analogue modeling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129: 219–236.
- 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.
- Leanza, A.F. 1958. Geología Regional. En: *La Argentina Suma de Geografía* 1: 217-349. Ed. Peuser, Buenos Aires.
- Leanza, H.A., 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 11: 145–184.
- Leat, P., Flowerdew, M., Riley, T., Whitehouse, M., Scarrow, J. y Millar, I. 2009. Zircon U–Pb dating of Mesozoic volcanic and tectonic events in north-west Palmer Land and south-west Graham Land,, Antarctica. *Antarctic Science* 21: 633–641.
- Leat, P., Scarrow, J. y Millar, I. 1995. On the Antarctic Paninsula batholith. *Geological Magazine* 132: 399-412. <https://doi.org/10.1017/S0016756800021464>.
- Legarreta, L. y Uliana, M. 1994. Asociaciones fósiles y hiatos en el supracretácico-neógeno de Patagonia, Argentina: una perspectiva estratigráfica secuencial. *Ameghiniana* 31(3): 257-281.
- Lema, H., Busteros, A., Giacosa, R. y Cucchi, R. 2008. Geología del Complejo Volcánico Los Menucos en el área tipo. Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 3-13.
- Lesta, P. 1969. Algunas comprobaciones en la geología de la Patagonia. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Anales 2: 187-194. Mendoza.
- Lesta, P., Ferello, R. 1972. Región Extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz. En: Leanza, A., (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 602–687. Córdoba.
- Lesta, P.J. 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas: 251–289. Buenos Aires.
- Lipman, P. 1976. Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado. *Geological Society of America, Bulletin* 87 (10): 1397-1410.

- Lipman, P. W. 1997. Subsidence of ash-flow calderas: Relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology* 59: 198-218.
- Lipman, P. W. 2000. Calderas. En: Sigurdsson, H. (Ed.), *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press: 643-662.
- Liu, H.Q., Xu, Y.G., Tian, Wei, Zhong, Y.T., Mundil, R., Li, X.H., Yang, Y.H, Luo, Z.Y. Y Shan-Guan S.M. 2014. Origin Of Two Types Of Rhyolites In The Tarim Large Igneous Province: Consequences Of Incubation And Melting Of A Mantle Plume. *Lithos* 204: 59-72.
- Llambías, E., Varela, R., Basei, M., Sato, A. 2002. Deformación y metamorfismo Neopaleozoico en Yaminué, Macizo Norpatagónico (40°50'S, 67°40'W): su relación con la Fase Orogénica San Rafael y el arco de las Gondwánides. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas: Artículo 153. 6 pp.
- Lock, B. 1980. Flat-plate subduction and the Cape Fold Belt of South Africa. *Geology* 8: 35-39.
- Lofgren, G. 1971a. Experimentally Produced Devitrification Textures in Natural Rhyolitic Glass. *Geological Society of America Bulletin* 83: 111-125.
- Lofgren, G. 1971b. Spherulitic Textures in Glassy and Crystalline Rocks. *Journal of Geophysical Research* 76: 5635-5648.
- López de Luchi, M. y Rapalini, A. 2002. Middle Jurassic dyke swarms in the North Patagonian Massif: the Lonco Trapial Formation in the Sierra de Mamil Choique, Río Negro province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 625-641.
- López, R. 2006. Estudio geológico-metalogenético del área oriental al curso medio del Río Pinturas, sector noroeste del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Tesis Doctoral Universidad Nacional de la Pata (inédita), 226 pp. La Plata.
- Lucassen, F., Trumbull, R., Franz, G., Creixell, C., Vásquez, P., Romer, R. y Figueroa, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36–41°S). *Journal of South American Earth Sciences* 17: 103-119. <https://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2004.04.002>.
- Macdonald, G. A. 1953. Pahoehoe, aa, and block lava. *American Journal of Science* 251: 169-191.
- Malkowski, M.A., Grove, M. y Graham, S.A. 2015. Unzipping the Patagonian Andes—long-lived influence of rifting history on foreland basin evolution. *Lithosphere* 8: 23–28. <http://dx.doi.org/10.1130/L489.1>.
- Maloney, K., Clarke, G., Klepeis, K. y Quevedo, L. 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: drivers and the geological record. *Tectonics* 32: 1049–1065, <http://dx.doi.org/10.1002/tect.20067>.
- Mamani, M., Wörner, G. y Sempere, T. 2010. Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S): Tracing crustal thickening and magma generation through time and space. *Geological Society of America Bulletin* 122: 162-182. <https://dx.doi.org/10.1130/B26538.1>.
- Manville, V., Németh, K. y Kano, K. 2009. Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology* 220: 136-161.
- Maro, G. y Remesal, M. 2012. El volcanismo bimodal del volcán Cerro Corona, alta sierra de Somún Curá, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 142-151.
- Márquez, M. 1993. El plutonismo Mesozoico en el Macizo del Deseado y su vinculación con mineralización tipo cobre diseminado, Prov. de Santa Cruz, Argentina. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I. H. ½*: 115-132.
- Márquez, M. y Navarrete, C. 2015. Deformaciones contraccionales previas al Cretácico Superior en la Patagonia Central Argentina. 16° Reunión de Tectónica, Actas: 140-141. General Roca. Argentina.

- Márquez, M. y Panza, J.L., 1986. Hallazgo de basamento ígneo-metamórfico en el Bajo de La Leona (Dpto. Deseado, provincia de Santa Cruz). *Revista Asociación Geológica Argentina* 41 (1–2): 206–209.
- Márquez, M., Massafiero, G., Fernández, M., Menegatti, N. y Navarrete, C. 2011. El centro volcánico Sierra Grande: caracterización petrográfica y geoquímica del magmatismo extensional liásico, Noreste de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68(4): 555-570.
- Márquez, M., Navarrete, C. 2011. La tectónica compresiva pre-Aptiana-Albiana en la sierra de Pichiñanes, Chubut, Argentina. 18° Congreso Geológico Argentino, Actas: 105–106.
- Márquez, M., Zubia, M., Giacosa, R., Trevisol, S., Fernández, M. y 2016. Características geológicas y metalogenéticas del Depósito Navidad (Ag-Pb-Zn-C) Macizo Somún Curá, Chubut, Argentina. Instituto de Recursos Geológicos Mineros, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín N°40, Buenos Aires, 50pp.
- Marsh, J., Hooper, P., Rehacek, J., Duncan, R. y Duncan, A. 1997. Stratigraphy and Age of Karoo Basalts of Lesotho and Implications for Correlations Within the Karoo Igneous Province. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph* 100: 247-271.
- Marshall, L. y Pascual, R. 1978. Una escala temporal radiométrica preliminar de las Edades -mamífero del Cenozoico medio y tardío sudamericano. *Obra del Centenario del Museo de La Plata* 5: 11-28.
- Marshall, L., Pascual, R., Curtis, G. y Drake, R. 1977. South American Geochronology: Radiometric time-scale for Middle to Late Tertiary Mammal-bearing Horizons in Patagonia. *Science* 195: 1325-1328.
- Martí, J., Ablay, G., Redshaw, L., Sparks, R. 1994. Experimental studies of collapse calderas. *Journal of the Geological Society, London*, 151: 919–929.
- Martí, J., Geyer, A. y Folch, A. 2009. A genetic classification of collapse calderas based on field studies, and analogue and theoretical modelling. En: Thordarson, T., Self, T., Larse, G., Rowland, S. y Hoskuldsson, A. (Eds.) *Studies in Volcanology: The Legacy of George Walker*. Special Publications of IAVCEI Geological Society, London, 2: 249-266.
- Martin, H. 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46 (3): 411–429.
- Martin, H., Smithies, R., Rapp, R., Moyen, J., Champion, D. 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1–24.
- Martin, M., Kato, T., Rodriguez, C., Godoy, E., Duhart, P., McDonough, M. y Campos, A. 1999. Evolution of the late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south central Chile (38°-41°S): Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics* 18: 582-605.
- McArthur, A., Cas, R. y Orton, G. 1998. Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bulletin of Volcanology* 60: 260-285.
- McDonough, W.F. y Sun, S.S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.
- McInerney, P., Guillen, A., Courrioux, G., Calcagno, P. y Lees, T. 2005. Building 3D geological models directly from data? A new approach applied to Broken Jill, Australia. *Digital Mapping Techniques, Workshop*. Baton Rouge.
- McPhie, J., Doyle, M., Allen, R. 1993. *Volcanic Textures: a Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks*. University of Tasmania Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, Hobart. 198 pp.
- Mège, D. y Ernst, R. 2001. Contractual effects of mantle plumes on Earth, Mars, and Venus. En: Ernst, R.E. y Buchan, K.L. (Eds.), *Mantle Plumes: Their Identification Through Time*. Geological Society of America Special Paper 352: 103–140. Boulder, Colorado.

- Mériaux, C., Duarte, J., Duarte, S., Schellart, W., Chen, Z., Rosas, F., Mata, J. y Terrinha, P. 2015. Capture of the Canary mantle plume material by the Gibraltar arc mantle wedge during slab rollback. *Geophysical Journal International* 201: 1717-1721. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggv120>.
- Mériaux, C., Mériaux, A., Schellart, W., Duarte, J., Duarte, S. y Chen, Z. 2016. Mantle plumes in the vicinity of subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 454: 166-177. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.001>.
- Mescua, J.F., Giambiagi, L.B. y Bechis, F. 2008. Evidencias de tectónica extensional en el Jurásico tardío (Kimeridgiano) del suroeste de la Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 512-519.
- Miall, A. D. 2006. *The geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology.* Springer, 4ª edición, 582 pp.
- Milani, E. y de Wit, M. 2008. Correlations between the classic Paraná and Cape-Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. En: Pankhurst, R., Trouw, R., Brito Neves, B. y de Wit, M. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region.* Geological Society, London, Special Publications, 294: 319-342.
- Millar, I., Pankhurst, R. y Fanning, M. 2002. Basement chronology of the Antarctic Peninsula: recurrent magmatism and anatexis in the Palaeozoic Gondwana Margin. *Journal of the Geological Society, London*, 159: 145-157.
- Miller, C., McDowell, S. y Mapes R. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology* 31 (6): 289-532.
- Milner, D., Cole, J. y Wood, C. 2002. Asymmetric, multiple-block collapse at Rotorua Caldera, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Bulletin of Volcanology* 64: 134-149. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-001-0191-0>.
- Molnar, P., Freedman, D. y Shid, J. 1979. Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere. *Royal Astronomical Society Geophysical Journal* 56: 41-54.
- Moore, I. y Kokelaar, P. 1997. Tectonic influences in piecemeal caldera collapse at Glencoe Volcano, Scotland. *Journal of Geological Society, London*, 154: 765-768.
- Moore, I. y Kokelaar, P. 1998. Tectonically controlled piecemeal caldera collapse: a case study of Glencoe volcano, Scotland. *Geological Society of America Bulletin* 110: 1448-1466.
- Moreira, P. 2005. *Geología y Metalogénesis del Prospecto La Josefina, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz.* Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (inédita), 360 pp., La Plata.
- Moreira, P., Fernández, R., Hervé, F. y Fanning, C.M. 2007. U-Pb (SHRIMP) ages from detrital zircons of La Modesta Formation, Deseado Massif, Argentina. *GEOSUR 2007, An international Geological Congress on the Southern Hemisphere, Actas 1*: 104. Chile.
- Moreira, P., González, P., Fernández, R., Echeveste, H., Schalamuk, I. y Etcheverry, R. 2005. El basamento de bajo grado de las Estancias La Modesta y La Josefina, Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 49-63.
- Mosquera, A. y Ramos, V. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic View from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat).* Geological Society of America Special Paper 407: 97-123. [http://dx.doi.org/10.1130/2006.2407\(05\)](http://dx.doi.org/10.1130/2006.2407(05)).
- Moyen, J. 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the "adakitic signature". *Lithos* 112: 556-574.

- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 481–497.
- Mukasa, S. y Dalziel, I. 2000. Marie Byrd Land, West Antarctica: Evolution of Gondwana's Pacific margin constrained by zircon U-Pb geochronology and feldspar common-Pb isotopic compositions. *Geological Society of America Bulletin* 112 (4): 611-627.
- Müller, D.R., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K.T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J., Cannon, J. 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2016 (44): 107–138. <https://dx.doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012211>.
- Mundula, F., Cioni, R. y Rizzo Roberto. 2009. A simplified scheme for the description of textural features in Welded Ignimbrites: the example of San Pietro Island (Sardinia, Italy). *Italian Journal of Geosciences* 128 (3): 615-627. <https://dx.doi.org/0.3301/IJG.2009.128.3.615>.
- Munteanu, I., Willingshofer, E., Sokoutis, D., Matenco, L., Dinu, C. y Cloetingh, S. 2013. Transfer of deformation in back-arc basins with a laterally variable rheology: constraints from analogue modelling of the Balkanides-Western Black Sea inversion. *Tectonophysics* 602: 223–236. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.009>.
- Murcia, H., Borrero, C., Pardo, N., Alvarado, G., Arnosio, M. y Scolamacchia, T. 2013. Depósitos volcanoclásticos: términos y conceptos para una clasificación en español. *Revista Geológica de América Central* 48: 15-39.
- Murphy, M., Sparks, R., Barclay, J., Carroll, M. y Brewer, T. 2000. Remobilization of Andesite Magma by Intrusion of Mafic Magma at the Soufriere Hills Volcano, Montserrat, West Indies. *Journal of Petrology* 41 (1): 21-42.
- Naipauer, M., García, E., Marques, J., Tunik, M., Rojas, E., Vujovich, G., Pimentel, M., Ramos, V. 2012. Intraplate late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages. *Tectonophysics* 524–525, 59–75, <https://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2011.12.017>.
- Nakamura N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Navarrete, C., Gianni, G., Echaurren, A., Lince Kingler, F. y Folguera, A. 2016. Episodic Jurassic to Lower Cretaceous intraplate compression in Central Patagonia during Gondwana breakup. *Journal of Geodynamics* 102: 185-201.
- Nelson, S.T. y Montana, A. 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242- 1249.
- Orihashi, Y., Motoki, A., Haller, M., Sumino, H., Nagao, K., Hirata, D., Mibe, K., Honda, S., Jallowitzki, T., Iwamori, H., Anma, R. 2010, Petrogenesis of Somuncura plateau basalt in an extra back-arc province: Dehydration-induced melting of hydrous wadsleyite beneath northern Patagonia. *The Meeting of the Americas, Foz do Iguazu, Brasil*.
- Pángaro, F., Ramos, V. y Pazos, P. 2015. The Hesperides basin: a continental-scale upper Palaeozoic to Triassic basin in southern Gondwana. *Basin Research*: 1-27. <https://dx.doi.org/10.1111/bre.12126>.
- Pankhurst, R., Leat, P., Sruoga, P., Rapela, C., Márquez, M., Storey, B., Riley, T. 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 81:113–136. [https://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00070-X](https://dx.doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00070-X).
- Pankhurst, R., Millar, I., Grunow, A. y Storey, B. 1993a. The Pre-Cenozoic Magmatic History of the Thurston Island Crustal Block, West Antarctica. *Journal of Geophysical Research* 98 (B7): 11,835-11,849.

- Pankhurst, R., Rapela, C. y Márquez, M. 1993b. Geocronología y petrogénesis de los granitoides Jurásicos del noroeste del Macizo del Deseado. 12° Congreso Geológico Argentina. Actas 4, 134–141. Mendoza.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Fanning, M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews* 76: 235-257.
- Pankhurst, R., Rapela, C., Loske, W., Márquez, M. y Fanning, C. 2003. Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16 (1): 27–44.
- Pankhurst, R., Riley, T.R., Fanning, C.M. y Kelley, S. 2000. Episodic silicic volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: chronology of magmatism associated with the break-up of Gondwana. *Journal of Petrology* 41: 605–625, <https://dx.doi.org/10.1093/petrology/41.5.605>.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. 1995. Production Of Jurassic Rhyolite By Anatexis of the Lower Crust Of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters* 134: 23–36, [https://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(95\)00103-J](https://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(95)00103-J).
- Panza, J. 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e, Gobernador Moyano y 54e Cerro Vanguardia, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, (inédito), 197 pp., Buenos Aires.
- Panza, J. L., Genini, A. y Franchi, M. 2005. Hoja Geológica 4769-IV escala 1:250.000 Monumento Natural Bosques Petrificados. Servicio Geológico y Minero Argentino, 112 pp. Buenos Aires.
- Panza, J. y De Barrio, R. 1989. Descripción geológica de las Hojas 56f Cordón Alto y 56g Puerto San Julián, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 155 pp. (Inédito). Buenos Aires.
- Panza, J., Márquez, M. y Godeas, M. 1995. Hoja Geológica 4966 - I y II Bahía Laura, provincia de Santa Cruz. Dirección Nacional del Servicio Geológico. 83 pp., Buenos Aires.
- Panza, J.L. Zubia, M., Genini, A. y Godeas, M. 1994. Hoja Geológica 4969-II, Tres Cerros, escala 1:250.000. Servicio Geológico-Minero Argentino. Boletín 213: 103 pp. Buenos Aires.
- Paredes, J.M., Plazibat, S., Crovetto, C., Stein, J., Cayo, E., Schiuma, A. 2013. Fault kinematics and depocenter evolution of oil-bearing, continental successions of the Mina del Carmen Formation (Albian) in the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 46: 63–79. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.05.002>.
- Passalia, M., Llorens, M., Césari, S., Limarino, C., Perez Loinaze, V. y Vera, E. 2016. Revised stratigraphic framework of the Cretaceous in the Bajo Grande área (Argentinean Patagonia) inferred from new U-Pb ages and palynology. *Cretaceous Research* 60: 152-166.
- Pearce, J. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100: 14-8. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.01>.
- Pearce, J.A., Harris, N. y Tindle, A. 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, A. y Taylor, S. 1976: Geochemistry of the Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, northern Turkey; *Contributions of Mineralogy and Petrology* 58: 63–81.
- Peñalva, G., Jovic, M., Chericoff, D., Guido, D. y Schalamuk, I. 2008. Cuerpos intrusivos asociados a las mineralizaciones polimetálicas del depósito Cerro León, área del Anticlinal El Tranquilo, Santa Cruz: Evidencias Geofísicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (1): 14-23.
- Perez Loinaze, V., Vera, E., Passalia, M., Llorens, M., Friedman, R. Limarino, C. y Césari, S. 2013. High-precision Ue-Pb zircon age from the Anfiteatro de Ticó Formation: Implications for the timing of the early angiosperm diversification in Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 48: 97-105.
- Pérez-Díaz, L. y Eagles, G. 2014. Constraining Atlantic growth with seafloor spreading data. *Tectonics* 33: 1848–1873. <https://dx.doi.org/10.1002/2014TC003644>.

- Perissoratis, C. 1995. The Santorini volcanic complex and its relation to the stratigraphy and structure of the Aegean arc, Greece. *Marine Geology* 128: 37-58.
- Peroni, G.O., Hegedus, A.G., Cerdan, J., Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1995. Hydrocarbon Accumulation in an inverted segment of the Andean Foreland: San Bernardo Belt, Central Patagonia. En: Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*: 403-419.
- Pezzi, E. 1970. Informe geológico zonas cerro Huemul y estancia la Josefina, Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (inédito): 157, 21. Buenos Aires.
- Pezzuchi, H. D. 1978. Estudio geológico de la zona de Ea. Dos Hermanos, Ea 25 de Marzo y adyacencias, Dpto. Deseado, Provincia de Santa Cruz. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Tesis Doctoral (inédita), La Plata.
- Pioli, L. y Rosi, M. 2005. Rheomorphic structures in a high-grade ignimbrite: The Nuraxi tuff, Sulcis volcanic district (SW Sardinia, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142: 11-28.
- Pistolesi, M., Isaia, R., Marianelli, P., Bertagnini, A., Fourmentraux, C., Albert, P., Tomlinson, E., Menzies, M., Rosi, M. y Sbrana, A. 2016. Simultaneous eruptions from multiple vents at Campi Flegrei (Italy) highlight new eruption processes at calderas. *Geology* 44 (6): 487-490. <https://doi.org/10.1130/G37870.1>.
- Pittari, A., Cas, R.A.F., Edgar, C.J., Nichols, H.J., Wolff, J.A., Martí, J. 2006. The influence of palaeotopography on facies architecture and pyroclastic flow processes of a lithic-rich ignimbrite in a high gradient setting: the Abrigo ignimbrite, Tenerife, Canary Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 152: 273-315.
- Pittari, A., Cas, R.A.F., Wolff, J.A., Nichols, H.J., Larson, P.B. y Martí, J. 2008. The use of lithic clast distributions in pyroclastic deposits to understand pre- and syn-caldera collapse processes: A case study of the Abrigo Ignimbrite, Tenerife, Canary Islands. En: Gottsman, J. y Martí, J. (Eds.), *Caldera volcanism: analysis, modelling and response*, *Developments in Volcanology* 10. Elsevier: 97-142. Amsterdam.
- Ploszkiewicz, J.V. 1987. Descripción Geológica De La Hoja 47c, Apeleg, Provincia Del Chubut. Dirección Nacional De Minería y Geología Boletín 204, 101 P., Buenos Aires.
- Pöthe de Baldis, D. 1982. Estudio palinológico de muestras correspondientes a la Hoja 54e. Servicio Geológico Nacional, Informe N° G1216 (inédito). Prov. de Santa Cruz. *Revista Museo de La Plata (nueva serie), Paleontología* 7(43): 1 194.
- Profeta, L., Ducea, M., Chapman, J., Paterson, S., Henriquez Gonzalez, S., Kirsch, M., Petrescu, L. y DeCelles, P. 2015. Quantifying crustal thickness over time in magmatic arcs. *Nature Scientific Reports*. <http://dx.doi.org/10.1038/srep17786>.
- Pysklywec, R. y Mitrovica, J. 1999. The Role of Subduction-Induced Subsidence in the Evolution of the Karo Basin. *The Journal of Geology* 107: 155-164.
- Quane, S.L. y Russell, J.K. 2005. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology* 67: 129-143.
- Raigemborn, M., Krause, M., Bellosi, E. y Matheos, S. 2010. Redefinición estratigráfica del Grupo Río Chico (Paleógeno Inferior), en el norte de la Cuenca del Golfo San Jorge. Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 239-256.
- Raimondo, T., Hand, M. y Collins, W.J. 2014. Compressional intracontinental orogens: ancient and modern perspectives. *Earth Science Reviews* 130: 128-153. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.11.009>.
- Ramírez de Arellano, C., Putlitz, B., Müntener, O. y Ovtcharova, M. 2012. High precision U/Pb zircon dating of the Chaltén Plutonic Complex (Cerro Fitz Roy, Patagonia) and its relationship to arc migration in the southernmost Andes. *Tectonics* 31: TC4009. <https://dx.doi.org/10.1029/2011TC003048>.

- Ramos, V. A. 1984. Patagonia: Un continente paleozoico a la deriva? 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311–325.
- Ramos, V. A. 1986. Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South African Phanerozoic Basins by H. de la R. Winter, discussion. *Transactions Geological Society South Africa* 87 (2): 169–179.
- Ramos, V. A. 2008. Patagonia: a paleozoic conetinent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26: 235-251.
- Ramos, V. A. y Kay, S.M. 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. *Tectonophysics* 205: 261-282.
- Ramos, V. A. y Naipauer, M. 2014. Patagonia: where does it come from? *Journal of Iberian Geology* 40 (2): 367-379. [http://dx.doi.org/10.5209/rev\\_JIGE.2014.v40.n2.45304](http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2014.v40.n2.45304).
- Ramos, V. A., Cristallini, E. y Pérez, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Rapela, C. W. y Pankhurst, R. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. En: Storey, B., Alabaster, T. y Pankhurst, R. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society Special Publications 68: 209-220.
- Rapela, C. W., Días, G., Franzese, J., Alonso, G. y Benvenuto, A. 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile* 18 (2): 121-138.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J. 1996. Monzonite Suites: The Innermost Cordilleran Plutonism of Patagonia. *Transactions Of The Royal Society Of Edinburgh. Earth Sciences* 87: 193-203.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R. J. y Harrison, S. M. 1992. Triassic “Gondwana” granites of the Gastre district, North Patagonian Massif. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 83: 291-304.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M. y Hervé, F. 2005. “Pacific subduction coeval with the Karoo mantle plume: the Early Jurassic Subcordilleran Belt of northwestern Patagonia”. En: Vaughan, A. P. M., Leat, P. T. & Pankhurst, R. J. (Eds.): *Terrane Accretion Processes at the Pacific Margin of Gondwana*. Geological Society, (London, Special Publication 246: 217-239.
- Reich, M., Parada, M., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F. y Lehman, B. 2003. Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los Pelambres giant porphyry copper deposit in the Andes of central Chile: metallogenic implications. *Mineralium Deposita* 38: 876-885.
- Reimer, W., Miller, H. y Mehl, H. 1996. Mesozoic and Cenozoic palaeo-stress field of the South Patagonian Massif deduced from structural and remote sensing data. En: Storey, B.C., King, E.C., Livermore, R.A. (Eds.), *Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up*. Geological Society of London, Special Publications 108: 73-85. London.
- Riehle, J. R. 2015. Relations between thermal history and secondary structures of ignimbrites exclusive of rheomorphism. *Geosphere* 11 (3): 572-605. <https://doi.org/10.1130/GES01089.1>
- Riley, T., Flowerdew, M. y Whitehouse, M. 2012. U-Pb ion-microprobe zircon geochronology from the basement inliers of eastern Graham Land, Antarctic Peninsula *Journal of the Geological Society, London*, 169-381-393.
- Riley, T., Flowerdew, M., Pankhurst, R., Curtis, M., Millar, I., Fanning, M. y Whitehouse, M. 2016. *Journal of the Geological Society, London*. <https://dx.doi.org/doi:10.1144/jgs2016-053>.
- Riley, T., Knight, K.B. 2001. Age of pre-break-up Gondwana magmatism. *Antarctic Science* 13 (2): 99–110, <http://dx.doi.org/10.1017/S0954102001000177>.

- Riley, T., Leat, P., Pankhurst, R. y Harris, C. 2001. Origins of large volume rhyolitic volcanism in the Antarctic Peninsula and Patagonia by crustal melting. *Journal of Petrology* 42: 1043–1065, <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/42.6.1043>.
- Roche, O. y Druitt, T.H. 2001. Onset of caldera collapse during ignimbrite eruptions. *Earth and Planetary Science Letters* 191: 191–202.
- Roche, O., Druitt, T. y Merle, O. 2000. Experimental study of caldera formation. *Journal of Geophysical Research* 105: 395-416.
- Rocher, S. y Vallecillo, G. 2014. Mecanismos eruptivos y procesos depositacionales del Grupo Choiyoi en el área de Las Caletas, Cordillera Frontal de San Juan, Argentina. *Andean Geology* 41 (3): 589-625.
- Rocher, S., Abarzúa, F., Tapia Baldis, C. y López, G. 2015. Volcanism of the Triassic Cuyo Basin in the Callingasta-Barreal Valley, Western Argentina. *Acta Lilloana* 28.
- Rollinson, H. 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson Education Limited. 352 pp. Malaysia.
- Ruiz, R. 2012. Geología y mineralizaciones del sector sudoccidental del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, (inédita), 314 pp. La Plata.
- Ruiz, R., Páez, G., Guido, D. y Schalamuk, E. 2008. Ambiente volcánico y mineralizaciones del área Cerro 1° de Abril, sector sudoccidental del Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas: 897-898. Jujuy.
- Ruiz, R., Páez, G., Guido, D., Jovic, S. y Schalamuk, E. 2011. La caldera Cerro 1° de Abril: evolución geológica e implicancias en el estilo eruptivo del volcanismo jurásico del Macizo del Deseado. 18° Congreso Geológico Argentino. Neuquén.
- Sagripanti, L., Rojas Vera, E., Gianni, G., Folguera, A., Harvey, J., Farías, M. y Ramos, V. 2015. Neotectonic reactivation of the western section of the Malargüe fold and thrust belt (Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes). *Geomorphology* 232: 164-181.
- Salani, F. y Chernicoff, C. 2017. Calderas jurásicas asociadas a las volcanitas de la Formación Chon Aike en las inmediaciones del Puesto Salado, sector oriental de la Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. Geoacta* 42 (1): 63-72.
- Sandiford, M. y McLaren, S. 2002. Tectonic feedback and the ordering of heat producing elements within the continental lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 204: 133–150. [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00958-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00958-5).
- Sarocchi, D. 2007. Estudio sedimentológico del depósito de flujo de bloques y ceniza del 17 de Julio de 1999 en el Volcán Colima. *Monografías del Instituto de Geofísica/11*. Universidad Nacional Autónoma de México, 95 pp.
- Sato, A., Llambías, E., Basei, M. y Castro, C. 2015. Three stages in the Late Paleozoic to Triassic magmatism of southwestern Gondwana, and the relationships with the volcanogenic events in coeval basins. *Journal of South American Earth Sciences* 63: 48-69.
- Sato, A., Llambías, E., Basei, M. y Leanza, H. 2008. The Permian Choiyoi cycle in Cordillera del Viento (Principal Cordillera, Argentina): over 25 Ma of magmatic activity. 6° South American Symposium on Isotope Geology. Actas: 4. Buenos Aires.
- Sato, H., Fujii, T. y Nakada, S. 1992. Crumbling of dacite dome lava and generation of pyroclastic flows at Unzen volcano. *Nature* 360: 664-666.

- Schalamuk, I., Zubia, M., Genini, A. y Fernández, M. 1997. Jurassic epithermal Au-Ag deposits of Patagonia, Argentina. *Ore Geology Reviews* 12: 173-186. Special Publication 108, 73-85 pp., London. <https://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1996.108.01.06>.
- Schellart, W.P. 2008. Overriding plate shortening and extension above subduction zones: a parametric study to explain formation of the Andes Mountains. *Geological Society of America Bulletin* 120 (11-12): 1441-1454. <http://dx.doi.org/10.1130/B26360.1>.
- Schmincke, H. y van den Bogaard, P. 1991. Tephra Layers and Tephra Events. En: Einsele *et al.* (Eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer. Berlin.
- Sciutto, J.C., Césari, O. y Iantanos, N. 2008. Hoja Geológica 4569-IV, Escalante, provincia del Chubut. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 351, 76 pp., Buenos Aires.
- Seaman, S., Darby Dyar, M. y Marinkovic, N. 2009. The effects of heterogeneity in magma water concentration on the development of flow banding and spherulites in rhyolitic lava. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 183: 157-169.
- SEGEMAR, 1968. Levantamiento aeromagnético analógico: digitalización, reprocesamiento y edición. Bloque Santa Cruz 1968.
- SEGEMAR, 1998. Levantamiento geofísico aéreo (magnetometría y espectrometría de rayos gamma) Bloque macizo del Deseado. Datos digitales. Servicio Geológico-Minero Argentino.
- Seilacher, A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13: 155-159.
- Seton, M., Müller, R., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S. y Chandler, M. 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth and Science Reviews* 113: 212-270.
- Seville, J., Silomon-Pflug, H. y Knight, P. 1998. Modelling of sintering in high temperature gas fluidization. *Powder Technology* 97: 160-169.
- Shand, S.J. 1943. *The eruptive rocks*: 2nd edition, John Wiley, 444 pp. New York.
- Shanmugan, G. 2016. The seismite problema. *Journal of Palaeogeography* 5 (4): 318-362.
- Simpson, G. 1941. The Eogene of Patagonia. *American Museum, Novitates* 1120: 1-16.
- Sosson, M., Bourgois, J. y Mercier de Lépinay, B. 1994. SeaBeam and deep-sea submersible Nautilite surveys in the Chiclayo canyon off Peru (7°S): Subsidence and subduction-erosion of an Andean type convergent margin since Pliocene times. *Marine Geology* 118: 237-256.
- Sparks, R., Francis, P., Hamer, R., Pankhurst, R., O'Callaghan, L., Thorpe, R. y Page, R. 1985. Ignimbrites of the Cerro Galan Caldera, NW Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 24: 205-248.
- Spencer, C., Roberts, N. y Santosh, M. 2017. Growth, destruction, and preservation of Earth's continental crust. *Earth-Science Reviews* 172: 87-106. <https://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.013>.
- Sruoga, P. 1989. Estudio petrológico del plateau ignimbrítico jurásico a los 47° 30' de latitud sur. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, (inédito), 400 pp. La Plata.
- Sruoga, P. 1994. El Complejo Caldera La Peligrosa. Cordillera Patagónica Austral (47° 15' S). 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1219-1223, Concepción.
- Sruoga, P. y Palma, M. 1986. Los domos riolíticos jurásicos de los Cerros Laciár, Moro, Baguales y La Pava, Departamento Deseado, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41 (3-4): 397-401

- Sruoga, P., Busteros, A., Giacosa, R., Martínez, H., Kleiman, L., Japas, M.S., Maloberti, A. y Gayone, M. 2008. Análisis litofacial y estructural del Complejo Volcánico Bahía Laura en el área El Dorado-Monserrat, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63: 653–664.
- Sruoga, P., Japas, M., Salani, F. y Kleiman, L. 2014. La Peligrosa caldera (47°15'S, 71°40'O): A key event during the Jurassic ignimbrite flare-up in Southern Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 269: 44-56.
- Sruoga, P., Japas, M., Salani, F., Kleiman, L. y Rubinstein, N. 2010. Caldera La Peligrosa (47°15'S, 71°40'O): un evento clave en la Provincia Silíceo Chon Aike. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66 (3): 368-379.
- Stern, C. 2011. Subduction erosion: Rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. *Gondwana Research* 20 (2-3): 284-308. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.03.006>.
- Stipanovic, P. y M. Bonetti, 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. II Floras doggerianas y málmicas. *Ameghiniana, Revista Asociación Paleontológica Argentina*, 7(2): 101-118.
- Stipanovic, P. y Methol, E. 1972. Macizo de Somun Cura. *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Stipanovic, P. y Reig, A. 1955. Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado "Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina", con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo. *Revista Asociación Geológica Argentina* 10 (4): 215-233.
- Storey, B. y Kyle, P. 1997. An active mantle mechanism for Gondwana breakup. *South African Journal of Geology* 100(4): 283–90.
- Storey, B., Alabaster, T., Pankhurst, R. y Wever, E. 1992. Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwanabreak-up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. En: Storey, B.C., Alabaster, T., Pankhurst, R.J. (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society. Special Publications 68: 149–163. <https://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.068.01.10>.
- Storey, B., Vaughan, A. y Riley, T. 2013. The links between large igneous provinces, continental break-up and environmental change: evidence reviewed from Antarctica. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal of Edinburgh* 105: 17-30. <https://dx.doi.org/10.1017/S175569101300011X>.
- Suárez, M. y De la Cruz, R. 1997. Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 266-270.
- Suárez, M. y Márquez, M. 2007. A toarcian back-arc basin of Central Patagonia (Chubut) Argentina: middle jurassic closure, arc migration and tectonic setting. *Rev. Geol. Chile* 34, 63–79, <https://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082007000100004>.
- Suárez, M., Fanning, M., Etchart, H. y de la Cruz, R. 2008. Carboniferous, Permian and Toarcian Magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: First U-Pb shrimp dates and tectonic implications. 17° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 906-907.
- Suárez, M., Márquez, M., De La Cruz, R. y Fanning, M. 2009. Aptian-Albian Subaerial Volcanic Rocks in Central Patagonia: Divisadero and Chubut Groups. 12° Congreso Geológico Chileno, Actas: 1–4.
- Suárez, M., Márquez, M., De La Cruz, R., Navarrete, C. y Fanning, M. 2014. Cenomanian-? Lower turonian minimum age of the Chubut group, Argentina: SHRIMP U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences* 50: 67–74. <https://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2013.10.008>.
- Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D. y Sarocchi, D. 2014. Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 283: 36-65.

- Suzuki-Kamata, K. 1988. The ground layer of Ata pyroclastic flow deposit, southwestern Japan - evidence for the capture of lithic fragments. *Bulletin of Volcanology* 50: 119–129.
- Svensen, H., Corfu, F., Polteau, S., Hammer, O. y Planke, S. 2012. Rapid magma emplacement in the Karoo large igneous province. *Earth Planetary Science Letters* 325-326: 1–9.
- Tassara, S., González-Jiménez, J., Reich, M., Schilling, M., Morata, D., Begg, Graham., Saunders, E., Griffin, W., O'Reilly, S., Grégori, M., Barra, F. y Corgne, A. 2017. Plume-subduction interaction forms large auriferous provinces. *Nature Communications*. <https://dx.doi.org/10.1038/s41467-017-00821-z>.
- Tatsumi, Y. y Eggins, S. 1995. *Subduction Zone Magmatism: Cambridge, Massachusetts, Blackwell Science, 211 pp.*
- Thompson, A.B., Schulmann, K., Jezek, J. y Tolar, V. 2001. Thermally softened continental extensional zones (arcs and rifts) as precursors to thickened orogenic belts. *Tectonophysics* 332: 115–141. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00252-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00252-3).
- Thompson, R., Morrison, M., Hendry, G. y Parry, S. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. Royal Society London A* 310: 549-590.
- Thomson, M. 1975. New palaeontological and lithological observations on the Legoupil Formation, north-west Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin* 41-42: 169-185.
- Thomson, S. y Hervé, F. 2002. New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile. *Revista de la Asociación Geológica de Chile* 29 (2) :255–271.
- Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F. 1997. Paleomagnetismo y fábrica magnética en afloramientos cercanos a las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires (López Lecube y González Chaves). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52: 419-432.
- Tormey, D., Frey, F. y López Escobar, L. 1989. Geologic history of the active Azufre-Planchon-Peteroa volcanic center (35°15'S, southern Andes), with implications for the development of compositional gaps. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44: 420-430.
- Treuil, M. y Joron, J.L. 1975. Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale Medioatlantique. *Soc. Ital. Mineral. Petr., Milano*, 31(1): 125-174.
- Tsuchiyama, A. 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside–albite–anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89, 1–16.
- Uliana M. y Biddle K. 1987. Permian to Late Cenozoic evolution of northern Patagonia, main tectonic events, magmatic activity, and depositional trends. En McKenzie (Ed.), *Gondwana six: structure, tectonics and geophysics*. AGU Geophysical Monograph 40: 271-286.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T., Phelps, D.W. Y Gust, D.A. 1985. Significado Del Vulcanismo Y Extensión Mesojurásicos En El Extremo Meridional De Sudamérica. *Revista De La Asociación Geológica Argentina* 40 (3-4): 231-253.
- van Zalinge, M., Cashman, K. y Sparks, R. 2018. Causes of fragmented crystals in ignimbrites: a case study of the Cardones ignimbrite, Northern Chile. *Bulletin of Volcanology* 80: 1-22. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1196-2>.
- Varela, R., Basei, M., Brito Neves, B., Sato, A., Teixeira, W., Cingolani, C., Siga, O. Jr. 1999. Isotopic study of igneous and metamorphic rocks of Comallo-Paso Flores, Rio Negro, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology, *Actas*: 148–151.
- Varela, R., Basei, M., Cingolani, C., Siga Jr., O., Passarelli, C. 2005. El Basamento Cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile* 32: 167–182.

- Varela, R., Pezzuchi, H.D., Genini, A.D. y Zubia, M.A. 1991. Dataciones en el Jurásico de rocas magmáticas del nordeste del Macizo del Deseado, Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46: 257–262.
- Vásquez, P. 2008. Late Triassic to Early Jurassic Plutonism in south Chile (34°-37°S): Its significance for the geodynamic evolution in the transition from Gondwana to Andean orogeny. von der Fakultät VI-planen Bauen Umwelt der Technischen Universität Berlin zur Erlangung des akademischen Grades. 142 pp. Berlin. Alemania.
- Vaughan, A. y Livermore, R. 2005. Episodicity of Mesozoic terrane accretion along the Pacific margin of Gondwana: implications for superplume-plate interactions. En: Vaughan, A., Leat, P. y Pankhurst, R (Eds.), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications 246: 143-178.
- Vaughan, A. y Storey, B. 2000. The eastern Palmer Land shear zone: a new terrane accretion model for the Mesozoic development of the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society, London*, 157: 1243-1256.
- Vázquez, P., Franz, G. y Frei, D 2006. Petrology of the late Triassic arfvedsonite-granitoid at La Estrella (Central Chile). 11° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 573-576.
- Vázquez, P., Glodny, J., Franz, G., Frei, D. y Romer, R. 2011. Early Mesozoic Plutonism of the Cordillera de la Costa (34°-37°S), Chile: Constraints on the Onset of the Andean Orogeny. *The Journal of Geology* 119: 159-184. <https://dx.doi.org/10.1086/658296>.
- Vázquez, P., Glodny, J., Franz, G., Romer, R. y Gerdes, A. 2009. Origin of fayalite granitoids: New insights from the Cobquecura Pluton, Chile, and its metapelitic xenoliths. *Lithos* 110: 181-198. <https://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2009.01.001>.
- Viera, R. y Pezzuchi, H. 1976. Presencia de sedimentitas pérmicas en contacto con las rocas del “Complejo Metamórfico de la Patagonia Extra-andina”, estancia Dos Hermanos, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 31: 281-283.
- Viglietti, P., Rubidge, B. y Smith, R. 2017. New Late Permian tectonic model for South Africa’s Karoo Basin: foreland tectonics and climate change before the end-Permian crisis. *Nature Scientific Reports*. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-09853-3>.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extraandina del Departamento de Cushman (Chubut) entre los paralelos 42° y 42°30’ y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19: 85-107.
- Volkheimer, W., Gallego, O., Cabaleri, N., Armella, C., Narváez, P., Silva Nieto, D. y Páez, M. 2009. Stratigraphy, palynology, and conchostracans of a Lower Cretaceous sequence at the Cañadón Calcáreo locality, Extra-Andean central Patagonia: age and palaeoenvironment significance. *Cretaceous Research* 30: 270–282. <https://dx.doi.org/10.1016/j.cretres.2008.07.010>.
- von Gosen, W. y Loske, W. 2004. Tectonic history of the Calcatapul Formation, Chubut province, Argentina, and the “Gastre fault system”: *Journal of South American Earth Sciences* 18: 73–88. <https://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2004.08.007>.
- Von Huene, R. y Lallemand, S. 1990. Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America Bulletin* 102: 704-720.
- von Huene, R. y Scholl, D.W. 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust: *Reviews of Geophysics* 29: 279–316.
- Walker, G., Self, S. y Froggatt, P. 1981. The ground layer of the Taupo Ignimbrite: a striking example of sedimentation from a pyroclastic flow. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 10: 1–11.
- Walter, T.R. y Troll, V.R. 2001. Formation of caldera periphery faults: an experimental study. *Bulletin of Volcanology* 63: 191–203.

- Watkins, J., Manga, M., Huber, C. y Martin, M. 2009. Diffusion-controlled spherulite growth in obsidian inferred from H<sub>2</sub>O concentration profiles. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 157, p. 163–172. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-008-0327-8>.
- Watson, B. y Harrison, M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64: 295-304.
- Whalen J.B, Curie K.L y Chappel B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 95: 407-419.
- White, J. y Houghton, B. 2006. Primary volcanoclastic rocks. *Geology* 34 (8): 677-680.
- White, R. y McKenzie, D. 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 94(B6): 7685–729.
- White, S.H., Bretan, P.G. y Rutter, E.H. 1986. Fault-zone reactivation: kinematics and mechanisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 317: 81–97. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.1986.0026>.
- Wilson, L., Sparks, R. S. J. y Walker, G. 1980. Explosive volcanic eruptions – IV. The control of magma properties and conduit geometry on eruption column behavior. *Geophysical Journal International* 63: 117-148.
- 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.
- Winter, H. 1984. Tectonostratigraphy, as applied to analysis of South Africa Phanerozoic basins. *Transaction of the Geological Society of South Africa* 87: 169-179.
- Wolf, T. 1878. Memoria Sobre el Cotopaxi y su Última Erupción Acaecida el 26 de Junio de 1877. Imprenta de El Comercio, Guayaquil.
- Wood, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11–30.
- Wright, J.V. y Walker, G.P.L. 1977. The ignimbrite source problem: Significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology* 5: 729-732.
- Yamamoto, H., Takayama, K. y Ishikawa, Ken'ichi. Model experimento on magma fragmentation in explosive volcanic eruption. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 103: 192-203.
- Zaffarana, C., Somoza, R., Ortiz, D., Mercader, R., Boltshauser, B., Ruiz, V. y Puigdomenech, C. 2017. Internal structure of the Late Triassic Central Patagonian batholith at Gastre, southern Argentina: Implications for pluton emplacement and the Gastre fault system. *Geosphere* 13 (6): 1973-1992. <https://dx.doi.org/10.1130/GES01493.1>.
- Zaffarana, C.B. y Somoza, R. 2012. Paleomagnetism and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating from Lower Jurassic rocks in Gastre, central Patagonia: Further data to explore tectonomagmatic events associated with the breakup of Gondwana: *Journal of the Geological Society*, v. 169, p. 371–379. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492011-089>.
- Zaffarana, C.B., Somoza, R. y López de Luchi, M. 2014. The late triassic Central Patagonian batholith: magma hybridization <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages and thermobarometry. *Journal of South American Earth Sciences* 55: 94-122. <https://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2014.06.006>.
- Zerfass, H., Chemale, F., Schultz, C. y Lavina, E. 2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology* 166: 265-292.

- Ziegler, P.A., Van Wees, J.D. y Cloetingh, S. 1998. Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation. *Tectonophysics* 300: 103–129. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00236-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00236-4).
- Zubia, M., Genini, A. y Schalamuk, I. 1999. Yacimiento Cerro Vanguardia, Santa Cruz. En: Zappettini, E. (Ed.), *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, *Anales* 35: 1189- 1202.

# Anexo 1

## Tablas de determinación del grado de soldamiento de ignimbritas

**Muestras seleccionadas de ignimbritas de bajo grado de soldamiento****Muestras macroscópicas**

Muestra	Eje a (cm)	Eje c (cm)	c/a	OB	OB Promedio	Grado
9A	1.91	0.71	0.371727749	0.628272251	0.5	II
	0.68	0.33	0.485294118	0.514705882		
	1.69	0.86	0.50887574	0.49112426		
	1.11	0.21	0.189189189	0.810810811		
	3.13	1.44	0.460063898	0.539936102		
	0.91	0.38	0.417582418	0.582417582		
	1.1	0.55	0.5	0.5		
	2.5	1.1	0.44	0.56		
	0.5	0.3	0.6	0.4		
	0.8	0.8	1	0		
	1.25	0.3	0.24	0.76		
	0.7	0.5	0.714285714	0.285714286		
138	0.9	0.2	0.222222222	0.777777778		
	1.4	0.4	0.285714286	0.714285714		
	1.1	0.3	0.272727273	0.727272727		
	1.3	0.3	0.230769231	0.769230769		
	0.7	0.2	0.285714286	0.714285714		
	0.8	0.2	0.25	0.75		
	1.4	0.4	0.285714286	0.714285714		
	1.6	0.5	0.3125	0.6875		
	0.9	0.4	0.444444444	0.555555556		
	1.5	0.4	0.266666667	0.733333333		
	1.1	0.5	0.454545455	0.545454545		
	1.5	0.4	0.266666667	0.733333333		
	1	0.5	0.5	0.5	0.7	III
	255A	0.7	0.2	0.285714286		
0.9		0.2	0.222222222	0.777777778		
1.6		0.4	0.25	0.75		
1.9		0.5	0.263157895	0.736842105		
1.6		0.5	0.3125	0.6875		
1.3		0.4	0.307692308	0.692307692		
1.1		0.4	0.363636364	0.636363636		
1.5		0.4	0.266666667	0.733333333		
1.1		0.4	0.363636364	0.636363636		
0.8		0.3	0.375	0.625		
1		0.4	0.4	0.6		
0.9		0.3	0.333333333	0.666666667		
1.2		0.3	0.25	0.75		
1		0.3	0.3	0.7		
0.8		0.2	0.25	0.75		
1.4		0.4	0.285714286	0.714285714		

Muestra	Eje a (cm)	Eje c (cm)	c/a	OB	OB Promedio	Grado
455	1.5	0.4	0.266666667	0.733333333	0.71	III
	1.2	0.3	0.25	0.75		
	1	0.4	0.4	0.6		
	0.7	0.2	0.285714286	0.714285714		
	0.9	0.3	0.333333333	0.666666667		
	1.6	0.4	0.25	0.75		
	0.6	0.2	0.333333333	0.666666667		
	1.3	0.3	0.230769231	0.769230769		
	0.8	0.2	0.25	0.75		
	1.6	0.3	0.1875	0.8125		
	1.2	0.3	0.25	0.75		
	0.9	0.3	0.333333333	0.666666667		
	1.5	0.4	0.266666667	0.733333333		
	1.2	0.4	0.333333333	0.666666667		
	733B	1.5	0.5	0.333333333		
1.3		0.4	0.307692308	0.692307692		
1.7		0.5	0.294117647	0.705882353		
0.6		0.2	0.333333333	0.666666667		
0.8		0.3	0.375	0.625		
1.4		0.4	0.285714286	0.714285714		
1.1		0.4	0.363636364	0.636363636		
0.9		0.2	0.222222222	0.777777778		
1		0.4	0.4	0.6		
1		0.3	0.3	0.7		
1.5		0.4	0.266666667	0.733333333		
1.15		0.25	0.217391304	0.782608696		
0.8		0.3	0.375	0.625		
0.6		0.2	0.333333333	0.666666667		

Tabla 8.1. Mediciones de vitroclastos y cálculos de oblación en muestras macroscópicas de ignimbritas de bajo grado

**Muestras de secciones delgadas**

Muestra	Eje a (mm)	Eje c (mm)	c/a	OB	OB Promedio	Grado
9A	2.3	0.5	0.2173913	0.7826087	0.725	III
	2.6	0.9	0.3461538	0.6538462		
	3	0.8	0.2666667	0.7333333		
	2.1	0.5	0.2380952	0.7619048		
	2	0.7	0.35	0.65		
	2.6	0.6	0.2307692	0.7692308		
433A	1.6	0.4	0.25	0.75	0.73	III
	2.1	0.55	0.2619048	0.7380952		
	2.6	0.53	0.2038462	0.7961538		
	2.2	0.55	0.25	0.75		
	1.9	0.45	0.2368421	0.7631579		
	2.5	0.7	0.28	0.72		
	2.8	0.8	0.2857143	0.7142857		
	2	0.47	0.235	0.765		
847	1.7	0.7	0.4117647	0.5882353	0.7	III
	2.3	0.8	0.3478261	0.6521739		
	2.5	0.6	0.24	0.76		
	3	0.5	0.1666667	0.8333333		
	2	0.8	0.4	0.6		
	1.85	0.43	0.2324324	0.7675676		
	2.1	0.8	0.3809524	0.6190476		
2.2	0.7	0.3181818	0.6818182			

Tabla 8.2. Mediciones de vitroclastos y cálculos de oblación en muestras microscópicas de ignimbritas de bajo grado

**Muestras seleccionadas de ignimbritas de moderado a alto grado de soldamiento****Muestras macroscópicas**

Muestra	Eje a (cm)	Eje c (cm)	c/a	OB	OB Promedio	Grado
948	2.8	0.4	0.1428571	0.8571429	0.75	IV
	1.2	0.3	0.25	0.75		
	1.4	0.25	0.1785714	0.8214286		
	0.4	0.1	0.25	0.75		
	0.6	0.05	0.0833333	0.9166667		
	2.5	0.5	0.2	0.8		
	0.4	0.1	0.25	0.75		
	0.5	0.15	0.3	0.7		
	0.7	0.3	0.4285714	0.5714286		
	0.3	0.1	0.3333333	0.6666667		

Muestra	Eje a (cm)	Eje c (cm)	c/a	OB	OB Promedio	Grado
301	5.5	0.45	0.0818182	0.9181818	0.82	V
	1.3	0.2	0.1538462	0.8461538		
	1.1	0.15	0.1363636	0.8636364		
	0.5	0.2	0.4	0.6		
	2.9	0.4	0.137931	0.862069		
	1.6	0.4	0.25	0.75		
	2.1	0.45	0.2142857	0.7857143		
	1.9	0.3	0.1578947	0.8421053		
	2.8	0.35	0.125	0.875		
	2.1	0.3	0.1428571	0.8571429		
673	1.9	0.2	0.1052632	0.8947368	0.83	VI
	0.6	0.1	0.1666667	0.8333333		
	0.9	0.1	0.1111111	0.8888889		
	0.6	0.1	0.1666667	0.8333333		
	0.9	0.2	0.2222222	0.7777778		
	0.9	0.2	0.2222222	0.7777778		
	1.2	0.3	0.25	0.75		
	0.8	0.1	0.125	0.875		
	1.4	0.3	0.2142857	0.7857143		
	0.8	0.1	0.125	0.875		
	1.1	0.2	0.1818182	0.8181818		
124	1.7	0.3	0.1764706	0.8235294	0.84	VI
	1.1	0.2	0.1818182	0.8181818		
	1.3	0.2	0.1538462	0.8461538		
	2	0.3	0.15	0.85		
	1.1	0.25	0.2272727	0.7727273		
	0.9	0.2	0.2222222	0.7777778		
	1.7	0.3	0.1764706	0.8235294		
	3.5	0.3	0.0857143	0.9142857		
	3.1	0.4	0.1290323	0.8709677		
	2	0.2	0.1	0.9		
	2.6	0.4	0.1538462	0.8461538		
1.4	0.3	0.2142857	0.7857143			
324A	2.4	0.3	0.125	0.875	0.86	VI
	3.3	0.3	0.0909091	0.9090909		
	1.8	0.2	0.1111111	0.8888889		
	1.9	0.3	0.1578947	0.8421053		
	2.7	0.4	0.1481481	0.8518519		
	3.2	0.2	0.0625	0.9375		
	1.3	0.3	0.2307692	0.7692308		
	1	0.2	0.2	0.8		
1.5	0.2	0.1333333	0.8666667			

Tabla 8.3. Mediciones de vitroclastos y cálculos de oblación en muestras macroscópicas de ignimbritas de grado intermedio a alto.

**Muestras de secciones delgadas**

Muestra	Eje a (mm)	Eje c (mm)	c/a	OB	OB Promedio	Grado
138	8.1	1	0.1234568	0.8765432	0.89	VI
	3.5	0.56	0.16	0.84		
	5.3	0.63	0.1188679	0.8811321		
	2	0.33	0.165	0.835		
	3	0.41	0.1366667	0.8633333		
	1.8	0.12	0.0666667	0.9333333		
	2.1	0.17	0.0809524	0.9190476		
	2.2	0.23	0.1045455	0.8954545		
	2.6	0.23	0.0884615	0.9115385		
	2.7	0.15	0.0555556	0.9444444		
186	4.7	0.5	0.106383	0.893617	0.875	VI
	2	0.23	0.115	0.885		
	2	0.2	0.1	0.9		
	5.3	1.1	0.2075472	0.7924528		
	2.8	0.51	0.1821429	0.8178571		
	4.3	0.2	0.0465116	0.9534884		
	2	0.23	0.115	0.885		
	2.1	0.4	0.1904762	0.8095238		
	4.6	0.37	0.0804348	0.9195652		
	5.2	0.43	0.0826923	0.9173077		
	2.1	0.3	0.1428571	0.8571429		
198	3.6	0.4	0.1111111	0.8888889	0.87	VI
	3.6	0.54	0.15	0.85		
	4.9	0.37	0.0755102	0.9244898		
	2.4	0.44	0.1833333	0.8166667		
	4	0.73	0.1825	0.8175		
	3.4	0.32	0.0941176	0.9058824		
	2.2	0.26	0.1181818	0.8818182		
	3.6	0.3	0.0833333	0.9166667		
	2.1	0.4	0.1904762	0.8095238		
	2	0.31	0.155	0.845		
	1.8	0.22	0.1222222	0.8777778		
	1.9	0.18	0.0947368	0.9052632		
	2.4	0.24	0.1	0.9		
456A	1.85	0.21	0.1135135	0.8864865	0.88	VI
	2.98	0.33	0.1107383	0.8892617		
	1.96	0.24	0.122449	0.877551		
	2.88	0.31	0.1076389	0.8923611		
	2.46	0.26	0.1056911	0.8943089		
	2.1	0.3	0.1428571	0.8571429		
	5.84	0.5	0.0856164	0.9143836		
	3.25	0.33	0.1015385	0.8984615		

Muestra	Eje a (mm)	Eje c (mm)	c/a	OB	OB Promedio	Grado
253A	3.25	0.44	0.1353846	0.8646154	0.8	V
	2.71	0.54	0.199262	0.800738		
	2.39	0.53	0.2217573	0.7782427		
	3.48	0.68	0.1954023	0.8045977		
	3.1	0.36	0.116129	0.883871		
	2.85	0.71	0.2491228	0.7508772		
	2.37	0.48	0.2025316	0.7974684		
	2.64	0.77	0.2916667	0.7083333		
	3.12	0.5	0.1602564	0.8397436		
	2.63	0.48	0.1825095	0.8174905		
	2.24	0.45	0.2008929	0.7991071		
273I	1.92	0.39	0.203125	0.796875	0.818	V
	3.59	0.51	0.1420613	0.8579387		
	2.46	0.39	0.1585366	0.8414634		
	3.56	0.71	0.1994382	0.8005618		
	2.1	0.3	0.1428571	0.8571429		
	5.84	1.14	0.1952055	0.8047945		
	4.3	0.77	0.1790698	0.8209302		
	2.7	0.56	0.2074074	0.7925926		
	3.1	0.64	0.2064516	0.7935484		
	2.56	0.55	0.2148438	0.7851563		
	3.44	0.61	0.1773256	0.8226744		
2.14	0.33	0.1542056	0.8457944			
655	2.3	0.26	0.1130435	0.8869565	0.84	VI
	3.83	0.41	0.1070496	0.8929504		
	3.15	0.33	0.1047619	0.8952381		
	2.57	0.28	0.1089494	0.8910506		
	3.76	0.44	0.1170213	0.8829787		
	2.95	0.27	0.0915254	0.9084746		
	4.33	0.37	0.0854503	0.9145497		
	5.15	1.05	0.2038835	0.7961165		
	3.73	0.95	0.2546917	0.7453083		
	2.28	0.55	0.2412281	0.7587719		
	3.7	0.71	0.1918919	0.8081081		
4.27	1.1	0.2576112	0.7423888			
298	7	1	0.1428571	0.8571429	0.88	VI
	3.7	0.6	0.1621622	0.8378378		
	2.1	0.1	0.047619	0.952381		
	2	0.1	0.05	0.95		
	3.2	0.6	0.1875	0.8125		
	2.5	0.3	0.12	0.88		
	2	0.3	0.15	0.85		
	5	0.6	0.12	0.88		
2.3	0.1	0.0434783	0.9565217			

Muestra	Eje a (mm)	Eje c (mm)	c/a	OB	OB Promedio	Grado
637	5.2	0.4	0.0769231	0.9230769	0.81	V
	4	0.5	0.125	0.875		
	3.7	0.8	0.2162162	0.7837838		
	3.5	0.7	0.2	0.8		
	4.8	0.4	0.0833333	0.9166667		
	3.8	0.8	0.2105263	0.7894737		
	4.4	0.6	0.1363636	0.8636364		
	3.1	1	0.3225806	0.6774194		
	2.8	0.9	0.3214286	0.6785714		
	3.9	0.8	0.2051282	0.7948718		
434B	3.2	0.7	0.21875	0.78125	0.81	V
	2.4	0.4	0.1666667	0.8333333		
	2.6	0.9	0.3461538	0.6538462		
	2.8	1	0.3571429	0.6428571		
	3	0.45	0.15	0.85		
	2.3	0.32	0.1391304	0.8608696		
	2.45	0.33	0.1346939	0.8653061		
	2.65	0.28	0.1056604	0.8943396		
	3.12	0.45	0.1442308	0.8557692		
	3.15	0.4	0.1269841	0.8730159		
841B	2.2	0.4	0.1818182	0.8181818	0.83	VI
	2.1	0.3	0.1428571	0.8571429		
	2.6	0.25	0.0961538	0.9038462		
	2.8	0.43	0.1535714	0.8464286		
	3.1	0.56	0.1806452	0.8193548		
	2.65	0.77	0.290566	0.709434		
	3	0.52	0.1733333	0.8266667		
	2.34	0.43	0.1837607	0.8162393		
	2.76	0.29	0.1050725	0.8949275		
	2.98	0.44	0.147651	0.852349		
	2.1	0.54	0.2571429	0.7428571		
	3.15	0.25	0.0793651	0.9206349		
739B	2.67	0.5	0.1872659	0.8127341	0.85	VI
	2.54	0.34	0.1338583	0.8661417		
	2.39	0.48	0.2008368	0.7991632		
	2.51	0.32	0.12749	0.87251		
	2.77	0.12	0.0433213	0.9566787		
	3.17	0.33	0.1041009	0.8958991		
	2.14	0.26	0.1214953	0.8785047		
	2.66	0.35	0.1315789	0.8684211		
	2.31	0.51	0.2207792	0.7792208		
	2.73	0.18	0.0659341	0.9340659		
	2.2	0.54	0.2454545	0.7545455		

Muestra	Eje a (mm)	Eje c (mm)	c/a	OB	OB Promedio	Grado
95A	2.5	0.34	0.136	0.864	0.826	VI
	2.6	0.4	0.1538462	0.8461538		
	1.65	0.26	0.1575758	0.8424242		
	1.9	0.33	0.1736842	0.8263158		
	2.12	0.23	0.1084906	0.8915094		
	2.7	0.55	0.2037037	0.7962963		
	2.5	0.5	0.2	0.8		
	2.23	0.45	0.2017937	0.7982063		
	2.1	0.48	0.2285714	0.7714286		
	2	0.35	0.175	0.825		
274	2	0.43	0.215	0.785	0.8	V
	2.54	0.5	0.1968504	0.8031496		
	2.41	0.42	0.1742739	0.8257261		
	2.34	0.56	0.2393162	0.7606838		
	2.1	0.52	0.247619	0.752381		
	2	0.4	0.2	0.8		
	2.55	0.33	0.1294118	0.8705882		
	2.31	0.47	0.2034632	0.7965368		
	2.66	0.5	0.1879699	0.8120301		
328	2.66	0.46	0.1729323	0.8270677	0.825	VI
	2.35	0.35	0.1489362	0.8510638		
	2.14	0.38	0.1775701	0.8224299		
	2.4	0.5	0.2083333	0.7916667		
	2.12	0.53	0.25	0.75		
	2.17	0.42	0.1935484	0.8064516		
	2.5	0.37	0.148	0.852		
	2.6	0.26	0.1	0.9		

Tabla 8.4. Mediciones de vitroclastos y cálculos de oblación en muestras de secciones delgadas de ignimbritas de bajo grado

Anexo 2  
Análisis Geoquímicos  
del Complejo Volcánico  
Bahía Laura



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

www.bureauveritas.com/um

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada  
PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: October 26, 2017

Page: 2 of 2

Part: 1 of 4

## CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000144.1

Method	WGHT	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200
Analyte	Wgt	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ba	Ni	Sc	LOI	Sum	Be	Co	Cs	
Unit	kg	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	
MDL	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.002	1	20	1	-5.1	0.01	1	0.2	0.1	
820	Rock	0.50	71.42	12.30	1.22	0.15	0.73	4.87	2.40	0.23	0.01	0.07	0.002	669	<20	6	6.4	99.86	6	<0.2	85.4
321	Rock	1.30	43.66	13.89	13.16	10.76	9.33	2.69	0.72	2.23	0.55	0.18	0.051	136	239	20	2.4	99.63	<1	62.1	0.3
739	Rock	0.55	76.74	11.65	1.69	0.23	0.66	2.23	5.23	0.12	0.03	0.03	0.005	905	<20	2	1.2	99.93	<1	1.7	2.3
703-A	Rock	1.10	69.59	12.37	1.39	0.18	0.82	1.89	5.46	0.09	0.02	0.03	0.002	1041	<20	3	8.0	99.91	4	1.7	187.6
779	Rock	0.45	52.11	15.61	9.25	2.65	8.60	3.10	1.51	1.06	1.04	0.18	0.002	851	<20	20	4.6	99.77	<1	17.2	3.7
748-A	Rock	1.20	82.26	8.87	1.53	0.08	0.65	2.18	3.39	0.09	0.02	0.03	0.006	755	<20	1	0.8	99.96	<1	0.8	2.7
55	Rock	0.75	77.97	10.99	1.90	0.20	0.35	2.49	4.59	0.23	0.02	0.04	0.008	1063	<20	4	1.0	99.92	3	1.1	5.4
312-B	Rock	0.60	63.34	16.40	4.72	1.69	3.47	3.87	3.48	0.36	0.24	0.12	0.004	992	<20	6	2.1	99.87	2	7.6	5.2

Nota: La muestra 321 no pertenece a este estudio



**BUREAU** MINERAL LABORATORIES  
**VERITAS** Canada

www.bureauveritas.com/um

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.  
9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada  
PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: October 26, 2017

Page: 2 of 2

Part: 2 of 4

## CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000144.1

Method	Analyte	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200
		Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Unit		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MDL		0.5	0.1	0.1	0.1	1	0.5	0.1	0.2	0.1	8	0.5	0.1	0.1	0.1	0.02	0.3	0.05	0.02	0.05	
820	Rock	16.4	9.1	19.5	349.4	3	89.5	1.0	14.3	3.2	<8	0.7	298.0	42.7	58.7	122.7	14.20	55.1	10.78	1.65	9.32
321	Rock	19.8	4.3	36.1	8.6	1	720.2	2.1	3.1	1.0	220	<0.5	192.2	18.8	34.4	66.8	7.53	30.8	6.01	1.94	5.51
739	Rock	11.9	3.3	7.6	177.0	2	132.6	0.7	11.5	1.6	<8	1.0	111.3	19.0	43.2	68.6	8.97	34.1	6.45	1.22	5.52
703-A	Rock	13.6	4.0	11.0	136.3	3	130.1	0.7	11.8	3.3	9	0.9	117.3	28.7	39.1	73.0	8.32	30.7	5.92	0.80	5.29
779	Rock	18.1	4.0	6.1	26.6	1	873.0	0.2	4.7	0.8	203	<0.5	162.4	20.2	34.1	70.7	8.58	36.0	6.95	1.71	5.69
748-A	Rock	8.0	2.7	5.6	119.6	2	123.6	0.5	8.9	2.3	<8	0.8	81.1	18.6	26.6	46.7	5.33	19.3	3.43	0.57	3.15
55	Rock	11.4	6.0	12.9	160.5	1	78.2	0.6	11.7	2.0	<8	1.0	211.3	55.9	48.9	102.8	12.34	49.4	9.37	1.90	8.77
312-B	Rock	13.4	2.8	5.3	123.4	<1	466.5	0.3	10.4	2.2	49	0.8	105.1	13.4	32.9	58.0	6.34	23.0	3.94	1.07	3.23

Nota: La muestra 321 no pertenece a este estudio



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

www.bureauveritas.com/um

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.  
9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada  
PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: October 26, 2017

Page: 2 of 2

Part: 3 of 4

# CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000144.1

Method	Analyte	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	TC000	TC000	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200
		Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT/C	TOT/S	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au
Unit	Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb
MDL	MDL	0.01	0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02	0.1	0.1	0.1	1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5
820	Rock	1.43	8.40	1.62	5.09	0.72	4.71	0.72	<0.02	<0.02	1.3	0.7	3.8	13	1.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5
321	Rock	0.77	4.09	0.71	1.81	0.22	1.39	0.20	0.07	0.02	4.6	61.9	2.4	80	206.0	1.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5
739	Rock	0.76	3.79	0.77	2.18	0.32	2.33	0.35	<0.02	<0.02	4.1	2.4	4.1	12	4.2	1.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.5
703-A	Rock	0.82	4.80	1.04	3.22	0.47	3.32	0.49	<0.02	<0.02	1.4	0.9	11.2	9	1.4	3.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5
779	Rock	0.77	4.02	0.78	2.20	0.31	2.00	0.29	0.80	<0.02	2.3	2.6	6.6	64	1.6	0.8	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5
748-A	Rock	0.48	2.75	0.57	1.82	0.24	1.69	0.25	<0.02	<0.02	6.3	3.4	2.3	6	5.3	1.7	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.5
55	Rock	1.36	8.51	1.80	5.41	0.81	5.35	0.79	<0.02	<0.02	6.9	3.6	3.6	29	6.0	3.0	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.5
312-B	Rock	0.43	2.40	0.46	1.35	0.22	1.47	0.23	0.06	<0.02	3.2	7.2	0.9	47	3.9	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5

Nota: La muestra 321 no pertenece a este estudio



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

www.bureauveritas.com/um

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada

PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: October 26, 2017

Page: 2 of 2

Part: 3 of 4

## CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000144.1

Method	Analyte	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	TC000	TC000	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200
		Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT/C	TOT/S	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au
Unit		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb
MDL		0.01	0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02	0.1	0.1	0.1	1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5
820	Rock	1.43	8.40	1.62	5.09	0.72	4.71	0.72	<0.02	<0.02	1.3	0.7	3.8	13	1.1	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5
321	Rock	0.77	4.09	0.71	1.81	0.22	1.39	0.20	0.07	0.02	4.6	61.9	2.4	80	206.0	1.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5
739	Rock	0.76	3.79	0.77	2.18	0.32	2.33	0.35	<0.02	<0.02	4.1	2.4	4.1	12	4.2	1.1	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.5
703-A	Rock	0.82	4.80	1.04	3.22	0.47	3.32	0.49	<0.02	<0.02	1.4	0.9	11.2	9	1.4	3.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5
779	Rock	0.77	4.02	0.78	2.20	0.31	2.00	0.29	0.80	<0.02	2.3	2.6	6.6	64	1.6	0.8	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5
748-A	Rock	0.48	2.75	0.57	1.82	0.24	1.69	0.25	<0.02	<0.02	6.3	3.4	2.3	6	5.3	1.7	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.5
55	Rock	1.36	8.51	1.80	5.41	0.81	5.35	0.79	<0.02	<0.02	6.9	3.6	3.6	29	6.0	3.0	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	<0.5
312-B	Rock	0.43	2.40	0.46	1.35	0.22	1.47	0.23	0.06	<0.02	3.2	7.2	0.9	47	3.9	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5

Nota: La muestra 321 no pertenece a este estudio



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

www.bureauveritas.com/um

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.  
9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada  
PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: October 26, 2017

Page: 2 of 2

Part: 4 of 4

## CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000144.1

Method	Analyte	AQ200	AQ200	AQ200
		Hg	Tl	Se
Unit		ppm	ppm	ppm
MDL		0.01	0.1	0.5
820	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
321	Rock	<0.01	0.2	<0.5
739	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
703-A	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
779	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
748-A	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
55	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
312-B	Rock	<0.01	<0.1	<0.5

Nota: La muestra 321 no pertenece a este estudio



**BUREAU  
VERITAS**

MINERAL LABORATORIES  
Canada

www.bureauveritas.com/um

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.  
9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada  
PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Submitted By: cesar Navarrete  
Receiving Lab: Argentina-Mendoza  
Received: June 23, 2017  
Report Date: August 16, 2017  
Page: 1 of 2

## CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000127.1

### CLIENT JOB INFORMATION

Project: Cesar Navarrete  
Shipment ID:  
P.O. Number  
Number of Samples: 3

### SAMPLE DISPOSAL

RTRN-RJT Return After 60 days

Bureau Veritas does not accept responsibility for samples left at the laboratory after 90 days without prior written instructions for sample storage or return.

Invoice To: **Universidad Nacional de la Patagonia San Juan**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
  
Argentina

CC:

### SAMPLE PREPARATION AND ANALYTICAL PROCEDURES

Procedure Code	Number of Samples	Code Description	Test Wgt (g)	Report Status	Lab
PRP70-250	3	Crush, split and pulverize 250 g rock to 200 mesh			MEN
Ship	3	Shipping charges for collect packages			MEN
ADDIT_TAX	3	Additional custom tax			MEN
BAT01	3	Batch charge of <20 samples			MEN
LF202	3	Total Whole Rock Characterization with AQ200	0.2	Completed	VAN

### ADDITIONAL COMMENTS



This report supersedes all previous preliminary and final reports with this file number dated prior to the date on this certificate. Signature indicates final approval; preliminary reports are unsigned and should be used for reference only. All results are considered the confidential property of the client. Bureau Veritas assumes the liabilities for actual cost of analysis only. Results apply to samples as submitted. \*\*\* asterisk indicates that an analytical result could not be provided due to unusually high levels of interference from other elements.



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

www.bureauveritas.com/um

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada  
PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: August 16, 2017

Page: 2 of 2

Part: 1 of 4

# CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000127.1

Method	WGHT	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	
Analyte	Wgt	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ba	Ni	Sc	LOI	Sum	Be	Co	Cs	
Unit	kg	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	
MDL	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.002	1	20	1	-5.1	0.01	1	0.2	0.1	
63	Rock	0.86	72.88	13.31	1.90	0.25	0.13	1.05	8.75	0.28	0.02	0.04	0.004	1351	<20	5	1.1	99.88	4	0.8	21.3
738	Rock	1.25	56.45	16.49	8.50	3.27	6.80	2.89	1.84	0.95	0.42	0.16	<0.002	844	<20	18	1.9	99.76	1	19.3	21.9
758	Rock	2.10	72.72	14.13	1.95	0.22	0.31	2.92	5.54	0.34	0.03	0.05	0.002	1389	<20	9	1.5	99.88	2	0.5	3.2



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

www.bureauveritas.com/um

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: August 16, 2017

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada  
PHONE (604) 253-3158

Page: 2 of 2

Part: 2 of 4

# CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000127.1

Method	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	
Analyte	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
MDL	0.5	0.1	0.1	0.1	1	0.5	0.1	0.2	0.1	8	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.02	0.3	0.05	0.02	0.05	
63	Rock	15.3	7.0	14.4	411.2	3	57.3	0.9	15.1	2.3	9	3.5	244.4	33.9	62.5	119.2	13.98	51.6	8.69	1.58	7.12
738	Rock	16.7	4.0	6.0	51.3	1	836.9	0.3	9.9	1.9	158	<0.5	154.6	18.2	43.9	82.4	9.86	38.9	6.86	1.73	5.32
758	Rock	16.6	9.4	17.1	141.9	6	54.6	1.0	13.5	1.6	10	1.4	332.2	44.6	77.4	152.1	19.81	72.7	13.33	2.73	10.15



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

[www.bureauveritas.com/um](http://www.bureauveritas.com/um)

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada

PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete

Report Date: August 16, 2017

Page: 2 of 2

Part: 3 of 4

# CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000127.1

Method	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	TC000	TC000	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	
Analyte	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT/C	TOT/S	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	
MDL	0.01	0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02	0.1	0.1	0.1	1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	
63	Rock	1.08	6.22	1.17	3.51	0.54	3.45	0.54	<0.02	<0.02	4.9	2.6	10.0	28	3.8	8.4	<0.1	8.7	<0.1	<0.1	1.8
738	Rock	0.68	3.48	0.64	1.83	0.26	1.64	0.25	0.04	<0.02	2.7	15.1	7.3	53	2.9	1.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.6
758	Rock	1.51	8.34	1.65	4.83	0.71	4.67	0.72	<0.02	<0.02	2.9	1.4	12.0	28	2.5	13.5	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	2.0



**BUREAU  
VERITAS**

MINERAL LABORATORIES  
Canada

[www.bureauveritas.com/um](http://www.bureauveritas.com/um)

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada

PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete

Report Date: August 16, 2017

Page: 2 of 2

Part: 4 of 4

## CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000127.1

Method	Analyte	AQ200	AQ200	AQ200
		Hg	Tl	Se
Unit		ppm	ppm	ppm
MDL		0.01	0.1	0.5
63	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
738	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
758	Rock	<0.01	<0.1	<0.5



**BUREAU  
VERITAS**

MINERAL LABORATORIES  
Canada

[www.bureauveritas.com/um](http://www.bureauveritas.com/um)

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.  
9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada  
PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Submitted By: cesar Navarrete  
Receiving Lab: Argentina- Perito Moreno  
Received: November 08, 2017  
Report Date: December 12, 2017  
Page: 1 of 2

## CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000147.1

### CLIENT JOB INFORMATION

Project: Cesar Navarrete  
Shipment ID: Cesar Navarrete  
P.O. Number: Press-17-092  
Number of Samples: 5

### SAMPLE DISPOSAL

### SAMPLE PREPARATION AND ANALYTICAL PROCEDURES

Procedure Code	Number of Samples	Code Description	Test Wgt (g)	Report Status	Lab
PRP70-250	5	Crush, split and pulverize 250 g rock to 200 mesh			PMQ
LF202	5	Total Whole Rock Characterization with AQ200	0.2	Completed	VAN
Ship	5	Shipping charges for collect packages			PMQ
ADDIT_TAX	5	Additional custom tax			PMQ
BAT01	5	Batch charge of <20 samples			PMQ

### ADDITIONAL COMMENTS

Bureau Veritas does not accept responsibility for samples left at the laboratory after 90 days without prior written instructions for sample storage or return.

Invoice To: Universidad Nacional de la Patagonia San Juan  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
  
Argentina

CC:



This report supersedes all previous preliminary and final reports with this file number dated prior to the date on this certificate. Signature indicates final approval; preliminary reports are unsigned and should be used for reference only. All results are considered the confidential property of the client. Bureau Veritas assumes the liabilities for actual cost of analysis only. Results apply to samples as submitted.

\*\*\* asterisk indicates that an analytical result could not be provided due to unusually high levels of interference from other elements.



**BUREAU  
VERITAS**

**MINERAL LABORATORIES**  
Canada

[www.bureauveritas.com/um](http://www.bureauveritas.com/um)

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada

PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: December 12, 2017

Page: 2 of 2

Part: 1 of 4

# CERTIFICATE OF ANALYSIS

## PMQ17000147.1

Method	WGHT	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200
Analyte	Wgt	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ba	Ni	Sc	LOI	Sum	Be	Co	Cs	
Unit	kg	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	
MDL	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.002	1	20	1	-5.1	0.01	1	0.2	0.1	
332-b	Rock	0.30	61.98	16.43	4.91	1.71	4.67	4.35	2.04	0.81	0.35	0.10	0.005	1193	<20	14	2.3	99.76	4	25.6	40.2
330-b	Rock	0.45	61.36	16.86	5.35	0.57	4.40	4.32	2.86	0.92	0.37	0.08	0.005	1168	<20	14	2.6	99.79	2	7.9	12.3
325-b	Rock	0.62	58.25	16.30	5.81	1.93	5.52	3.60	2.51	0.90	0.36	0.12	0.004	1177	<20	15	4.3	99.77	<1	11.0	5.0
077-b	Rock	0.23	77.54	11.86	1.07	0.03	0.09	2.19	6.16	0.12	0.01	<0.01	0.005	393	<20	3	0.8	99.94	2	0.6	2.6
845	Rock	0.48	53.81	16.16	8.79	1.55	4.40	3.81	4.79	0.87	0.56	0.13	<0.002	1113	<20	20	4.8	99.79	4	18.2	2.9



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

www.bureauveritas.com/um

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada

PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: December 12, 2017

Page: 2 of 2

Part: 2 of 4

# CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000147.1

Method	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200
Analyte	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	
MDL	0.5	0.1	0.1	0.1	1	0.5	0.1	0.2	0.1	8	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.02	0.3	0.05	0.02	0.05	
332-b	Rock	17.7	8.3	10.2	151.5	2	615.3	0.6	9.1	1.9	89	<0.5	351.1	39.3	46.5	93.9	11.19	46.1	8.62	2.22	8.17
330-b	Rock	17.7	7.4	10.8	88.9	2	593.5	0.6	9.1	1.8	90	0.6	314.7	29.8	44.9	90.6	10.98	44.4	8.48	2.09	7.34
325-b	Rock	17.7	6.5	9.3	64.5	2	695.2	0.6	9.0	1.6	105	<0.5	263.8	25.1	43.1	87.0	10.23	41.6	7.68	1.92	6.47
077-b	Rock	11.3	3.4	12.9	269.9	2	82.1	1.0	19.5	1.4	<8	1.2	83.5	15.6	25.2	48.5	4.88	16.9	2.74	0.33	2.23
845	Rock	18.1	4.4	6.8	176.6	1	550.8	0.4	5.9	1.0	163	1.2	167.4	19.3	30.2	63.6	7.80	31.4	6.13	1.48	5.15



**BUREAU  
VERITAS**

MINERAL LABORATORIES  
Canada

www.bureauveritas.com/um

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada

PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: December 12, 2017

Page: 2 of 2

Part: 3 of 4

# CERTIFICATE OF ANALYSIS

# PMQ17000147.1

Method	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	TC000	TC000	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	
Analyte	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT/C	TOT/S	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	
MDL	0.01	0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02	0.1	0.1	0.1	1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	
332-b	Rock	1.17	6.83	1.36	4.13	0.55	3.57	0.60	<0.02	<0.02	3.8	11.3	1.5	106	10.2	0.8	0.8	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5
330-b	Rock	1.02	5.50	1.07	3.09	0.42	2.69	0.40	0.33	<0.02	3.7	2.2	79.5	91	5.1	2.6	0.7	0.6	<0.1	<0.1	<0.5
325-b	Rock	0.89	5.09	0.95	2.77	0.38	2.29	0.38	0.55	<0.02	2.7	5.5	14.6	143	5.3	1.5	0.3	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5
077-b	Rock	0.34	2.11	0.48	1.69	0.30	2.20	0.36	<0.02	<0.02	6.2	3.2	11.2	14	5.2	0.6	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5
845	Rock	0.70	3.91	0.71	2.03	0.28	1.93	0.28	0.70	<0.02	0.5	2.2	17.2	205	1.7	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.5



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

[www.bureauveritas.com/um](http://www.bureauveritas.com/um)

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada

PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: December 12, 2017

Page: 2 of 2

Part: 4 of 4

# CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000147.1

Method	Analyte	AQ200	AQ200	AQ200
		Hg	Tl	Se
Unit		ppm	ppm	ppm
MDL		0.01	0.1	0.5
332-b	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
330-b	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
325-b	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
077-b	Rock	0.04	<0.1	<0.5
845	Rock	<0.01	<0.1	<0.5

Anexo 3  
Análisis Geoquímicos  
de la Formación La Leona



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

[www.bureauveritas.com/um](http://www.bureauveritas.com/um)

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.  
9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada  
PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Submitted By: cesar Navarrete  
Receiving Lab: Argentina- Perito Moreno  
Received: December 14, 2017  
Report Date: February 06, 2018  
Page: 1 of 2

## CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000152.1

### CLIENT JOB INFORMATION

Project: Cesar Navarrete  
Shipment ID: Cesar Navarrete  
P.O. Number: Cesar Navarrete  
Number of Samples: 5

### SAMPLE DISPOSAL

### SAMPLE PREPARATION AND ANALYTICAL PROCEDURES

Procedure Code	Number of Samples	Code Description	Test Wgt (g)	Report Status	Lab
PRP70-250	5	Crush, split and pulverize 250 g rock to 200 mesh			PMQ
LF202	5	Total Whole Rock Characterization with AQ200	0.2	Completed	VAN
Ship	5	Shipping charges for collect packages			PMQ
ADDIT_TAX	5	Additional custom tax			PMQ
BAT01	5	Batch charge of <20 samples			PMQ

### ADDITIONAL COMMENTS

Bureau Veritas does not accept responsibility for samples left at the laboratory after 90 days without prior written instructions for sample storage or return.

Invoice To: Universidad Nacional de la Patagonia San Juan  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
  
Argentina

CC:



This report supersedes all previous preliminary and final reports with this file number dated prior to the date on this certificate. Signature indicates final approval; preliminary reports are unsigned and should be used for reference only. All results are considered the confidential property of the client. Bureau Veritas assumes the liabilities for actual cost of analysis only. Results apply to samples as submitted. \*\*\* asterisk indicates that an analytical result could not be provided due to unusually high levels of interference from other elements.



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

[www.bureauveritas.com/um](http://www.bureauveritas.com/um)

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada

PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: February 06, 2018

Page: 2 of 2

Part: 1 of 4

# CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000152.1

Method	WGHT	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200
Analyte	Wgt	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ba	Ni	Sc	LOI	Sum	Be	Co	Cs	
Unit	kg	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	
MDL	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.002	1	20	1	-5.1	0.01	1	0.2	0.1	
52	Rock	0.95	66.87	15.50	3.81	1.84	3.48	3.78	3.22	0.45	0.15	0.05	0.008	740	<20	6	0.6	99.84	3	8.1	3.3
53	Rock	0.80	69.65	14.86	2.86	1.22	2.52	3.54	4.30	0.35	0.11	0.03	0.008	708	<20	5	0.3	99.82	2	5.6	3.9
54	Rock	0.60	73.37	14.34	1.55	0.38	2.17	3.25	4.47	0.14	0.04	0.02	0.006	647	<20	1	0.1	99.90	2	3.0	5.1
55	Rock	0.25	76.96	12.31	1.17	0.08	0.51	3.25	5.20	0.11	0.02	0.01	0.007	65	<20	1	0.3	99.93	2	1.1	15.5
56	Rock	0.45	77.11	12.21	1.18	0.06	0.51	3.43	5.08	0.12	0.02	0.02	0.006	25	<20	<1	0.2	99.95	<1	1.0	13.8



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

[www.bureauveritas.com/um](http://www.bureauveritas.com/um)

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada

PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: February 06, 2018

Page: 2 of 2

Part: 2 of 4

## CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000152.1

Method	LF200																				
	Analyte	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Unit	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MDL	0.5	0.1	0.1	0.1	1	0.5	0.1	0.2	0.1	8	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.02	0.3	0.05	0.02	0.05	
52	Rock	18.3	4.4	7.0	112.8	1	583.4	0.7	15.4	2.6	61	0.9	153.6	11.6	31.4	61.1	6.33	23.2	3.92	0.94	2.78
53	Rock	17.4	4.7	7.4	215.1	1	483.7	0.9	22.4	8.7	47	0.5	160.0	11.8	33.2	64.6	6.54	23.3	3.65	0.79	2.68
54	Rock	13.8	2.1	1.8	129.7	<1	436.6	0.3	23.4	2.3	23	<0.5	58.9	2.5	31.7	50.2	4.50	12.9	1.52	0.54	0.98
55	Rock	14.3	3.8	8.1	298.8	<1	38.1	1.2	43.8	4.1	8	4.2	84.0	6.2	31.1	53.9	4.67	13.7	1.98	0.34	1.33
56	Rock	13.4	3.8	8.2	274.7	<1	15.0	1.2	41.5	5.8	9	1.4	83.0	6.2	22.5	40.3	3.71	10.9	1.59	0.16	1.15



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

www.bureauveritas.com/um

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada

PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: February 06, 2018

Page: 2 of 2

Part: 3 of 4

# CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000152.1

Method	Analyte	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	LF200	TC000	TC000	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200	AQ200
		Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	TOT/C	TOT/S	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au
Unit		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb
MDL		0.01	0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02	0.1	0.1	0.1	1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5
52	Rock	0.37	2.05	0.38	1.20	0.18	1.15	0.20	<0.02	<0.02	6.1	15.8	1.6	16	11.4	0.6	<0.1	0.2	<0.1	<0.1	0.8
53	Rock	0.38	1.95	0.38	1.20	0.18	1.34	0.20	<0.02	<0.02	7.0	288.0	1.8	20	11.1	0.7	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.2
54	Rock	0.11	0.61	0.09	0.28	0.04	0.44	0.07	<0.02	<0.02	6.7	6.9	4.9	9	8.5	1.0	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	1.0
55	Rock	0.19	1.14	0.22	0.67	0.12	0.98	0.19	<0.02	<0.02	7.9	28.5	5.7	3	5.6	1.3	<0.1	0.4	0.3	<0.1	0.7
56	Rock	0.16	0.89	0.21	0.58	0.11	0.84	0.15	<0.02	<0.02	6.9	11.0	4.4	4	5.4	2.0	<0.1	0.2	0.2	<0.1	<0.5



**BUREAU VERITAS** MINERAL LABORATORIES  
Canada

[www.bureauveritas.com/um](http://www.bureauveritas.com/um)

Bureau Veritas Commodities Canada Ltd.

9050 Shaughnessy St Vancouver British Columbia V6P 6E5 Canada

PHONE (604) 253-3158

Client: **Universidad Nacional de la Patagonia San J**  
Ruta Provincial # 1 km 4 s/n  
Comodoro Rivadavia  
Argentina

Project: Cesar Navarrete  
Report Date: February 06, 2018

Page: 2 of 2

Part: 4 of 4

## CERTIFICATE OF ANALYSIS

PMQ17000152.1

Method	Analyte	AQ200	AQ200	AQ200
		Hg	Tl	Se
Unit		ppm	ppm	ppm
MDL		0.01	0.1	0.5
52	Rock	<0.01	0.2	<0.5
53	Rock	<0.01	0.3	<0.5
54	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
55	Rock	<0.01	<0.1	<0.5
56	Rock	<0.01	<0.1	<0.5