



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN  
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS  
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**PETROGRAFÍA Y ANÁLISIS DE FACIES DE ROCAS  
ESTRATIFICADAS DEL GUADALUPIANO-TRIÁSICO  
MEDIO EN LA CORDILLERA FRONTAL DE ELQUI  
(29°58'-30°24'S), REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE**

*Memoria para optar al Título de Geólogo*

**Diego Esteban Castillo Herrera**

**Profesora Patrocinante:** Dra. Verónica Laura Oliveros Clavijo  
**Profesional Guía:** Sr. Ismael José Murillo Rogers  
**Profesores Comisión:** Dra. María Eugenia Cisternas Silva  
Dr. Oscar Enrique Figueroa Arriagada

CONCEPCIÓN, 2021

# ÍNDICE

	Página
<b>RESUMEN</b>	
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	1
1.1. GENERALIDADES Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1
1.2. OBJETIVOS	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS	3
1.4. FISIOGRAFÍA	4
1.5. METODOLOGÍA DE TRABAJO	6
1.5.1. Cronograma de actividades	6
1.5.2. Petrografía	7
1.5.3. Estratigrafía	7
1.6. TRABAJOS ANTERIORES	8
1.7. AGRADECIMIENTOS	10
<b>2. MARCO GEOLÓGICO</b>	12
2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	12
2.1.1. Ciclo Gondwánico (Mississippiano alto a ~285 Ma)	12
2.1.2. Etapa Pre-Andina (~285 Ma al Triásico Superior)	15
2.1.3. Ciclo Andino (Jurásico al Reciente)	18
2.2. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	20
2.2.1. Generalidades	20
2.2.2. Rocas intrusivas	22
2.2.3. Rocas estratificadas	23
2.2.4. Estructuras	27
<b>3. PETROGRAFÍA</b>	29
3.1. FORMACIÓN LAGUNA CHICA	29
3.1.1. Rocas piroclásticas	29
3.1.2. Rocas lávicas	34
3.2. FORMACIÓN EL TAPADO	34
3.2.1. Rocas piroclásticas	35
3.2.2. Rocas lávicas	40
3.2.3. Rocas sedimentarias	41
3.3. FORMACIÓN GUANACO SONSO	42
3.3.1. Rocas piroclásticas	42
3.3.2. Rocas lávicas	46
3.3.3. Rocas sedimentarias	46
<b>4. ESTRATIGRAFÍA: FACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES</b>	47
4.1. ESTRUCTURA ORGANIZATIVA	47
4.2. DEFINICIÓN DE FACIES	47
4.3. COLUMNA COLINA ARCOÍRIS	51
4.3.1. Descripción	51
4.3.2. Asociaciones de facies	64

<b>4.4. COLUMNA QUEBRADA LAS TETAS</b>	72
4.4.1. Descripción	73
4.4.2. Asociaciones de facies	79
<b>4.5. COLUMNA EL TAPADO</b>	83
4.5.1. Descripción	83
4.5.2. Asociaciones de facies	97
<b>4.6. COLUMNA INGAGUÁS</b>	104
4.6.1. Descripción	104
4.6.2. Asociaciones de facies	111
<b>5. AMBIENTE DE FORMACIÓN Y CORRELACIONES</b>	117
<b>5.1. FORMACIÓN EL TAPADO</b>	117
5.1.1. Contexto tectónico-estructural: subsidencia asociada a extensión	117
5.1.2. Volcanismo	120
5.1.3. Sedimentación	123
5.1.4. Relaciones estratigráficas regionales	125
<b>5.2. FORMACIÓN GUANACO SONSO (SECTOR LAS TETAS)</b>	131
5.2.1. Disconformidad y etapa inicial de sedimentación	131
5.2.2. Volcanismo	132
5.2.3. Relaciones estratigráficas regionales	132
<b>5.3. ESQUEMA PALEOAMBIENTAL DE LOS SECTORES LAS TETAS-EL TAPADO</b>	134
<b>5.4. FORMACIÓN GUANACO SONSO (SECTOR INGAGUÁS)</b>	135
5.4.1. Migración del eje del volcanismo	135
5.4.2. Ambiente proximal y tipo de centro volcánico	136
5.4.3. Relaciones estratigráficas regionales	137
<b>5.5. EVOLUCIÓN DEL VOLCANISMO DURANTE EL PÉRMICO-TRIÁSICO</b>	139
<b>6. CONCLUSIONES</b>	141
<b>REFERENCIAS</b>	144
<b>ANEXO A: Nomenclatura petrográfica</b>	
<b>ANEXO B: Descripción petrográfica</b>	
<b>ANEXO C: Construcción de la columna integrada sector Las Tetas</b>	

## INDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
1. 1. Mapa de ubicación y accesos al área de estudio	3
1. 2. Vista 3D con los principales rasgos fisiográficos del área de estudio	5
1. 3. Nomenclatura de las columnas estratigráficas	9
2. 1. Afloramientos del magmatismo gondwánico y pre-andino en la cordillera Frontal de Chile y Argentina entre los 28°30' y 30°30'S	13
2. 2. Unidades litoestratigráficas y edades de volcanismo gondwánico y pre-andino en la cordillera Frontal de Chile y Argentina entre los 28-32°S	15
2. 3. Mapa geológico del área de estudio	21

3.	1.	Clasificación textural y composicional de las muestras de rocas piroclásticas de la Formación Laguna Chica	30
3.	2.	Fotomicrografías de las muestras de la Formación Laguna Chica (1/2)	31
3.	3.	Fotomicrografías de las muestras de la Formación Laguna Chica (2/2)	32
3.	4.	Clasificación textural y composicional de las muestras de rocas piroclásticas de la Formación El Tapado	35
3.	5.	Fotomicrografías de las muestras de la Formación El Tapado (1/3)	37
3.	6.	Fotomicrografías de las muestras de la Formación El Tapado (2/3)	38
3.	7.	Fotomicrografías de las muestras de la Formación El Tapado (3/3)	41
3.	8.	Clasificación textural y composicional de las muestras de rocas piroclásticas de la Formación Guanaco Sonso	43
3.	9.	Fotomicrografías de las muestras de la Formación Guanaco Sonso (1/2)	44
3.	10.	Fotomicrografías de las muestras de la Formación Guanaco Sonso (2/2)	45
4.	1.	Columna Colina Arcoíris	52
4.	2.	Tramos iniciales de la columna Colina Arcoíris	53
4.	3.	Tramos intermedios de la columna Colina Arcoíris	58
4.	4.	Tramos superiores de la columna Colina Arcoíris	61
4.	5.	Esquema arquitectónico de un afloramiento del tramo CA-10	62
4.	6.	Columna quebrada las Tetas	72
4.	7.	Tramos iniciales de la columna quebrada las Tetas	74
4.	8.	Tramos intermedios de la columna quebrada las Tetas	75
4.	9.	Tramos superiores de la columna quebrada las Tetas	77
4.	10.	Columna el Tapado	84
4.	11.	Primeros tramos de la columna el Tapado	85
4.	12.	Tramos ET-5 y ET-6 de la columna el Tapado	87
4.	13.	Tramo ET-8 de la columna el Tapado	90
4.	14.	Tramo ET-9 de la columna el Tapado	92
4.	15.	Tramos ET-10 y ET-11 de la columna el Tapado	94
4.	16.	Tramo ET-12 de la columna el Tapado	96
4.	17.	Columna Ingaguás	105
4.	18.	Tramo I-4 de la columna Ingaguás	107
4.	19.	Tramo I-5 de la columna Ingaguás	108
4.	20.	Tramos superiores de la columna Ingaguás	110
5.	1.	Esquema estratigráfico general del área de estudio	118
5.	2.	Esquema paleoambiental para las formaciones El Tapado y Guanaco Sonso en los sectores las Tetas-el Tapado	119
5.	3.	Comparación entre las columnas integradas de los sectores las Tetas (formaciones El Tapado y Guanaco Sonso) y las Caletas (Formación Horcajo) en San Juan, Argentina	128
5.	4.	Comparación entre asociaciones de facies sedimentarias de la Formación El Tapado en los sectores el Tapado y río Seco	130
5.	5.	Comparación entre la columna Ingaguás y la sección principal de referencia de la Formación Guanaco Sonso	138

## INDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
4. 1.	Caracterización de las facies definidas en este trabajo	48
4. 2.	Descripción de la sección de detalle de la parte alta del tramo CA-2 y niveles inferiores de CA-3	56



## RESUMEN

En la cordillera Frontal chilena, entre los 28°30'S-30°30'S, se exponen rocas representativas de diversos episodios de volcanismo durante el Pérmico-Triásico. Dentro de este grupo se encuentran las formaciones Laguna Chica (Cisuraliano alto-Guadalupiano), El Tapado (Guadalupiano alto-Lopingiano bajo) y Guanaco Sonso (Lopingiano alto-Triásico Medio), separadas entre sí por discontinuidades estratigráficas. El objetivo de este estudio es determinar el ambiente de formación de las sucesiones volcánicas del Guadalupiano-Triásico Medio expuestas en el sector la Laguna, y el ambiente deposicional de las rocas sedimentarias asociadas. Para ello, se hace un primer acercamiento a través de la descripción petrográfica de 39 cortes transparentes, en rocas de las tres unidades señaladas. Además, se presentan cuatro columnas estratigráficas en rocas de las formaciones El Tapado y Guanaco Sonso, a partir de las cuales se definen facies y asociaciones de facies, para la posterior interpretación de su ambiente de formación.

La mayoría de las muestras descritas corresponden a rocas piroclásticas, con cantidad menor de rocas lávicas y sedimentarias. Las rocas piroclásticas se clasifican texturalmente desde tobas de ceniza a tobas de lapilli y ceniza, y composicionalmente son vítreas a cristalinas. En general son macizas, matriz-soportadas y mal seleccionadas, con desarrollo común de soldamiento incipiente a denso. El vidrio presenta texturas de desvitrificación esferulíticas, felsofídicas, granofíricas y micropoiquiliticas. Los cristales son de plagioclasa, cuarzo y sanidina, con anfíbola y biotita en menor medida. Los líticos son de tipo lávico y tobáceo, en general intermedios a ácidos, y en su mayoría se consideran accidentales o accesorios. Los minerales de alteración más abundantes son las arcillas y óxidos de hierro, con presencia frecuente de carbonato, epidota y clorita. Las rocas lávicas corresponden a un nivel de dacita de la Formación Laguna Chica, capas de andesita y riolita de la Formación El Tapado, y un nivel de basalto de olivino de la Formación Guanaco Sonso. En tanto, las rocas sedimentarias consisten en dos tipos de areniscas (litarenita feldespática y feldsarenita lítica) y una roca carbonatada (capas finas de *mudstone* y *grainstone*) de la Formación El Tapado, además de un nivel de *mudstone* de la Formación Guanaco Sonso.

En la columna colina Arcoíris, la Formación El Tapado está dominada por ignimbritas macizas eutaxíticas riódacíticas, que localmente dan paso a ignimbritas estratificadas y tobas macizas dacíticas; hacia techo, yacen en disconformidad conglomerados estratificados, areniscas y fangolitas subordinadas de la Formación Guanaco Sonso. En la columna quebrada las Tetas, la misma unidad inicia con ignimbritas laminadas a macizas de composición dacítica, seguidas por areniscas laminadas y conglomerados, con niveles piroclásticos subordinados, y finaliza con ignimbritas macizas eutaxíticas riolíticas. En la columna el Tapado, la formación homónima inicia con intercalaciones entre ignimbritas macizas eutaxíticas riódacíticas y lavas andesítico-basálticas a andesíticas; les siguen paquetes de calcilitas a calcarenitas, areniscas macizas y fangolitas, y areniscas con rizaduras de oleaje y fangolitas laminadas; más hacia techo, a las areniscas con rizaduras y fangolitas se suman evaporitas, e intercalaciones de areniscas macizas e ignimbritas; finaliza con un paquete grueso de capas de yeso. En la columna Ingaguás, la Formación Guanaco Sonso consta de brechas, lavas e ignimbritas con contenido variable de líticos, de composición andesítica a dacítica; se intercalan localmente calcilitas y areniscas.

Para la Formación El Tapado, se interpreta un ambiente medio a distal dentro de un terreno volcánico dominado por centros riolíticos multifocales, con un probable rol de estructuras como las fallas Olivares y Carmen en la generación de espacio de acomodación por subsidencia extensional. Las ignimbritas se asocian a corrientes de densidad piroclásticas de alta temperatura y concentración, atribuidas a erupciones ligadas a colapso de caldera, que localmente dieron paso a actividad freatomagmática. Los depósitos sedimentarios se enmarcan en un sistema lacustre, que registra la transición desde una cuenca hidrológicamente abierta (sedimentación carbonatada a volcanoclástica en ambiente profundo a somero) a una cerrada (depósitos de lago salino, ignimbritas subaéreas, depósitos de inundación y de lagos efímeros), atribuida a una progresiva aridización del ambiente. Esta unidad se considera un equivalente en territorio chileno de la sección superior del Grupo Choiyoi.

Para la Formación Guanaco Sonso, se reconoce una etapa inicial dominada por sedimentación fluvio-aluvial, con depósitos de río trenzado de grava y arena, seguidos por depósitos distales de abanico aluvial dominado por *sheetfloods*. Conjuntamente, habría existido una merma en la actividad volcánica, consistente con un *gap* de volcanismo entre los ~257-254 Ma; posteriormente, se reanudó el volcanismo riolítico explosivo. Ya en el Triásico Medio, los depósitos analizados indican un carácter variado y fluctuante del volcanismo en términos de estilo eruptivo y composición del material juvenil, consistente con un ambiente proximal dentro de un complejo multifocal intermedio a silíceo. Se postula que la etapa magmática asociada a esta unidad implicó una migración del arco volcánico hacia el borde del continente a esta latitud.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. GENERALIDADES Y PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En la cordillera Frontal chilena, entre los 28°30'S-30°30'S, se exponen rocas representativas de diversos episodios de volcanismo durante el Pérmico-Triásico, que de acuerdo a distintos estudios (*e.g.* del Rey *et al.*, 2016; Coloma *et al.*, 2017; González *et al.*, 2018), se habrían desarrollado en un margen de subducción en el borde occidental de Gondwana, posterior a la fase orogénica San Rafael.

Las rocas volcánicas más antiguas dentro de este periodo tienen entre ~275-264 Ma y son asignadas a la Formación Laguna Chica (Salazar & Coloma, 2016), coetánea con la sección inferior del Grupo Choiyoi en el lado argentino de la cordillera Frontal (Sato *et al.*, 2015). Posteriormente, se habría desarrollado una etapa de intenso magmatismo en el dominio oriental de esta morfoestructura, representada entre los 28°30'S y los 29°00'S por la intrusión del Complejo Plutónico Chollay y la extrusión de rocas volcánicas de la Formación Guanaco Sonso (~254-237 Ma; Ortiz & Merino, 2015; Salazar & Coloma, 2016; Murillo *et al.*, 2017). Esta unidad se apoya discordantemente sobre la Formación Laguna Chica, y sus depósitos sintectónicos se habrían acomodado, en parte, por sistemas de fallas normales en un ambiente extensional (López *et al.*, 2015). Los rangos de edad de las unidades anteriores sugieren un posible *gap* de magmatismo entre los ~264-254 Ma.

En el sector la Laguna (~30°10'S) afloran sucesiones de rocas volcánicas y volcanoclásticas de hasta ~1.500 metros de espesor, de manera inclinada a subvertical y controladas estructuralmente, de modo tal que su base no está expuesta, y no se han observado discordancias internas. Nuevas dataciones U-Pb en circón, obtenidas recientemente por el Plan Nacional de Geología del SERNAGEOMIN (Velásquez *et al.*, en prensa), indican que estas rocas tienen edades que varían entre ~269-244 Ma, sin un *gap* aparente. Esto establece una diferencia con las edades de las formaciones volcánicas referidas anteriormente al norte de los 30°S, y sugiere un registro magmático prácticamente continuo entre el Guadalupiano-Triásico Medio a esta latitud.

La situación planteada abre interrogantes respecto a la naturaleza de estas sucesiones volcánicas al sur de los 30°S. En primer lugar, se requiere una descripción más detallada de su estratigrafía en el sector la Laguna, que podría dar paso a su caracterización como una unidad, o bien favorecer su

asignación a una unidad existente. De manera similar, la determinación de asociaciones de facies y sus variaciones laterales ayudaría a inferir un ambiente de formación, y potencialmente ubicar fuentes de emisión volcánica durante el período señalado. Finalmente, establecer cómo se relacionan tanto estas sucesiones volcánicas como las formaciones referidas al norte de los 30°S con el Grupo Choiyoi en el lado argentino de la cordillera Frontal, que abarca el mismo rango de edad, contribuiría al entendimiento de su significado geológico en la evolución del volcanismo post-orogénico en el margen occidental de Gondwana.

Este trabajo es financiado por el por el Plan Nacional de Geología de SERNAGEOMIN, en el marco de la confección de la carta geológica Pisco Elqui-Río La Gloria y Paso del Agua Negra (Velásquez *et al.*, en prensa).

## **1.2. OBJETIVOS**

### **1.2.1. Objetivo general**

El objetivo principal de este estudio es determinar el ambiente de formación de las sucesiones volcánicas y sedimentarias del Guadalupiano-Triásico Medio expuestas en el sector la Laguna, alta cordillera de la región de Coquimbo, y su relación con las rocas del Grupo Choiyoi.

### **1.2.2. Objetivos específicos**

Los objetivos específicos establecidos para cumplir el objetivo general son los siguientes:

- Caracterizar petrográfica y estratigráficamente las sucesiones volcánicas y sedimentarias del Guadalupiano-Triásico Medio en el área de estudio.
- Definir facies, asociaciones de facies y sus variaciones laterales, para las sucesiones volcánicas y sedimentarias referidas.
- Interpretar procesos deposicionales a distintas escalas sobre la base de la información estratigráfica disponible.
- Contextualizar los resultados a escala regional respecto al Grupo Choiyoi y otras unidades coetáneas.



### 1.3. UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de este trabajo está situada en la cordillera de los Andes, en la porción septentrional de la Región de Coquimbo, Provincia de Elqui. Se enmarca entre los 29°58'-30°24' latitud S, y entre los 70°11' longitud W y la frontera con Argentina (Figura 1.1).

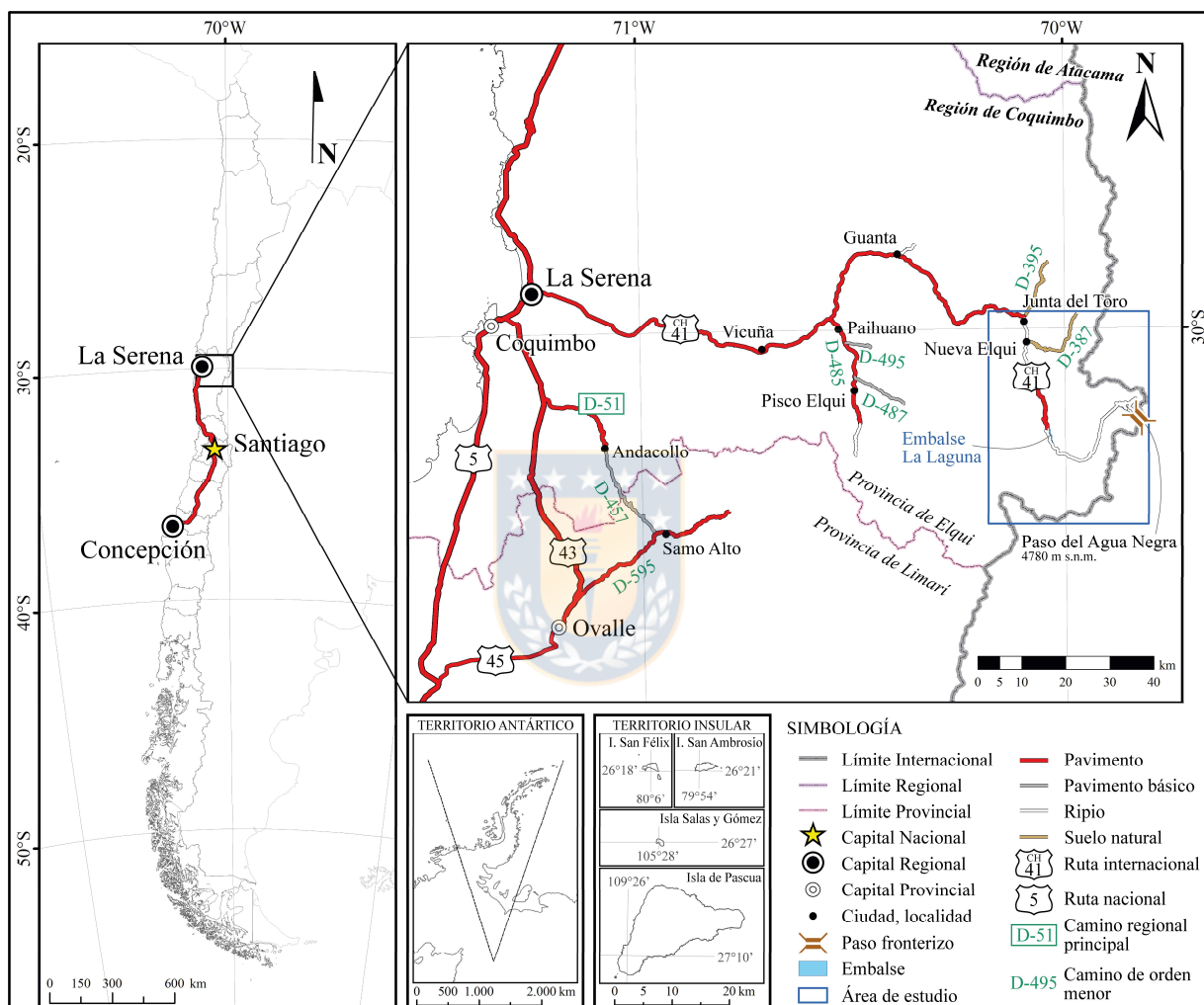


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos al área de estudio.

Para acceder a la zona de estudio desde Concepción, se deben recorrer 499 km hacia el norte por la Ruta 5 Sur, hasta llegar a Santiago; y luego, 471 km en el mismo sentido por la Ruta 5 Norte, hasta La Serena; ambas rutas se encuentran en buen estado y pavimentadas. Desde La Serena, se avanzan 139 km hacia el este por la Ruta Internacional CH-41, que se encuentra pavimentada en el trecho señalado, hasta dar con el límite noroccidental de la región de estudio.

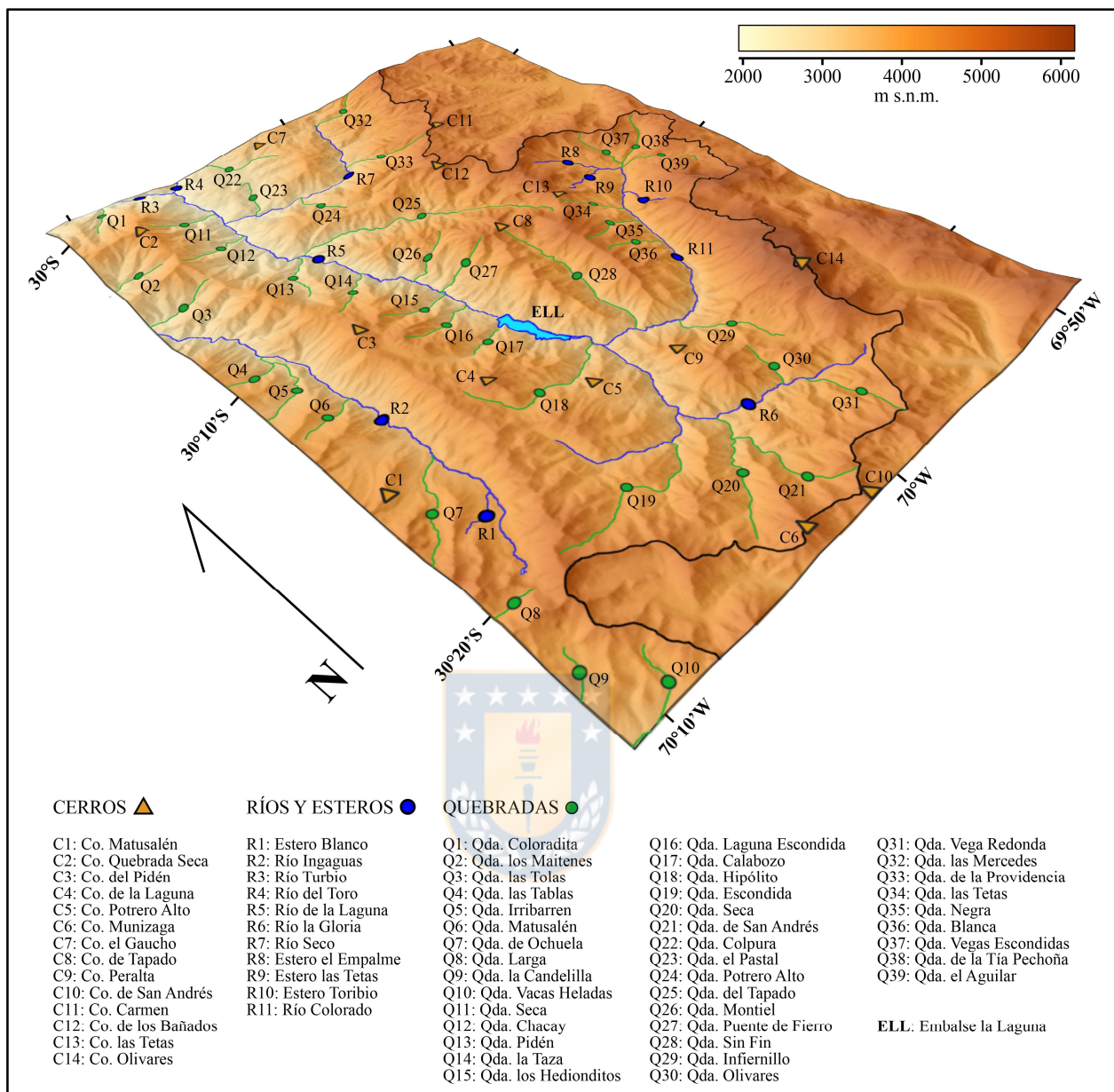
Para recorrer las zonas interiores, la vía principal es la misma ruta internacional referida anteriormente, cuya superficie en este sector es principalmente de ripio. Esta ruta cruza gran parte del área en dirección NW-SE, rodeando el embalse la Laguna, hasta llegar al límite fronterizo con Argentina, donde se encuentra el Paso del Agua Negra. De ella deriva una serie de huellas que permiten acceder a lugares más restringidos, de las cuales algunas son transitables con vehículo 4x4, mientras que en otras sólo se puede avanzar cabalgando o a pie, en especial aquellas que cruzan lugares muy altos o escarpados.

#### 1.4. FISIOGRAFÍA

Según la zonificación geomorfológica realizada por Börgel (1983) para el territorio nacional, el área de este trabajo se encuentra en la Región de las Planicies Litorales y Cuencas del Sistema Montañoso Andino-Costero, que abarca las regiones de Coquimbo y Valparaíso. Más específicamente, pertenece a lo que el autor denominó Las Sierras Transversales del Tronco Maestro Andino.

Esta zona se caracteriza por una topografía escarpada, con cordones montañosos que en general sobrepasan los 4000 m s.n.m. y tienen una orientación preponderantemente N-S, que varía a NNW-SSE en el dominio oriental del área (Figura 1.2). Algunas de las principales elevaciones corresponden al cerro de los Bañados (5.324 m s.n.m.), el cerro las Tetas (5.296 m s.n.m.) y el cerro de Tapado (4.939 m s.n.m.), en la parte nororiental de la zona de estudio; sin embargo, las alturas mayores se registran justo al otro lado de la frontera con Argentina, encontrándose el cerro Olivares (6.220 m s.n.m.) y el cerro Carmen (5.446 m s.n.m.) (Figura 1.2).

Geomorfológicamente, se denota un predominio del modelado glaciar, con formación de valles anchos con forma de “U” (*e.g.* valle del río de la Laguna), valles colgados (*e.g.* quebrada Sin Fin) y circos glaciares (*e.g.* nacientes del río Colorado) (Figura 1.2). En la parte más occidental de la zona de estudio se aprecia un mayor control fluvial sobre el relieve, con valles de paredes más verticales y lechos planos, que pasan a ser dominantes fuera del área hacia el oeste. Otros procesos relevantes en el modelado son los flujos gravitacionales, particularmente las remociones en masa y deslizamientos, cuyos depósitos son comunes junto a las laderas de los cerros, controlando la exposición del sustrato y la forma de los cursos fluviales adyacentes.



**Figura 1.2: Vista 3D con los principales rasgos fisiográficos del área de estudio.** La escala de colores anaranjados en la parte superior derecha es correlativa a la elevación sobre el nivel del mar, mientras que la simbología en la parte inferior se asocia a los cerros, ríos, esteros y quebradas más importantes de la zona de estudio. Las escalas vertical y horizontal son equivalentes.

Las redes de drenaje en la zona de estudio se enmarcan en la cuenca hidrográfica del río Elqui, de tipo exorreica, y pertenecen particularmente a la subcuenca del río Turbio. Éste último nace en la parte noroccidental del área, a partir de la confluencia del río del Toro y el río de la Laguna, y tiene como afluente importante al río Ingaguás (Figura 1.2). El río de la Laguna surge del embalse homónimo ubicado en la parte central del área, que a su vez es alimentado desde el este por los ríos

Colorado y la Gloria. Otros drenajes relevantes son el río Seco, afluente del río de la Laguna, y los esteros el Empalme y las Tetras, que llevan sus aguas al río Colorado.

## **1.5. METODOLOGÍA DE TRABAJO**

### **1.5.1. Cronograma de actividades**

#### *a) Etapa de gabinete 1*

Esta etapa estuvo comprendida entre el 1 de agosto y el 22 de noviembre de 2019. Involucró la integración de información geológica extraída a lo largo de campañas de terreno realizadas entre inicios de 2017 y fines de 2018 por geólogos de la Unidad de Geología Regional del SERNAGEOMIN, en el marco de la carta geológica Pisco Elqui-Río La Gloria y Paso del Agua Negra, actualmente en edición. Esta información consiste en descripciones de afloramientos y muestras, mediciones estructurales, mapeo de contactos, fotografías georreferenciadas y datos geocronológicos, entre otros, facilitados por la base de datos digital del SERNAGEOMIN. También durante este período se hizo un análisis bibliográfico de la geología regional y local, se construyeron columnas estratigráficas preliminares, se describieron los cortes transparentes y fue planificada la campaña de terreno al sector la Laguna.

#### *b) Etapa de terreno*

Se trata de una campaña de terreno de 10 días en el sector la Laguna, efectuada entre el 27 de noviembre y el 6 de diciembre de 2019, junto a los geólogos Ismael Murillo, Daniela Villela y Diego Mardonez. Esta salida estuvo orientada a la profundización del control estratigráfico y litológico de las sucesiones volcánicas y sedimentarias de interés, levantándose 3 columnas estratigráficas de detalle, así como su relación con rocas intrusivas de edad similar.

#### *c) Etapa de gabinete 2*

La segunda etapa de gabinete abarcó desde el 6 de enero al 2 de octubre de 2020. En ella, se llevó a cabo la incorporación y procesamiento de los nuevos datos de terreno a la base de datos digital, la construcción de perfiles geológicos esquemáticos a partir de datos estructurales, el dibujo de las

3 columnas estratigráficas y la caracterización de detalle de los tramos que las componen, enriquecida a partir de la descripción de muestras de mano. Posterior a ello, se realizó el análisis de facies, asociaciones de facies y ambientes de formación, con interpretaciones apoyadas en material bibliográfico. También en este período se compendiaron las descripciones petrográficas y transformadas en un capítulo general y un anexo detallado. Finalmente, incluyó los procesos de discusión y conclusiones, así como la redacción y edición del texto final.

### **1.5.2. Petrografía**

La descripción petrográfica se llevó a cabo utilizando un microscopio binocular de luz polarizada marca Olympus, modelo BX51, con aumentos de 4x, 10x, 20x y 40x, facilitado por el laboratorio de petrografía del SERNAGEOMIN. Este proceso involucró la caracterización y cuantificación de la mineralogía primaria y de alteración, el reconocimiento de texturas y otros rasgos litológicos, y la clasificación de las rocas mediante diagramas afines. La nomenclatura petrográfica empleada en este trabajo guarda estrecha relación con aquella utilizada actualmente en el SERNAGEOMIN, con algunas modificaciones menores. Una descripción detallada de los sistemas de clasificación utilizados se encuentra en el “Anexo A: Nomenclatura petrográfica”.

Los resultados se organizaron a modo de fichas de descripción por corte transparente, agrupadas en el “Anexo B: Descripción petrográfica”. Las fichas tienen un diseño diferenciado para los tres grupos de rocas analizadas (lávicas, piroclásticas y sedimentarias), y cada una contiene 2 fotomicrografías correspondientes a imágenes representativas del corte en luz polarizada plana y nicoles cruzados. Éstas capturas y las presentadas en Petrografía (Capítulo 3) fueron tomadas con una cámara marca Micrometrics de 5 Mp con sensor CCD, modelo 590CU, equipada en el microscopio señalado.

### **1.5.3. Estratigrafía**

En primera instancia, la información estratigráfica y estructural recopilada en terreno fue cargada en el programa ArcGIS (versión 10.5) de manera georreferenciada. Se trazaron transectas para la confección de perfiles geológicos esquemáticos, cuya función es, por una parte, ilustrar la geometría de las capas, relaciones de contacto y estructuras y, por otra parte, servir como herramienta de primer orden de estimación de espesores. Su dirección fue definida considerando

la cercanía a los puntos de control y la perpendicularidad al rumbo de las capas. Para su construcción se utilizó el *software* Move (versión 2011), que facilitó la generación de un perfil topográfico, y la intersección de éste con los contactos litológicos y estructurales mapeados. Posteriormente, el dibujo propiamente tal de las unidades y estructuras fue realizado con Adobe Illustrator (versión 2019).

El espesor de cada columna y sus tramos fue corroborado por relaciones trigonométricas entre la distancia horizontal, pendiente, actitud de las capas y oblicuidad del perfil respecto a ellas. Posteriormente, las columnas fueron dibujadas también en Adobe Illustrator. La leyenda y simbología empleadas en todas las secciones estratigráficas se especifica en la Figura 1.3.

## 1.6. TRABAJOS ANTERIORES

**Thiele (1964)** realizó el primer reconocimiento geológico de la alta cordillera de Elqui entre los  $\sim 29^{\circ}30' - 30^{\circ}S$ . Definió, entre otras unidades, la Formación Pastos Blancos, en la que agrupó 500-1.200 m de volcanitas, tufitas y rocas sedimentarias.

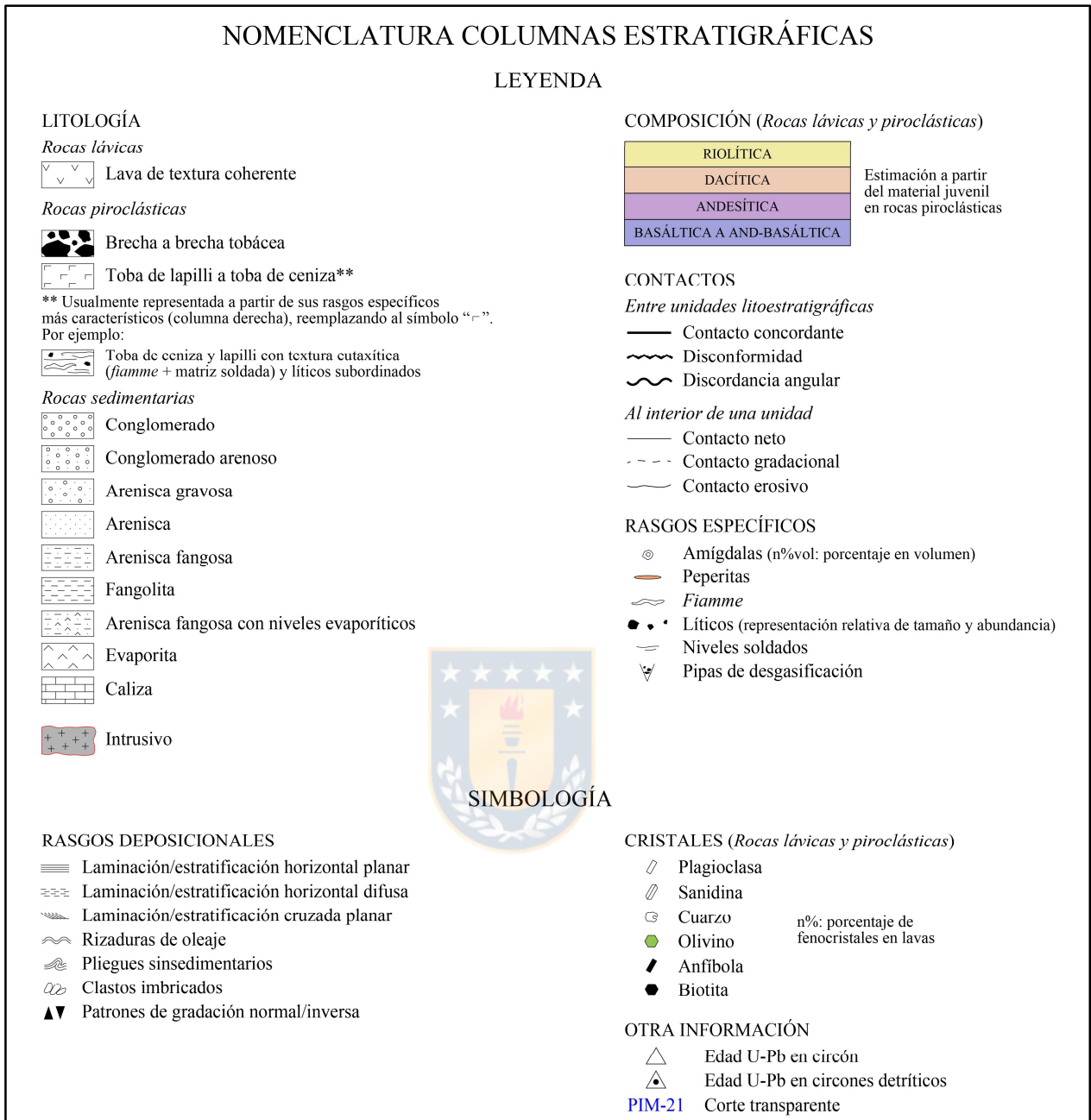
**Nasi *et al.* (1985)** estudiaron los intrusivos graníticos del Batolito Elqui-Limarí, extendido entre los  $\sim 28^{\circ}30' - 31^{\circ}S$ , presentando datos petrográficos, geocronológicos y geoquímicos. Acotaron su edad al Paleozoico Superior-Triásico, e interpretaron su rol el margen pacífico de Gondwana.

**Mpodozis & Cornejo (1988)** publicaron la Hoja Pisco-Elqui, escala 1:250.000, entre los  $30^{\circ} - 31^{\circ}S$  y entre los  $70^{\circ}45'W$  y la frontera con Argentina.

**Nasi *et al.* (1990)**, similarmente, confeccionaron la Hoja Guanta, escala 1:250.000, entre los  $29^{\circ} - 30^{\circ}S$ , y entre los  $70^{\circ}30'W$  y el límite con Argentina.

**Mpodozis & Kay (1992)** generaron un modelo tectónico para el margen de Gondwana entre los  $28 - 31^{\circ}S$ , a partir de datos geológicos regionales y geoquímica en granitoides del Paleozoico Superior-Triásico en la cordillera Frontal.

**Martin *et al.* (1995)** llevaron a cabo un levantamiento geológico de la franja el Indio en la cordillera de Coquimbo, por encargo de la compañía minera San José al SERNAGEOMIN.



**Figura 1.3: Nomenclatura de las columnas estratigráficas.** Se especifica la leyenda y simbología empleada para la representación de las secciones estratigráficas incluidas en este trabajo.

**Martin et al. (1999)** elevaron a la Formación Pastos Blancos a la categoría de grupo, y lo dividieron en dos secuencias separadas mediante discordancia angular: la secuencia Guanaco Sonso y la secuencia Los Tilos, asignadas al Pérmico y al Triásico Medio-Jurásico Inferior, respectivamente. Además, publicaron las primeras edades absolutas para las rocas del Grupo Pastos Blancos.

**Hervé *et al.* (2014)** identificaron 4 etapas en el plutonismo del Mississippiano-Triásico Superior entre los 28-31°S, presentando datos geoquímicos que apuntan a una participación del manto progresivamente mayor en la fuente magmática durante ese período.

**Murillo *et al.* (2017)** publicaron la carta geológica Guanta-Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas, escala 1:100.000, entre los 29°30'-30°S, y entre los 70°30'W y la frontera con Argentina.

**González *et al.* (2018)** presentaron nuevos datos petrográficos y geoquímicos del magmatismo del Triásico Superior expuesto entre los 29°30'-30°S en la alta cordillera chilena, que sugieren un contexto de subducción activa durante la etapa pre-Andina.

**Murillo *et al.* (2018)** propusieron cinco etapas evolutivas para el volcanismo Carbonífero-Triásico registrado en la cordillera Frontal entre los 28°30'-30°S.

**Oliveros *et al.* (2020)** estudiaron las tres etapas en la evolución del margen suroccidental de Gondwana durante el Carbonífero-Jurásico: el ciclo Gondwánico, la etapa Pre-Andina y el ciclo Andino temprano. A partir del análisis de datos petrológicos y geoquímicos de rocas ígneas, propios y previamente publicados entre los ~24-30°S, postularon que la subducción se mantuvo ininterrumpida durante la generación del magmatismo.

**Velásquez *et al.* (en prensa)** confeccionan la carta geológica Pisco Elqui-Río La Gloria y Paso del Agua Negra, escala 1:100.000, entre los 30°-30°30'S, y entre los 70°30'W y la frontera con Argentina. Profundizan en la estratigrafía del Pérmico-Triásico a esa latitud, presentan nuevos datos geocronológicos y definen la Formación El Tapado.

## 1.7. AGRADECIMIENTOS

Primeramente, quiero agradecer a mis padres, quienes siempre están ahí para apoyarme cuando los necesito y han sido tremendamente comprensivos. A mis hermanos, simplemente por ser tan bacanes, y por entender cuando me encerraba a producir. Como familia entregan una fortaleza que hace sentir realmente afortunado, por el cariño que dan y el que les puedo dar. ¡Gracias por todo!



Gracias a mi querida Eli, por sus ideas frescas y con altura de miras sobre cómo actuar en distintas situaciones, por su apoyo moral y anímico para no flaquear y seguir laborando, y por ayudarme a tomar las cosas con más calma. Pero, sobre todo, gracias por su amor y ternura inagotables.

¡Gente del SERNAGEOMIN! Gracias a Isma, más allá de la guía profesional, por jugársela para sacar adelante el terreno, por los valiosos consejos y revisiones de contenido, y por la buena onda constante. Gracias también a Ricky, por fomentar la comunicación con el equipo, la disponibilidad para facilitar material, el asesoramiento para seleccionar muestras, y sus observaciones al texto final. Agradezco muy especialmente a Laura, por su tremendo apoyo en microscopía (obvio, es sequísima), pero también y sobre todo por el lado humano; constantemente preocupada de cómo iban las cosas, de facilitar diversos materiales de ayuda en mi trabajo, y hasta cosas para golosear, de vez en cuando. Gracias a Felipe Coloma, por las discusiones sobre distintos puntos de vista para enfrentar el trabajo. A Miguel y Nico, por la accesibilidad y transparencia para corroborar datos de terreno y discutir posibles interpretaciones. Gracias a Dani, por el asesoramiento para conseguir cosas antes del terreno, y el apoyo con la casi tragedia del computador. También a Seba, que en la misma posición de memorista aportó con una visión distinta, y datos afines al trabajo. Y a Diego Mardonez, por su tremendo aporte geológico y logístico en el terreno. En global, gracias al equipo de geología regional del SERNAGEOMIN, Andrés, Choca, Diego Montecino, Felipe Espinoza, Gustavo, Pancho, Rodrigo, y tanta más gente, por el grato ambiente de trabajo y apoyo en este proceso.

Finalmente, Paulo, René, Orlando, Fabián, gracias amigos por su solidaridad, empatía y cercanía, se les quiere mucho. Y a compañeros de carrera, conocidos, cercanos o no tanto, nuevos geólogos y geólogas por doquier, gracias por las conversaciones y gestos de apoyo. Que nos vaya de lo mejor de aquí en adelante.

## 2. MARCO GEOLÓGICO

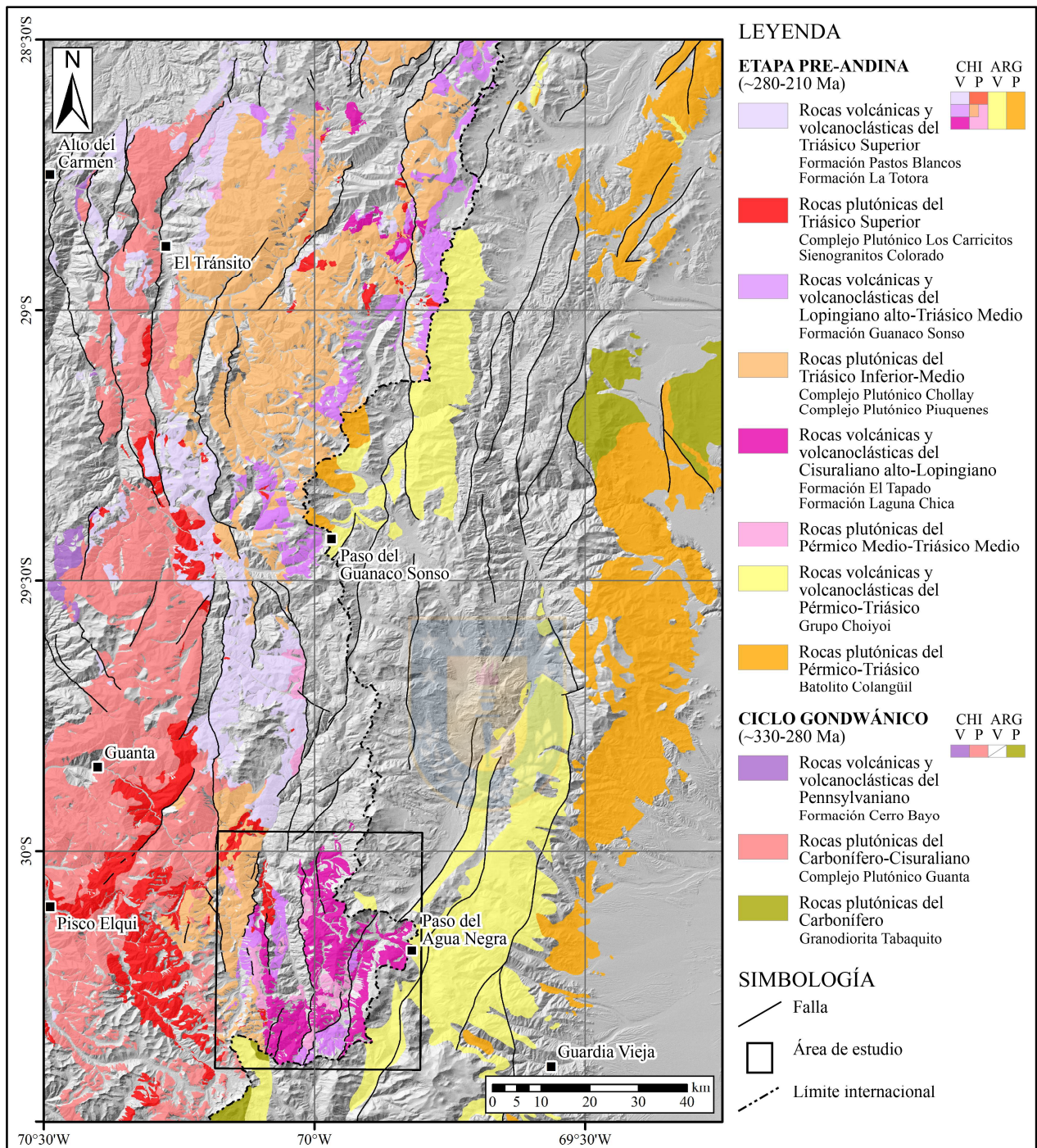
### 2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Posterior a la fase de aglomeración de terrenos durante el Paleozoico (Ramos, 1988), el desarrollo del margen W de Gondwana comprende tres etapas bien reconocidas que se diferencian marcadamente en su evolución magmática y estilo de deformación: el ciclo Gondwánico (Mississippiano alto a ~285 Ma), la etapa Pre-Andina (~285 Ma al Triásico Superior) y el ciclo Andino (Jurásico al Reciente) (Oliveros *et al.*, 2020). En la cordillera Frontal, morfoestructura en la que se enmarca el área de estudio, afloran grandes porciones de rocas ígneas del Carbonífero-Triásico, mayormente fragmentos de arcos magmáticos (Figura 2.1). Su exposición actual se debe a una deformación de piel gruesa (Moscoso & Mpodozis, 1988), ligada a acortamiento cortical durante eventos compresivos del Eoceno y Mioceno (Fosdick *et al.*, 2015; Lossada *et al.*, 2017).

#### 2.1.1. Ciclo Gondwánico (Mississippiano alto a ~285 Ma)

De acuerdo a reconstrucciones paleomagnéticas (Vilas & Valencio, 1978, en Charrier *et al.*, 2007), existió una rápida migración del Polo Sur durante el Carbonífero e inicios del Pérmico, lo cual es indicativo de una intensificación de la deriva continental y, por ende, de una subducción activa en márgenes continentales como el de Gondwana occidental. Consecuentemente, a lo largo de este ciclo se desarrolló un arco magmático, ubicado en la actual alta cordillera, coexistiendo con una cuenca de antearco y un complejo acrecionario, sucesivamente hacia el oeste (Charrier *et al.*, 2007).

El arco está representado por granitoides y rocas volcánicas del Carbonífero-Cisuraliano que afloran en las cordilleras Frontal y de Domeyko entre los 22° y 32°S (Mpodozis & Kay, 1992; Hervé *et al.*, 2014; del Rey *et al.*, 2016), a los que se suman plutones del Carbonífero expuestos en la cordillera de la Costa hacia el sur entre los 32° y 38°S (Deckart *et al.*, 2014). Este magmatismo continental presenta una señal geoquímica principalmente mantélica, aunque con cantidades relevantes de adiciones corticales (Hervé *et al.*, 2014; Lucassen *et al.*, 1999; Mpodozis & Kay, 1992; Oliveros *et al.*, 2020).



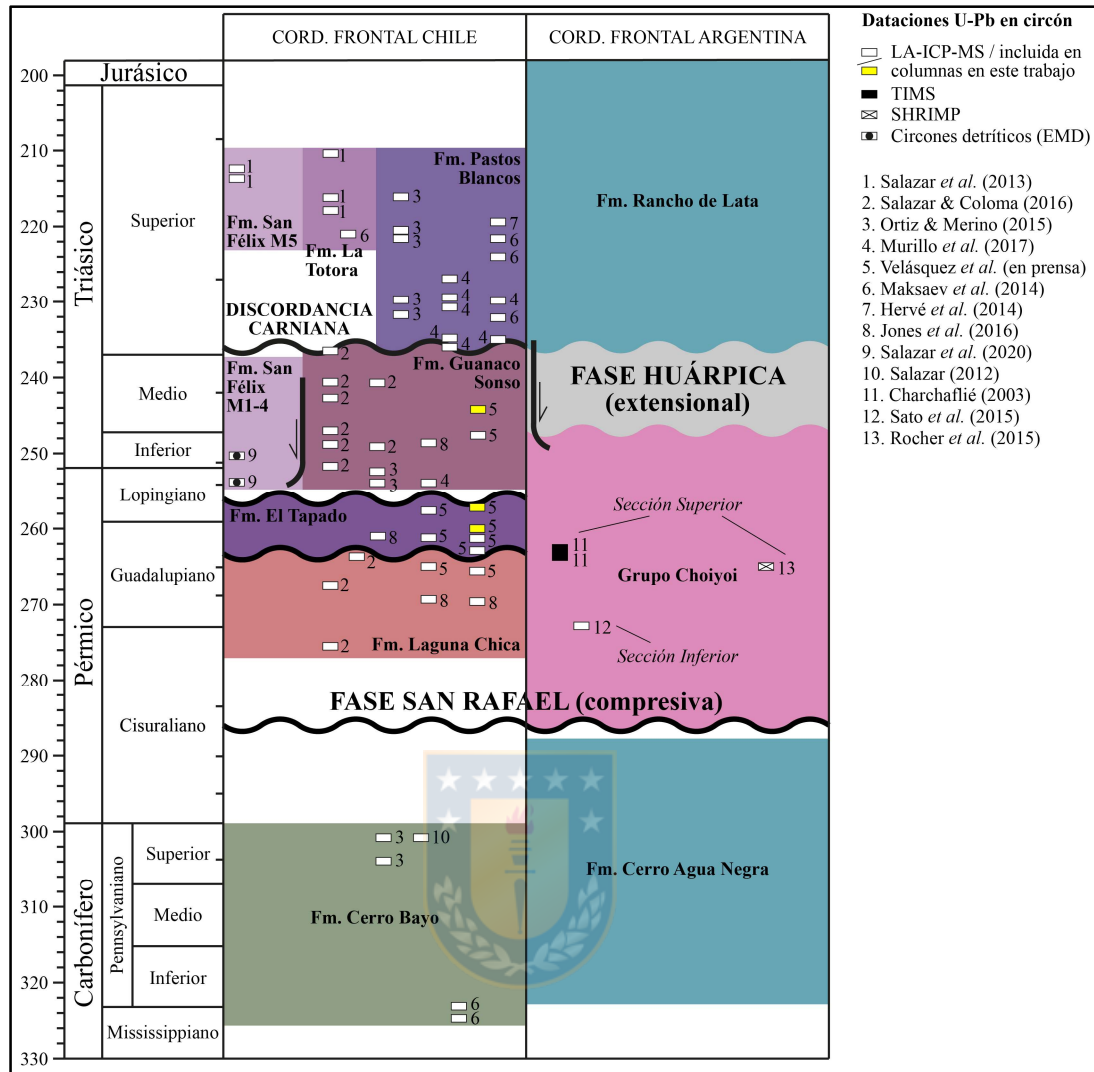
**Figura 2.1: Afloramientos del magmatismo gondwánico y pre-andino en la cordillera Frontal de Chile y Argentina entre los 28°30' y 30°30'S.** El mapa abarca la región con levantamiento geológico a escala 1:100.000 generado recientemente por el SERNAGEOMIN (Salazar *et al.*, 2013; Ortiz & Merino, 2015; Salazar & Coloma, 2016; Murillo *et al.*, 2017; Velásquez *et al.*, en prensa). La información geológica en Argentina procede de cartografía a escala 1:250.000 del SEGEMAR (Cardó *et al.*, 2005; Cardó *et al.*, 2007; Fauqué, 2010). Proyección cartográfica WGS 1984.

El prisma de acreción desarrollado al oeste del arco se mantuvo activo durante el Carbonífero-Cisuraliano, una vez reanudada la subducción a lo largo del margen occidental de Gondwana

después del Devónico (Mpodozis & Ramos, 1989). Los representantes de este prisma corresponden a secuencias sedimentarias y complejos metamórficos de antearco del Paleozoico superior, que se exponen a lo largo de la costa hacia el sur entre los 26° y 29°S (Creixell *et al.*, 2016; Fuentes *et al.*, 2019) y sus equivalentes alrededor de los 31°S (Rebolledo & Charrier, 1994; Willner *et al.*, 2008).

En la cordillera Frontal chilena, afloran mayormente dioritas a granitos metaluminosos y calcoalcalinos del Mississippiano alto (~330 Ma) al Cisuraliano (~280 Ma), que se extienden en una franja N-S al W del área (Figura 2.1), siendo el Complejo Plutónico Guanta (Murillo *et al.*, 2017) y los Intrusivos Plutónicos del Carbonífero Superior (Ortiz & Merino, 2015) las unidades más representativas. Sobre estos, se han reconocido en menor medida sucesiones volcánicas coetáneas, correspondientes a la Formación Cerro Bayo (Salazar *et al.*, 2013) (Figura 2.2). En el lado argentino, se registra plutonismo carbonífero a través de la Granodiorita Tabaquito (~329-326 Ma; Llambías & Sato, 1995) y similares (Figura 2.1), junto con sedimentación siliciclástica marina a transicional, siendo la Formación Cerro Agua Negra la unidad más extendida (Sato *et al.*, 2015).

El ciclo Gondwánico terminó con el desarrollo de la fase orogénica San Rafael en el Cisuraliano, asociada probablemente a un evento colisional o a un gran acople entre placas por somerización de la subducción (Riel *et al.*, 2018; Kleiman & Japas, 2009; Mpodozis & Kay, 1992). Este evento compresivo habría propagado deformación hacia el interior del continente a modo de fajas plegadas y corridas, actuando sobre las secuencias marinas y continentales depositadas anteriormente en Chile y Argentina, al menos entre los 25° y 32°S (Kleiman & Japas, 2009; Charrier *et al.*, 2007). Se encuentra bien constreñida en Argentina, donde capas plegadas de la Formación Cerro Agua Negra son cubiertas en discordancia por el Grupo Choiyoi (Heredia *et al.*, 2002). En Chile, la discordancia que ubica a la Formación Laguna Chica sobre rocas deformadas del Devónico se atribuye a este mismo evento (Salazar *et al.*, 2020).



**Figura 2.2: Unidades litoestratigráficas y edades de volcanismo gondwánico y pre-andino en la cordillera Frontal de Chile y Argentina entre los 28-32°S. Se incluyen edades obtenidas mediante análisis U-Pb en círculo. Los métodos y referencias se indican a la derecha.**

### 2.1.2. Etapa Pre-Andina (~285 Ma al Triásico Superior)

Esta etapa involucró la finalización del ensamblaje de Gondwana, lo que propició nuevas condiciones geotectónicas que a su vez terminaron por causar su desintegración. Coherentemente, reconstrucciones paleomagnéticas (Vilas y Valencio en Charrier *et al.*, 2007) indican que hacia fines del Pérmico la migración del Polo Sur disminuyó al punto de casi detenerse, originando un período de interrupción completa o casi completa de la deriva continental hasta inicios del Jurásico.

El magmatismo de esta etapa está representado en gran medida por la Provincia Magmática Choiyoi, ampliamente expuesta en Argentina. Sus productos volcánicos lávicos y piroclásticos se

dividen en dos secciones, una inferior de composición andesítica a dacítica, con lentes sedimentarios subordinados hacia la base, y una superior predominantemente riolítica, mientras que las rocas plutónicas coetáneas siguen una evolución composicional similar (Llambías *et al.*, 1993; Llambías & Sato, 1995; Sato *et al.*, 2015). En territorio chileno, sucesiones piroclásticas y efusivas junto con complejos plutónicos intermedios a ácidos del Cisuraliano alto al Triásico Medio afloran ampliamente en las cordilleras Frontal y de Domeyko entre los 24-32°S, y se consideran equivalentes del magmatismo Choiyoi dado su rango de edad similar, de ~285-245 Ma (Maksaev *et al.*, 2014; Sato *et al.*, 2015).

En la cordillera Frontal, el magmatismo del Cisuraliano alto-Lopingiano está representado en territorio chileno por sucesiones piroclásticas y lávicas principalmente riodacíticas de las formaciones Laguna Chica y El Tapado (~275-264 Ma y ~263-257 Ma, respectivamente; Figura 2.2), estrechamente relacionadas con intrusivos plutónicos e hipabisales coetáneos (Salazar & Coloma, 2016; Velásquez *et al.*, en prensa) (Figura 2.1). En Argentina, se exponen en continuidad geográfica volcanitas intermedias y ácidas de las secciones inferior y superior del Grupo Choiyoi, y plutones mayormente granodioríticos del Batolito Colangüil (Cardó *et al.*, 2005, 2007; Llambías & Sato, 1995) (Figura 2.1).

Por su parte, los representantes del Lopingiano alto-Triásico Medio corresponden a las rocas volcánicas y volcanoclásticas intermedias a ácidas altamente extendidas de la Formación Guanaco Sonso (Salazar & Coloma, 2016), de edad ~254-237 Ma (Figura 2.2), e intrusivos voluminosos mayormente graníticos como los del Complejo Plutónico Chollay al norte de los ~29°30'S y el Complejo Plutónico Piuquenes hacia el sur (Salazar *et al.*, 2013; Velásquez *et al.*, en prensa) (Figura 2.1). Del lado argentino, se encuentran algunos de los intrusivos más jóvenes asociados al magmatismo del Choiyoi superior (Sato *et al.*, 2015).

Finalmente, en discordancia sobre las unidades estratificadas e intrusivas anteriores, se disponen sucesiones volcánicas a sedimentarias del Triásico Superior (Figura 2.1). Entre ellas se cuentan lavas andesíticas a andesítico-basálticas y rocas piroclásticas de la Formación La Titora (Reutter, 1974), rocas sedimentarias marinas a continentales de la Formación San Félix (Reutter, 1974), y paquetes lávicos y piroclásticos intermedios a ácidos de la Formación Pastos Blancos (Ortiz & Merino, 2015), cuya edad conjunta se ha controlado entre ~236-210 Ma (Salazar *et al.*, 2013; Ortiz

& Merino, 2015; Murillo *et al.*, 2017) (Figura 2.2). Intrusivos coetáneos afloran como cuerpos aislados, más continuamente expuestos al oeste del área de estudio (Figura 2.1), siendo el Granito El León (Velásquez *et al.*, en prensa), el Complejo Plutónico Los Carricitos (Murillo *et al.*, 2017) y los Sienogranitos Colorado (Salazar *et al.*, 2013) los representantes principales.

Se ha propuesto que las rocas ígneas del Cisuraliano alto-Triásico Medio son productos de magmatismo anorogénico, como resultado de una fusión cortical extensiva (Mpodozis & Kay, 1992). Las sucesiones volcánicas del Triásico Medio a Superior, a menudo reportadas como *suites* bimodales basáltico-riolíticas (Parada *et al.*, 1999), han sido interpretadas como productos de magmatismo de *rift* continental con fuentes mantélicas (Kay *et al.*, 1989), que en conjunto con las cuencas de *rift* de gran escala se habrían desarrollado en un margen pasivo (Charrier *et al.*, 2007). Por otro lado, trabajos recientes han interpretado tanto el magmatismo (del Rey *et al.*, 2016; Coloma *et al.*, 2017; González *et al.*, 2018; Oliveros *et al.*, 2020) como las cuencas (Espinoza *et al.*, 2019; Salazar *et al.*, 2020) del Guadalupiano-Retiano, y también el magmatismo Choiyoi (Rocher *et al.*, 2015), como asociado a subducción.

El estilo estructural dominante durante toda la etapa Pre-Andina habría sido extensional, con desarrollo de grandes calderas volcánicas controladas por fallas normales y abundantes enjambres de diques en el magmatismo Pérmico-Triásico (Llambías & Sato, 1995; Salazar & Coloma, 2016; Velásquez *et al.*, en prensa). Un evento de deformación mayor corresponde a la fase extensional Huárpica (Figura 2.2), registrada de manera amplia y diacrónica a lo largo del margen Andino marcando el inicio de la etapa de *rift* desarrollada durante el Triásico, y que en la cordillera Frontal separa depósitos triásicos de las volcanitas del Choiyoi mediante discordancia y fallas normales (Llambías & Sato, 2011; Sato *et al.*, 2015). A lo largo del Triásico, está bien documentado el desarrollo de cuencas extensionales de rumbo NW-SE (*e.g.* cuencas de Ischigualasto, Cuyo y San Félix), cuya orientación estaría controlada por zonas de debilidad en la corteza heredadas de las suturas entre terrenos adosados al margen (Charrier *et al.*, 2007; Salazar *et al.*, 2020; Espinoza *et al.*, 2019). En Chile, entre los 28-29°S, se ha determinado una discordancia de edad carniana (Figura 2.2) entre unidades volcánico-sedimentarias en las cordilleras Frontal y de la Costa, que representaría un descenso del nivel de base a gran escala en el antearco gondwánico (Salazar *et al.*, 2020).

### 2.1.3. Ciclo Andino (Jurásico al Reciente)

Este ciclo ha sido dividido en dos grandes etapas según el régimen tectónico dominante (Coira *et al.*, 1982): un período temprano (Jurásico Inferior-Cretácico Inferior), caracterizado por una tectónica extensional, con desarrollo de un arco magmático paralelo al margen occidental de Gondwana y una cuenca de trasarco hacia el este; y un período tardío (Cretácico Superior-Reciente), enmarcado en una tectónica compresiva, que involucra la migración gradual del arco hacia posiciones más orientales, y la generación de cuencas de antepaís hacia el este (Charrier *et al.*, 2007).

La etapa temprana del sistema de subducción Andino u orogenia Andina está representada en el norte de Chile por plutones intermedios que abarcan todo el período Jurásico y constituyen las raíces del arco magmático, junto con productos volcánicos penecontemporáneos a lo largo de la cordillera de la Costa (Oliveros *et al.*, 2006). En las cordilleras Frontal y de Domeyko, las secuencias marinas y volcánicas jurásicas se interpretan como la cuenca de trasarco y el volcanismo de trasarco asociado, respectivamente (Ardill *et al.*, 1998; Oliveros *et al.*, 2012; Rossel *et al.*, 2013). Si bien el arco andino temprano se emplazó sobre corteza continental paleozoica, dada la naturaleza más bien primitiva de su magmatismo y su configuración tectónica y paleogeográfica (cuencas de intraarco y trasarco), ha sido comparado con sistemas de subducción tipo oceánico o arcos de islas modernos (Lucassen *et al.*, 2006; Rossel *et al.*, 2013) en lugar de arcos continentales típicos.

La separación entre los períodos temprano y tardío del Ciclo Andino está marcada por la fase Peruana, un evento compresivo ampliamente reconocido en el norte de Chile (Arévalo, 2005; Creixell *et al.*, 2013), que involucró el alzamiento y erosión de las unidades preexistentes. Lo anterior dio paso a episodios extensionales asociados a intenso magmatismo durante el Cretácico Superior, actividad representada por abundantes plutones y depósitos volcánicos andesíticos y riódacíticos controlados por fallas (Matthews *et al.*, 2006). La inversión de estas cuencas a fines del Cretácico Superior o inicios del Paleoceno (Cornejo *et al.*, 2003) fue seguida por el desarrollo de depocentros paleógenos tempranos más hacia el este, donde se depositaron sucesiones volcánicas y volcanoclásticas más potentes, formando típicamente complejos de tipo caldera (Matthews *et al.*, 2006; Charrier *et al.*, 2007).



Desde el Eoceno al Reciente, los Andes de Chile y Argentina han adoptado su configuración actual. Su evolución tectónica al norte de los 46°S ha estado controlada por los movimientos relativos entre Sudamérica y las placas de Farallón y Nazca (Maloney *et al.*, 2013), que son responsables del alzamiento andino, el desarrollo de las unidades morfoestructurales y el desplazamiento del arco volcánico hacia su posición actual, entre otros eventos importantes (Charrier *et al.*, 2007). En el Eoceno medio tuvo lugar un nuevo episodio de inversión y alzamiento, luego de un incremento sostenido en la tasa de convergencia (Somoza & Ghidella, 2005), coincidente con la fase Incaica (Pardo-Casas & Molnar, 1987). El movimiento de bloques a lo largo de fallas NNE-SSW de vergencia tanto este como oeste (Pineda & Emparan, 2006) controló el desarrollo de cuencas ubicadas en ambos flancos del orógeno en alzamiento, las que recibieron abundantes sedimentos desde las áreas alzadas en erosión (Charrier *et al.*, 2007). Posteriormente, nuevas modificaciones en la cinemática de placas y tasas de convergencia a lo largo del Neógeno causaron variaciones relevantes en el régimen tectónico del margen continental (Pardo-Casas & Molnar, 1987; Kay & Mpodozis, 2002), lo que en el antearco se expresó mediante el alzamiento y deformación sincrónica de tipo extensional, de rumbo y compresional (Charrier *et al.*, 2007).

Las unidades formadas durante el Eoceno al Reciente están expuestas en todas las unidades morfoestructurales. Sin embargo, la distribución de los depósitos no es uniforme e, incluso, su continuidad en la Depresión Central está interrumpida en el segmento de *flat-slab* como consecuencia de un alzamiento de gran escala causado por la subducción de la dorsal de Juan Fernández desde el Mioceno (Kay & Mpodozis, 2002; Ramos *et al.*, 2002). En este segmento intermedio de los Andes, ubicado entre los ~27°-34°S, no existe Depresión Central, la actividad volcánica está ausente a lo largo del eje de la cordillera, y se desarrolla la cordillera Frontal y las Sierras Pampeanas de piel gruesa más hacia el este en el antepaís andino en territorio argentino, en contraste a las fajas plegadas y corridas de piel delgada desarrollados al norte y al sur del segmento (Charrier *et al.*, 2007).

## 2.2. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

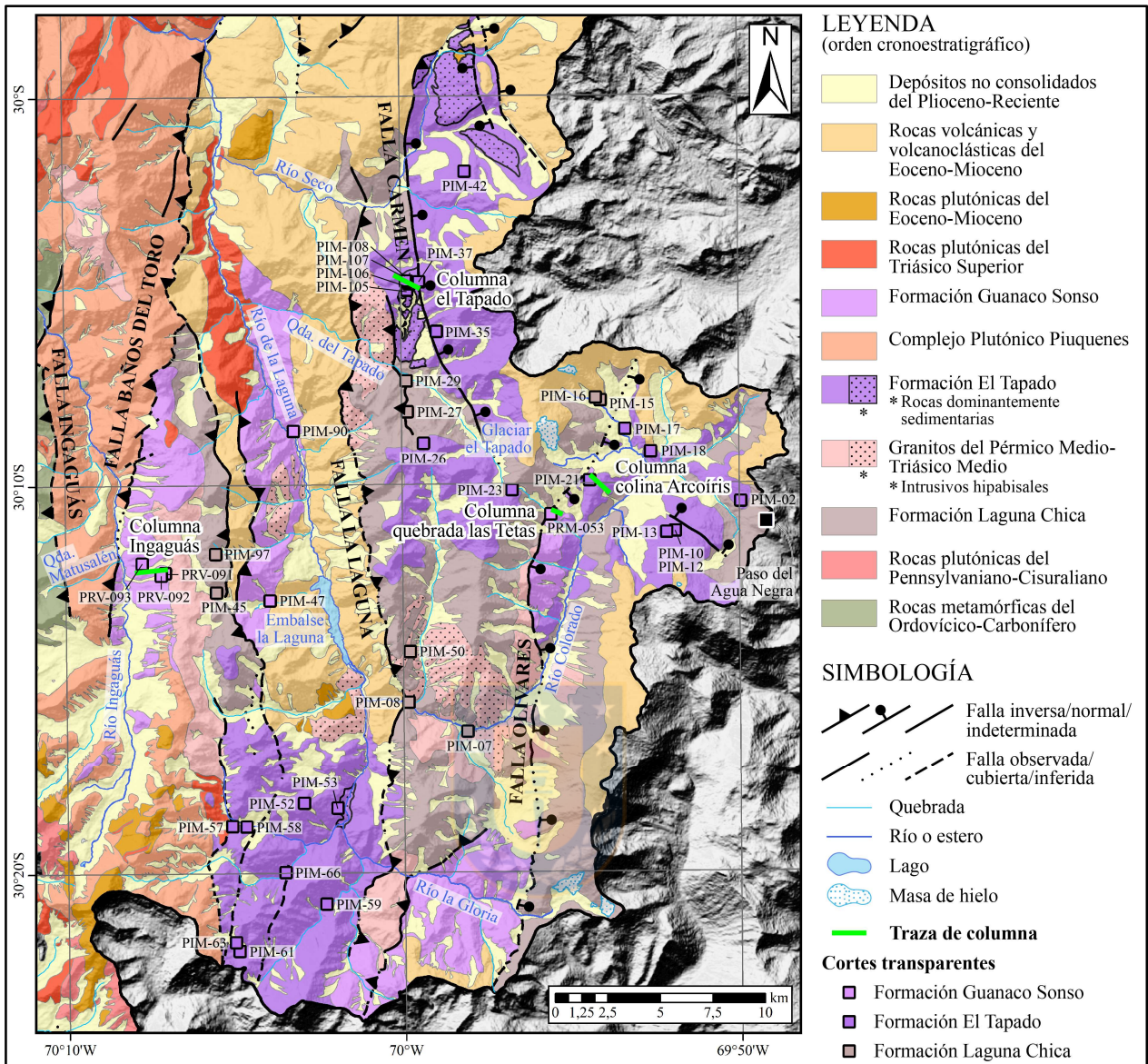
### 2.2.1. Generalidades

El área de estudio tiene un basamento representado mayormente por intrusivos del Guadalupiano-Triásico Medio, con menor ocurrencia de plutones del Triásico Superior y el Cenozoico. La cobertura consta principalmente de sucesiones piroclásticas del Guadalupiano-Triásico Medio, a las que se suman de manera importante volcánicas del Eoceno-Mioceno. Estas rocas se encuentran formando bloques acomodados por fallamiento inverso, y normal en menor medida (Figura 2.3).

Las rocas más antiguas afloran en el dominio occidental del área, y corresponden a sucesiones metasedimentarias del Ordovícico-Carbonífero pertenecientes al Complejo Metamórfico El Cepo (Mpodozis & Cornejo, 1988), que se exponen en contacto tectónico con plutones triásicos a través de la falla Ingaguás (Figura 2.3). En el mismo bloque estructural se exponen dioritas cuarcíferas a monzogranitos del Complejo Plutónico Guanta (Murillo *et al.*, 2017), de edad cisuraliana, en gran medida intruidos por plutonismo más joven y cubiertos por sedimentos no consolidados.

Gran parte de los afloramientos al este de la falla Baños del Toro corresponden a rocas piroclásticas riocácicas de las formaciones Laguna Chica (Cisuraliano alto-Guadalupiano; Salazar & Coloma, 2016) y El Tapado (Guadalupiano-Lopingiano; Velásquez *et al.*, en prensa), separadas mediante discordancia angular (Figura 2.3). La Formación Guanaco Sonso (Lopingiano alto-Triásico Medio; Salazar & Coloma, 2016), en disconformidad sobre la Formación El Tapado, agrupa rocas piroclásticas y lávicas intermedias a ácidas expuestas mayormente en el sector occidental del área.

El magmatismo intrusivo coetáneo a las rocas estratificadas anteriores está representado por los plutones e hipabisales de los Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio (Velásquez *et al.*, en prensa), que intruyen a estas mismas rocas (Figura 2.3). Por su parte, el Complejo Plutónico Piuquenes (Triásico Medio; Velásquez *et al.*, en prensa) se expone al oeste de la falla Baños del Toro, parcialmente intruyendo a la Formación Guanaco Sonso hacia el sur. El Triásico Superior se encuentra representado por plutones principalmente graníticos, variando a dioríticos y gabroicos, que intruyen mayormente a rocas estratificadas e intrusivas triásicas; se destacan los Sienogranitos Colorado (Salazar *et al.*, 2013) y los Gabros de La Laguna (Mpodozis & Cornejo, 1988).



**Figura 2.3: Mapa geológico del área de estudio.** Se indican los cortes transparentes empleados para la descripción petrográfica del Capítulo 3 (fichas de descripción en el Anexo B: Descripción petrográfica), y las columnas estratigráficas levantadas para el análisis de facies del Capítulo 4. También se señala la hidrología utilizada como referencia espacial a lo largo del texto. Modificado de Velásquez *et al.* (en prensa) y Murillo *et al.* (2017). Proyección cartográfica SIRGAS, Zona UTM 19S.

En cuanto a unidades del Cenozoico, afloran ampliamente al este de la falla Baños del Toro rocas volcánicas y volcanoclásticas del Eoceno (Estratos de La Paloma; Murillo *et al.*, 2017) y Oligoceno-Mioceno (principalmente las formaciones Doña Ana y Cerro Las Tórtolas; Murillo *et al.*, 2017; Makshev *et al.*, 1984), en discordancia angular sobre rocas estratificadas permotriásicas. Finalmente, se hallan depósitos no consolidados del Plioceno al Reciente, mayormente fluviales, aluviales, coluviales y de remoción en masa, cubriendo valles y quebradas. A continuación, se

profundiza en las características de las unidades intrusivas y estratificadas del Guadalupiano-Triásico Medio en el área de estudio.

### 2.2.2. Rocas intrusivas

#### *a) Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio*

Definidos por Velásquez *et al.* (en prensa), constan de monzogranitos y sienogranitos, comúnmente alargados en dirección N-S, junto con hipabisales graníticos, que afloran en el valle del río de la Laguna y el portezuelo que lo separa del río Ingaguás. Anteriormente, estas rocas habían sido asignadas por Mpodozis & Cornejo (1988) a las unidades El León y Colorado. Se encuentran intruyendo sucesiones volcánicas de las formaciones Laguna Chica, El Tapado y Guanaco Sonso, cubiertas en inconformidad por rocas volcánicas oligo-miocenas, e intruidas en la parte occidental del área por el Complejo Plutónico Piuquenes y plutones del Triásico Superior (Figura 2.3).

Velásquez *et al.* (en prensa) reconocen dos asociaciones de facies: (1) plutones monzograníticos a sienograníticos de grano medio a grueso, con ortoclasa dominante y microclina subordinada como feldespatos alcalinos, y anfíbola y biotita como ferromagnesianos; (2) intrusivos hipabisales graníticos, de textura porfídica o microcristalina, con escasos máficos (<1%) fuertemente alterados. En el mismo trabajo, se reportan dataciones U-Pb en circón entre ~262-244 Ma, que junto con relaciones de corte permiten acotar la edad de la unidad al Guadalupiano alto-Triásico Medio. A partir de lo anterior, Velásquez *et al.* (en prensa) interpretan estas rocas como equivalentes profundos del magmatismo que originó las formaciones El Tapado y Guanaco Sonso, y las consideran expresiones tempranas del plutonismo voluminoso asociado al Complejo Plutónico Piuquenes.

#### *b) Complejo Plutónico Piuquenes*

Velásquez *et al.* (en prensa) definen con este nombre a un complejo plutónico compuesto por monzogranitos, granodioritas, sienogranitos porfídicos y dioritas, que aflora desde la zona circundante al río Turbio (~10 km al norte del área de estudio), por el norte, hasta la parte alta del río Ingaguás, por el sur (Figura 2.1). Previamente, Murillo *et al.* (2017) nombraron a esta unidad 'Monzogranito Piuquenes', reconociendo su composición predominantemente monzogranítica y

fábrica isótropa. Y anteriormente, Nasi *et al.* (1990) llamaron a este cuerpo ‘plutón Piuquenes’ y lo asignaron a la Unidad El León, definida previamente por Mpodozis & Cornejo (1988). En las cercanías del río Turbio, se encuentra en inconformidad bajo tobos de la Formación Pastos Blancos y rocas volcánicas oligo-miocenas, además de intruido por plutones del Triásico Superior. Hacia el sur, en el área de estudio, intruye rocas metamórficas paleozoicas y a la Formación Guanaco Sonso, está en contacto tectónico con volcanitas cenozoicas mediante la Falla Baños del Toro, y es intruido por plutones del Triásico Superior y el Cenozoico (Figura 2.3).

Velásquez *et al.* (en prensa) reconocen cuatro asociaciones de litofacies dentro de esta unidad: 1) monzogranitos de biotita a sienogranitos de biotita, con textura hipidiomórfica de grano medio a grueso; 2) granodioritas y tonalitas isótropas de grano medio; 3) sienogranitos de marcada textura porfídica; y 4) dioritas, dioritas cuarcíferas de anfíbola y monzodioritas de anfíbola y clinopiroxeno de grano medio. Murillo *et al.* (2017) y Velásquez *et al.* (en prensa) han reportado edades U-Pb en circon que restringen la edad del Complejo Plutónico Piuquenes al Triásico Medio (~247-235 Ma), y han inferido que la unidad representa las raíces del arco magmático de esa edad, en continuidad con el Complejo Plutónico Chollay hacia el norte (~28°30’-29°30’S; Figura 2.1).

### 2.2.3. Rocas estratificadas

#### a) Formación Laguna Chica

Las rocas agrupadas en esta unidad fueron asignadas en un inicio a la Formación Cuarzoporfírica por Reutter (1974), y después a la Formación Pastos Blancos, por Moscoso *et al.* (2010). Finalmente, Salazar & Coloma (2016) definieron la Formación Laguna Chica como una sucesión volcanoclástica riódacítica córnea que aflora en el río de la Laguna Chica (~28°50’S). En ese lugar, se dispone en discordancia angular sobre rocas sedimentarias de la Formación Las Placetas (Reutter, 1974) del Devónico Superior-Cisuraliano, se encuentra cubierta de la misma manera por la Formación Guanaco Sonso, y es intruida por monzogranitos del Complejo Plutónico Chollay.

En el área de estudio, esta formación consta de rocas piroclásticas predominantemente dacíticas, y también riolíticas, y se expone en mayor medida al este de la Falla La Laguna, donde es cubierta en discordancia angular por la Formación El Tapado e intruida por los Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio (Velásquez *et al.*, en prensa) (Figura 2.3). También aflora a lo largo de una franja

entre las fallas Baños del Toro y la Laguna, donde subyace en discordancia angular a la Formación Guanaco Sonso (Figura 2.3), y se extiende hacia Argentina sin pérdida de continuidad lateral, donde se ha asignado al Grupo Choiyoi y cubre en discordancia angular a rocas plegadas de la Formación Cerro Agua Negra (Heredia *et al.*, 2002; Sato *et al.*, 2015).

En cuanto a litología, entre los 28°30'-29°S, se han descrito principalmente para la Formación Laguna Chica paquetes de tobas de lapilli vítreas a líticas, de composición dacítica a riolítica, afectadas por alteración a minerales de Fe-Mg producto de la intrusión del Complejo Plutónico Chollay (Salazar & Coloma, 2016). En el área de estudio, también comprende rocas mayormente piroclásticas, como tobas de ceniza y tobas de ceniza y lapilli vítreas, dacíticas a riolíticas, a las que se suman escasas lavas y lentes de areniscas volcanoclásticas (Velásquez *et al.*, en prensa).

La edad de la unidad ha sido determinada mediante una serie de análisis U-Pb en circón en las dos regiones señaladas, arrojando un rango de ~275-264 Ma (Salazar & Coloma, 2016; Velásquez *et al.*, en prensa; Jones *et al.*, 2016) (Figura 2.2). Las rocas de esta formación se han interpretado como representativas de un arco continental desarrollado en el margen W de Gondwana durante el Cisuraliano-Guadalupeano, precursor de erupciones de alta explosividad y deposición de potentes ignimbritas (Salazar & Coloma, 2016; Velásquez *et al.*, en prensa). En la cordillera Frontal argentina, a la latitud del área de estudio, se ha datado la sección inferior del Grupo Choiyoi en ~273 Ma mediante U-Pb en circón (Sato *et al.*, 2015), edad levemente mayor a las obtenidas para la Formación Laguna Chica a la misma latitud en territorio chileno (Velásquez *et al.*, en prensa).

#### *b) Formación El Tapado*

Definida recientemente por Velásquez *et al.* (en prensa), consiste en una sucesión de rocas piroclásticas dacíticas a riolíticas, en asociación con rocas sedimentarias lacustres, que afloran en la quebrada el Tapado entre las fallas La Laguna y Carmen, en la parte septentrional del área de estudio (Figura 2.3). En ese sector se apoya en discordancia angular sobre la Formación Laguna Chica y es intruida por los Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio. También se expone al este de las fallas Carmen y Olivares, donde también cubre en discordancia angular a la Formación Laguna Chica y subyace discordantemente a la Formación Guanaco Sonso y rocas volcánicas cenozoicas (Figura 2.3). Por último, se incluyen en esta unidad rocas piroclásticas y sedimentarias

subordinadas que se exponen al oeste de la falla la Laguna, en la parte meridional del área de estudio, donde muestra las mismas relaciones de contacto señaladas (Figura 2.3). Anteriormente, las rocas piroclásticas de esta unidad habían sido asignadas a la Formación Pastos Blancos, y las sedimentarias, agrupadas en la unidad informal Estratos de quebrada El Tapado (Mpodozis & Cornejo, 1988).

Litológicamente, consta de dos asociaciones de facies claramente diferenciadas, (1) una piroclástica ampliamente predominante y (2) una sedimentaria menos extendida. La primera (1) se compone de tobas de ceniza y lapilli vítreas a tobas de lapilli y ceniza, de composición dacítica a riolítica y grado medio de soldamiento, que pasan localmente a tobas de ceniza y lapilli estratificadas y lavas intermedias a básicas. La segunda (2) comprende calcilitas, areniscas, tufitas, fangolitas y niveles evaporíticos (Velásquez *et al.*, en prensa).

La edad de la formación se ha acotado entre ~264-257 Ma (Figura 2.2), sobre la base de 4 análisis U-Pb en circón en ignimbritas de la asociación piroclástica, 2 edades en tobas intercaladas la asociación sedimentaria por el mismo método, y una edad U-Pb en circones detríticos recalculada (Velásquez *et al.*, en prensa). En el trabajo señalado se interpreta a grandes rasgos un volcanismo explosivo al que se asocian ignimbritas y depósitos de oleadas piroclásticas, y un ambiente lacustre de energía variable para las rocas sedimentarias.

### *c) Formación Guanaco Sonso*

Unidad litoestratigráfica definida de manera informal por Martin *et al.* (1999), quienes diferenciaron dos unidades dentro de la Formación Pastos Blancos (Nasi *et al.*, 1990), las que denominaron *Guanaco Sonso Sequence* y *Los Tilos Sequence*. Posterior a esto, Salazar *et al.* (2013) y Ortiz & Merino (2015) se refirieron a estas rocas como “Secuencia Guanaco Sonso” y “Estratos del paso Guanaco Sonso”, respectivamente, conservando su carácter informal. Finalmente, Salazar & Coloma (2016) elevaron su categoría a formación y presentaron una sección principal de referencia ubicada en la quebrada Pirca de los Godos (~28°52’S). Al norte de los ~30°S, esta unidad se dispone discordante sobre rocas sedimentarias de la Formación Las Placetas y sobre la Formación Laguna Chica, es cubierta en discordancia por rocas volcánicas e intruida por plutones del Triásico Superior, y es localmente intruida por plutones coetáneos del Complejo Plutónico

Chollay, mostrando en general un importante control estructural en sus afloramientos (Salazar & Coloma, 2016; Salazar *et al.*, 2013; Ortiz & Merino, 2015).

En el área de estudio, aflora principalmente entre las fallas Baños del Toro y la Laguna, donde sobreyace a la Formación Laguna Chica, es intruida por el Complejo Plutónico Piuquenes y plutones del Triásico Superior, y subyace en discordancia a rocas volcánicas cenozoicas (Velásquez *et al.*, en prensa) (Figura 2.3). También se expone en la quebrada las Tetas, donde sobreyace en discontinuidad erosiva a la Formación El Tapado, proyectándose hacia el norte en la quebrada del río Seco, y hacia el extremo sur del área, donde está en contacto tectónico con la Formación Laguna Chica y los Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio (Velásquez *et al.*, en prensa; Murillo *et al.*, 2017) (Figura 2.3).

En cuanto a litología, la sección principal de referencia de la formación consta principalmente de tobas de lapilli dacíticas, tobas cristalinas dacíticas, andesitas basálticas peperíticas y rocas sedimentarias tamaño fango a arena (Salazar & Coloma, 2016). Un par de kilómetros al este, López *et al.* (2015) describieron rocas piroclásticas riódacíticas a intermedias, cuñas sedimentarias clásticas y fangolitas lacustres, las últimas con restos de flora fósil y huellas de invertebrados, en una sucesión con cambios laterales de facies controlados por fallas normales. En el área de estudio, afloran mayormente tobas de lapilli y ceniza, brechas a brechas tobáceas, tobas de ceniza y lavas, de composición dacítica a andesítica, destacándose además sucesiones bien estratificadas de areniscas a conglomerados hacia su base, en la quebrada las Tetas (Velásquez *et al.*, en prensa).

Una serie de dataciones U-Pb en circón se han reportado en rocas de la Formación Guanaco Sonso entre los 28°30'-30°30' (Figura 2.2 y referencias allí señaladas), obteniendo un rango de ~254-237 Ma que restringe su edad al Lopingiano alto-Triásico Medio. Las rocas de esta unidad son parcialmente intruidas por el Complejo Plutónico Chollay, de edad contemporánea, de acuerdo a Salazar & Coloma (2016). Los autores referidos señalaron que esta relación de contacto entre plutones graníticos y sucesiones volcánicas de edad similar es típica de sistemas volcánicos tipo caldera, según lo propuesto por Lipman (2000), observación que se complementa con el volcanismo riódacítico de alta explosividad y el desarrollo de ambientes lacustres. La Formación Guanaco Sonso es coetánea con los cuatro miembros inferiores de la Formación San Félix (Salazar



& Coloma, 2016; Salazar *et al.*, 2020), y ha sido correlacionada con el magmatismo post-orogénico Choiyoi (Murillo *et al.*, 2017; Oliveros *et al.*, 2020).

#### 2.2.4. Estructuras

El área de estudio se enmarca en el dominio occidental de la cordillera Frontal, morfoestructura principal y de mayor elevación en la cadena andina a esta latitud. Además, se sitúa en la parte central del segmento de subducción plana Chileno-Pampeana ( $\sim 27\text{-}34^\circ\text{S}$ ), donde la subducción de la dorsal de Juan Fernández y la consiguiente horizontabilización del *slab* en el Mioceno, indujeron una propagación hacia el este del magmatismo y la orogénesis, hasta la anulación del volcanismo en esta zona (Kay & Mpodozis, 2002; Ramos *et al.*, 2002).

En consecuencia, la cordillera Frontal en esta latitud presenta un estilo tectónico de piel gruesa, donde la deformación se encuentra controlada por el basamento y la cobertura mesozoica se adapta a él con un comportamiento pasivo (Moscoso & Mpodozis, 1988). De esta manera, grandes bloques de basamento son acomodados por fallas inversas, formando pliegues megascópicos antiform y sinform. Coherentemente, Velásquez *et al.* (en prensa) señalan que el dominio estructural oriental de la carta Pisco Elqui-Río La Gloria y Paso del Agua Negra, coincidente con el área de estudio, se halla cortado por fallamiento inverso con rumbo N-S y manteos al este y al oeste, que delimitan bloques estratificados con suaves pliegues y monoclinales, en las formaciones volcánicas del Guadalupiano-Triásico Medio y en las unidades estratificadas del Eoceno al Mioceno.

En el área de estudio, las estructuras regionales más importantes corresponden a las fallas Baños del Toro, la Laguna y Olivares, de oeste a este:

- La falla Baños del Toro, reconocida inicialmente por Mpodozis & Cornejo (1988), corresponde a una falla inversa de vergencia al este, que se extiende por  $\sim 80$  km desde el río Potrerillos hasta la cabecera del río Ingaguás. En su segmento norte, pone en contacto rocas triásicas de la Formación Pastos Blancos con capas oligo-miocenas, mientras que en el área de estudio cabalga al Complejo Plutónico Piuquenes sobre estratos eocenos, y sobre volcanitas de las formaciones Laguna Chica y Guanaco Sonso en su parte terminal hacia el sur (Velásquez *et al.*, en prensa) (Figura 2.3).

- La falla la Laguna es una estructura inversa de bajo ángulo y vergencia al oeste, que cabalga rocas pérmicas de las formaciones Laguna Chica y El Tapado sobre volcanitas oligo-miocenas (Figura 2.3). Su traza N-S se extiende por ~50 km a lo largo de la ladera oriental del valle del río de la Laguna (Velásquez *et al.*, en prensa).
- La falla Olivares es la estructura regional más oriental del área, y ha sido reconocida como una falla normal con manteo hacia el este, que yuxtapone a las formaciones Laguna Chica y Guanaco Sonso en el sector circundante a la quebrada las Tetas (Velásquez *et al.*, en prensa) (Figura 2.3).



### 3. PETROGRAFÍA

En este capítulo se realiza una descripción petrográfica de las tres unidades estratificadas del Pérmico-Triásico que afloran en el área de estudio: las formaciones Laguna Chica, El Tapado y Guanaco Sonso, a partir de 39 cortes transparentes (9, 24 y 6 cortes para cada respectiva unidad). La Figura 2.3 exhibe la ubicación de los cortes transparentes descritos, procedentes de muestras de rocas lávicas, piroclásticas y sedimentarias extraídas en distintos puntos de la zona de estudio, principalmente en el sector entre el embalse la Laguna y el río Ingaguás, hacia el sur en afluentes del río la Gloria, hacia el norte en los alrededores de la quebrada el Tapado, y hacia el este en la parte alta del valle del río Colorado, cerca de la frontera con Argentina.

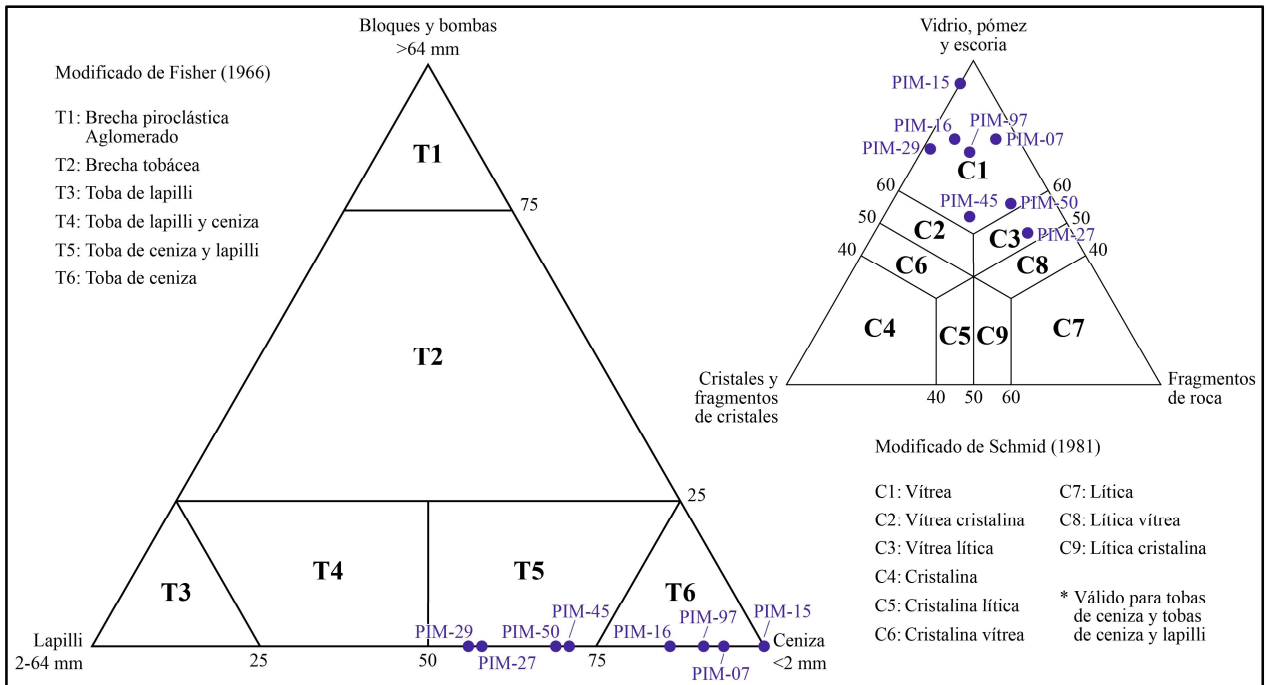
A cada corte se asocia una ficha descriptiva, que cuenta con fotomicrografías en luz polarizada plana y nicoles cruzados, su ubicación y localidad más cercana, texturas, mineralogía primaria y de alteración, y otros rasgos representativos de la roca, además de sus respectivas clasificaciones petrográficas (acorde a la nomenclatura especificada en el Anexo A: Nomenclatura Petrográfica). Estas fichas se encuentran en el Anexo B: Descripción petrográfica. Cabe mencionar que las características texturales y composicionales observables en los cortes transparentes pueden no representar del todo a aquellas de los depósitos de origen. Las muestras fueron tomadas en distintas campañas de terreno ligadas a la confección de la carta Pisco Elqui-Río la Gloria y Paso del Agua Negra (Velásquez *et al.*, en prensa), por los geólogos del SERNAGEOMIN Roberto Merino, Ismael Murillo y Ricardo Velásquez.

#### 3.1. FORMACIÓN LAGUNA CHICA

Se han descrito 9 muestras de la Formación Laguna Chica, de las cuales 8 corresponden a rocas piroclásticas y la restante es una roca lávica.

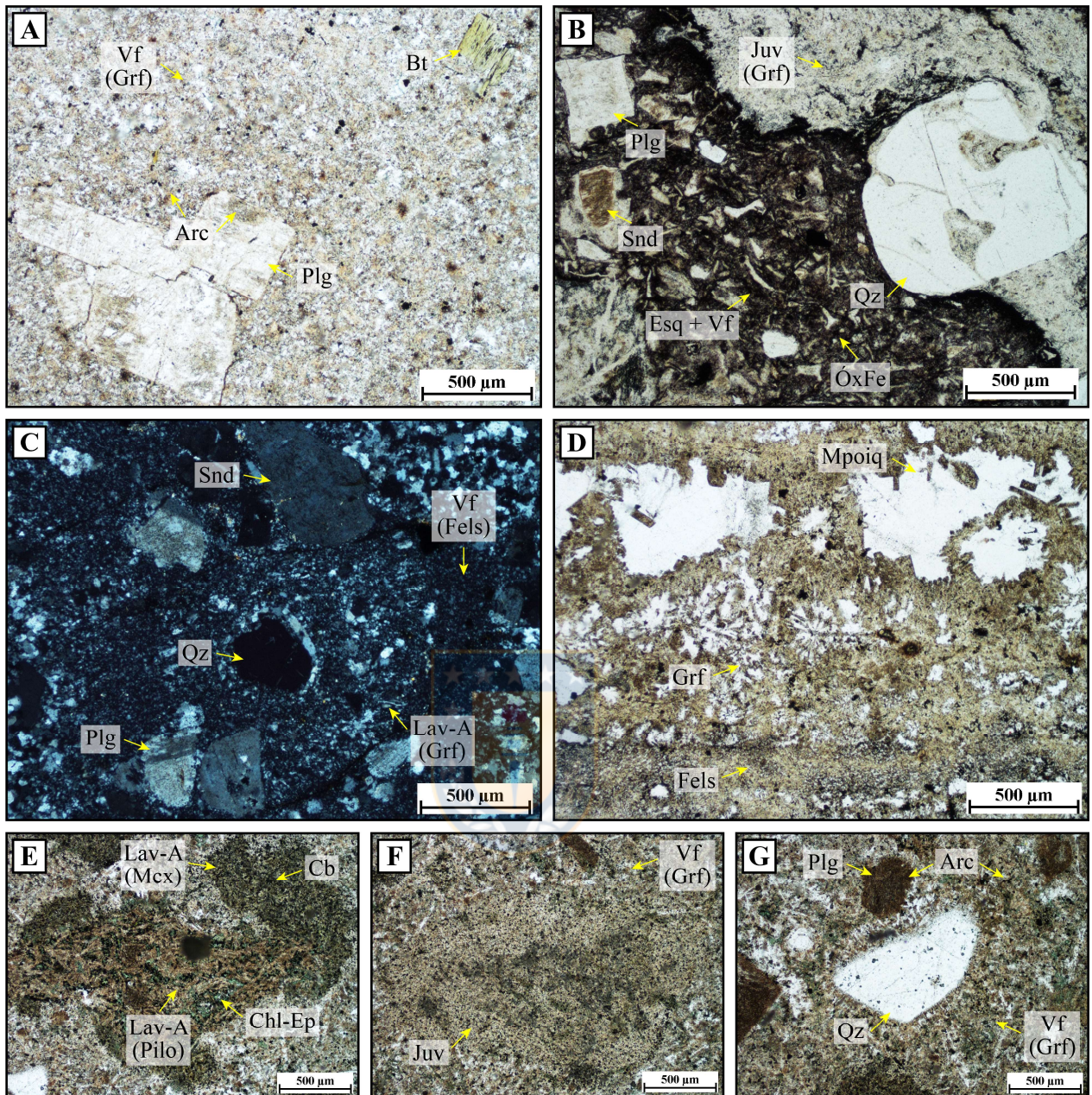
##### 3.1.1. Rocas piroclásticas

**Clasificación:** Las rocas piroclásticas se clasifican texturalmente como tobas de ceniza (PIM-07, PIM-15, PIM-16, PIM-97) y tobas de ceniza y lapilli (PIM-27, PIM-29, PIM-45 y PIM-50). Composicionalmente, la gran mayoría son vítreas, a excepción de la muestra PIM-27, que es vítrea lítica. La Figura 3.1 ilustra la posición de las muestras en los respectivos triángulos de clasificación.

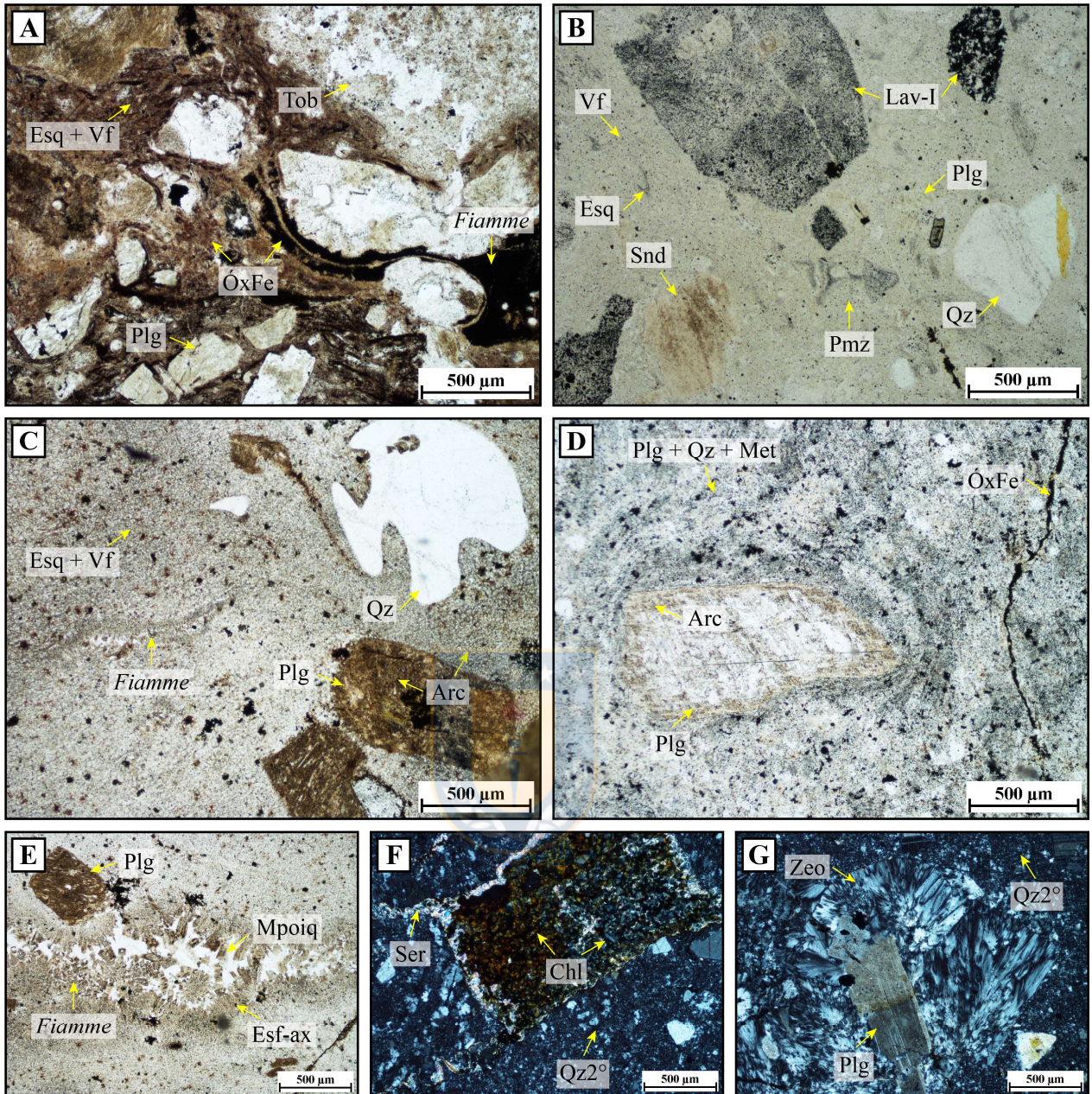


**Figura 3.1: Clasificación textural y composicional de las muestras de rocas piroclásticas de la Formación Laguna Chica.**

**Fábrica y textura:** Estas rocas son macizas, matriz-soportadas y mal seleccionadas (Figuras 3.2 y 3.3). Su textura es fragmental, con juveniles, cristales y líticos inmersos en una abundante matriz vitroclástica, en general sin evidencias de soldamiento. Sólo en las muestras PIM-15, PIM-16 y PIM-27 se observa soldamiento, en grado moderado a denso, además de desarrollo de textura eutaxítica en las dos últimas, dada la presencia de *fiamme* (Figura 3.2A y C). Los rasgos descritos son propios de ignimbritas típicas, ligadas a corrientes de densidad piroclásticas concentradas y de alta temperatura (Cas & Wright, 1987; Branney & Kokelaar, 2002).



**Figura 3.2: Fotomicrografías de las muestras de la Formación Laguna Chica (1/2).** **A)** Cristales de plagioclasa (Plg) y biotita (Bt) en matriz de vidrio fino (Vf) desvitrificado en textura granofírica (Grf). Alteración a arcillas (Arc) en plagioclasa y matriz. LPP. Muestra PIM-07. **B)** Juvenil vítreo (Juv) ameboidal con cristal de cuarzo (Qz) embahiado, en una matriz de esquilas no orientadas y vidrio fino, alterado a óxidos de hierro (ÓxFe). Se indican cristales dispersos de plagioclasa y sanidina (Snd). LPP. Muestra PIM-29. **C)** Líticos lávicos ácidos (Láv-A) (¿juveniles?) en una matriz de vidrio fino, con desvitrificación granofírica y felsídica (Fels), respectivamente. NC. Muestra PIM-45. **D)** Vidrio fino con texturas de desvitrificación felsídica, granofírica y micropoiquilítica (Mpoi). LPP. Muestra PIM-15. **E)** Líticos lávicos ácidos (¿juveniles?) de textura pilotaxítica (Pilo) y microcristalina (Mcx) amalgamados. Comúnmente forman fragmentos individuales. Presentan alteración a clorita, epidota y carbonato (Chl, Ep, Cb). LPP. Muestra PIM-50. **F)** Misma muestra, exhibiendo la similitud textural y composicional de los juveniles vítreos con la matriz fina, de textura granofírica. LPP. **G)** Misma muestra, mostrando desvitrificación granofírica del vidrio fino anclada en cristal de cuarzo. LPP.



**Figura 3.3: Fotomicrografías de las muestras de la Formación Laguna Chica (2/2).** **A)** Líticos tobáceos (Tob) angulosos, *fiamme* y cristales de plagioclasa (Plg), en una matriz de vidrio fino (Vf) y esquiras (Esq) con soldamiento moderado. Alteración a óxidos de hierro (ÓxFe) en material vítreo, mayormente en *fiamme* y esquiras. LPP. Muestra PIM-27. **B)** Cristales de plagioclasa, cuarzo (Qz) y sanidina (Snd), líticos lávicos intermedios (Lav-I), pómez (Pmz) y esquiras escasas, en una matriz de vidrio fino. LPP. Muestra PIM-97. **C)** Matriz de esquiras densamente soldadas y vidrio fino, que incluye *fiamme* aplanadas, y cristales de plagioclasa y cuarzo. Alteración a arcillas (Arc), pervasiva en plagioclasa y moderada en material vítreo. LPP. Muestra PIM-16. **D)** Dacita de la muestra PIM-08. Fenocristal de plagioclasa en una masa fundamental con microlitos de plagioclasa, cuarzo y minerales metálicos (Met), que definen textura local de flujo en torno al cristal. LPP. **E)** *Fiamme* con desvitrificación micropoiquilítica (Mpoi) en el interior, y esferulitas axiales (Esf-ax) en los bordes. LPP. Muestra PIM-16. **F)** Alteración hidrotermal, con cuarzo secundario (Qz2°) sobre el vidrio fino, y sericita (Ser) y clorita (Chl) relleno vetillas y fragmentos lixiviados. NC. Muestra PIM-97. **G)** Misma muestra, exhibiendo alteración a zeolitas. NC.

**Vidrio:** El material vítreo domina ampliamente el volumen de roca en todas las rocas piroclásticas analizadas, superando el 70% en la mayoría de los casos. El componente más común es la ceniza vítrea fina, que usualmente constituye la totalidad de la matriz (Figuras 3.2A, C y D, y 3.2B). Se encuentra desvitrificada frecuentemente en texturas felsofídicas a granofíricas (Figura 3.2A y C); en la muestra PIM-15 exhibe además textura micropoiquilítica (Figura 3.2D); y en la muestra PIM-50 los intercrecimientos cuarzo-feldespáticos se anclan en los bordes de cristales de cuarzo (Figura 3.2G). Los juveniles vítreos presentan texturas variadas, desde muy aplanadas (*fiamme*; Figura 3.2A y C), ameboidales (Figura 3.2B), hasta pumicíticas (Figura 3.3B). Los no soldados están desvitrificados en agregados granofíricos a felsofídicos (Figura 3.2B y F), mientras que las *fiamme* exhiben textura micropoiquilítica hacia el interior, con esferulitas axiales en los bordes (Figura 3.3E). Las esquirlas en general están ausentes o no reconocibles, sin embargo, en algunos casos es posible distinguirlos: en las muestras PIM-16 y PIM-27 se aprecian moderada a densamente soldadas (Figuras 3.3A y C), mientras que en las muestras PIM-29 y PIM-97 presentan formas variadas, sin orientación ni aplanamiento (Figuras 3.2B y 3.3B).

**Cristales:** La fracción cristalina de estas rocas está dominada por plagioclasa (8 muestras; 2-10%; Figuras 3.2 y 3.3), con formas desde euhedrales a subhedrales hasta marcadamente fragmentales. El cuarzo (7 muestras; 1-12%; Figuras 3.2 y 3.3) se encuentra en algunos casos como fragmentos con bordes agudos, y en otros con hábito anhedral y embahiamientos. La sanidina (5 muestras; 1-7%; Figuras 3.2B-C y 3.3B) exhibe formas subhedrales, en ocasiones subredondeadas, probablemente producto de reabsorción magmática. Los minerales ferromagnesianos son escasos, encontrándose anfíbola (1 muestra; 1%) y biotita (2 muestras; <1-1%; Figura 3.2A).

**Líticos:** Los líticos más frecuentes son de tipo lávico ácido, los cuales usualmente presentan formas redondeadas y difusas hacia la matriz, y se asemejan a la misma en composición y textura de desvitrificación (muestras PIM-07, PIM-16, PIM-45, PIM-50; Figura 3.2C), por lo que se consideran probablemente juveniles. En particular, la muestra PIM-50 presenta dos tipos de líticos lávicos ácidos: (1) angulosos de grano medio con plagioclasa y ferromagnesianos en textura traquitoidal, considerados líticos accidentales; y (2) subredondeados de grano fino con la misma mineralogía. Estos últimos se asemejan en textura y composición a los juveniles vítreos, que tienen una desvitrificación de grano muy fino y formas ameboidales difusas hacia la matriz (Figura 3.2F), por lo que se consideran líticos juveniles. Cabe mencionar que, en sectores, los líticos (1) y (2) se

encuentran amalgamados, con los de grano más fino en zonas exteriores (Figura 3.2E), lo cual podría indicar un origen magmático común. En otras muestras, se hallan líticos que se consideran accidentales o accesorios, dada su angulosidad y composición contrastante con la matriz. Tal es el caso de los líticos tobáceos de la muestra PIM-27 (Figura 3.3A), y de los líticos lávicos andesíticos de la muestra PIM-97 (Figura 3.3B).

**Minerales de alteración:** Los minerales de alteración más comunes corresponden a arcillas, en reemplazo de los distintos tipos de feldespato; usualmente ocurre con grado moderado a pervasivo en los cristales dispersos de plagioclasa y sanidina, mientras que en el feldespato alcalino derivado de la desvitrificación de componentes vítreos lo hace de manera leve a moderada (Figuras 3.2G y 3.3C). También es frecuente la alteración a óxidos de hierro, principalmente sobre la matriz vítrea en grado leve a moderado, llegando a ser pervasivo en algunos casos (Figuras 3.2B y 3.3A); localmente, reemplaza juveniles vítreos en su totalidad (Figura 3.3A). Subordinadamente, se halla sericita diseminada en reemplazo leve sobre plagioclasas. En la muestra PIM-50, los distintos juveniles y la matriz vítrea se hallan alterados a carbonato, clorita y epidota (Figura 3.2E). Y la muestra PIM-97 presenta alteración hidrotermal, con reemplazo pervasivo de la matriz por cuarzo secundario, y relleno de sericita y clorita en vetillas finas y fragmentos lixiviados (Figura 3.3F). En la misma roca, también se reconocen zeolitas como minerales de alteración (Figura 3.3G).

### 3.1.2. Rocas lávicas

La muestra lávica (PIM-08; Figura 3.3D) se clasifica como dacita. Tiene textura porfídica, con masa fundamental pilotaxítica de grano fino, localmente vítrea (4%, desvitrificada como esferulitas radiales). Los fenocristales son de plagioclasa (8%) y cuarzo (5%), en tanto la masa fundamental consta de microlitos de plagioclasa, cuarzo y óxidos de hierro; el hábito tabular de estos últimos define texturas locales de flujo viscoso. Se reconoce alteración moderada a sericita y arcillas en plagioclasa, además de vetillas irregulares rellenas con cuarzo, caolinita y óxidos de hierro.

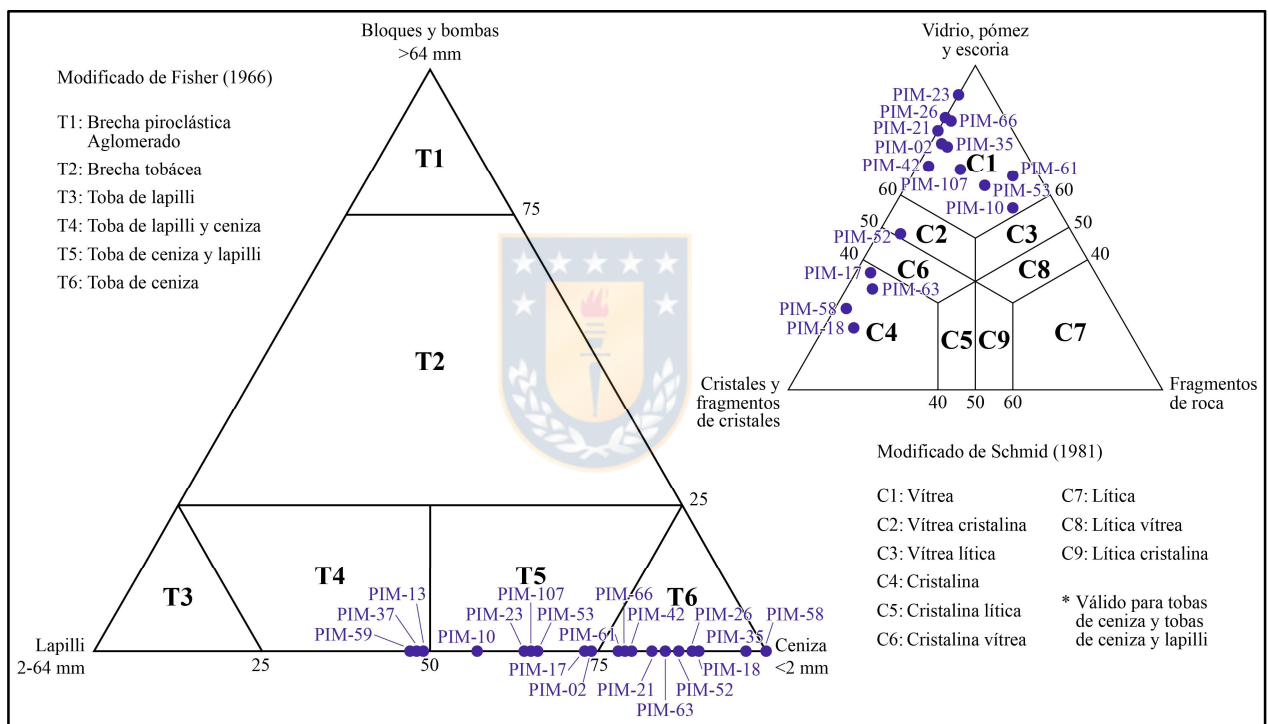
## 3.2. FORMACIÓN EL TAPADO

Se han caracterizado microscópicamente 24 ejemplares de la Formación El Tapado, en su mayor parte correspondientes a rocas piroclásticas (19 muestras), encontrándose también de tipo lávico (2 muestras) y sedimentario (3 muestras).



### 3.2.1. Rocas piroclásticas

**Clasificación:** En cuanto a tamaño de los piroclastos, 10 muestras se clasifican como tobas de ceniza (PIM-18, PIM-21, PIM-26, PIM-35, PIM-42, PIM-52, PIM-58, PIM-61, PIM-63, y PIM-66), 6 como tobas de ceniza y lapilli (PIM-02, PIM-10, PIM-17, PIM-23, PIM-53 y PIM-107), y 3 como tobas de lapilli y ceniza (PIM-13, PIM-37 y PIM-59). Composicionalmente, de las 16 muestras que admiten este tipo de clasificación, 11 son vítreas, una es vítrea cristalina (PIM-52) y 4 son cristalinas (PIM-17, PIM-18, PIM-58 y PIM-63). La Figura 3.4 ilustra la posición de las muestras en los respectivos triángulos de clasificación.

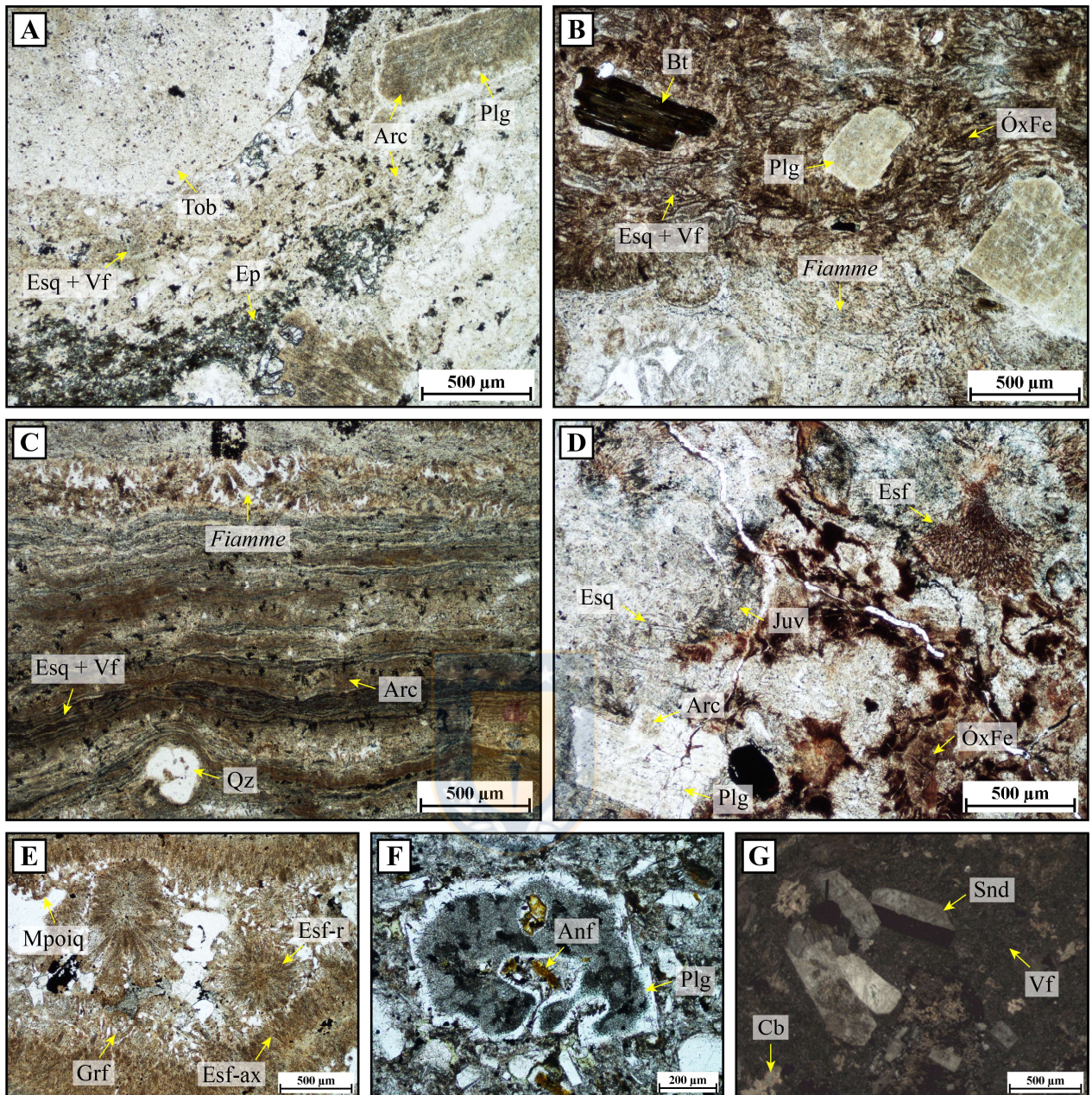


**Figura 3.4: Clasificación textural y composicional de las muestras de rocas piroclásticas de la Formación El Tapado.**

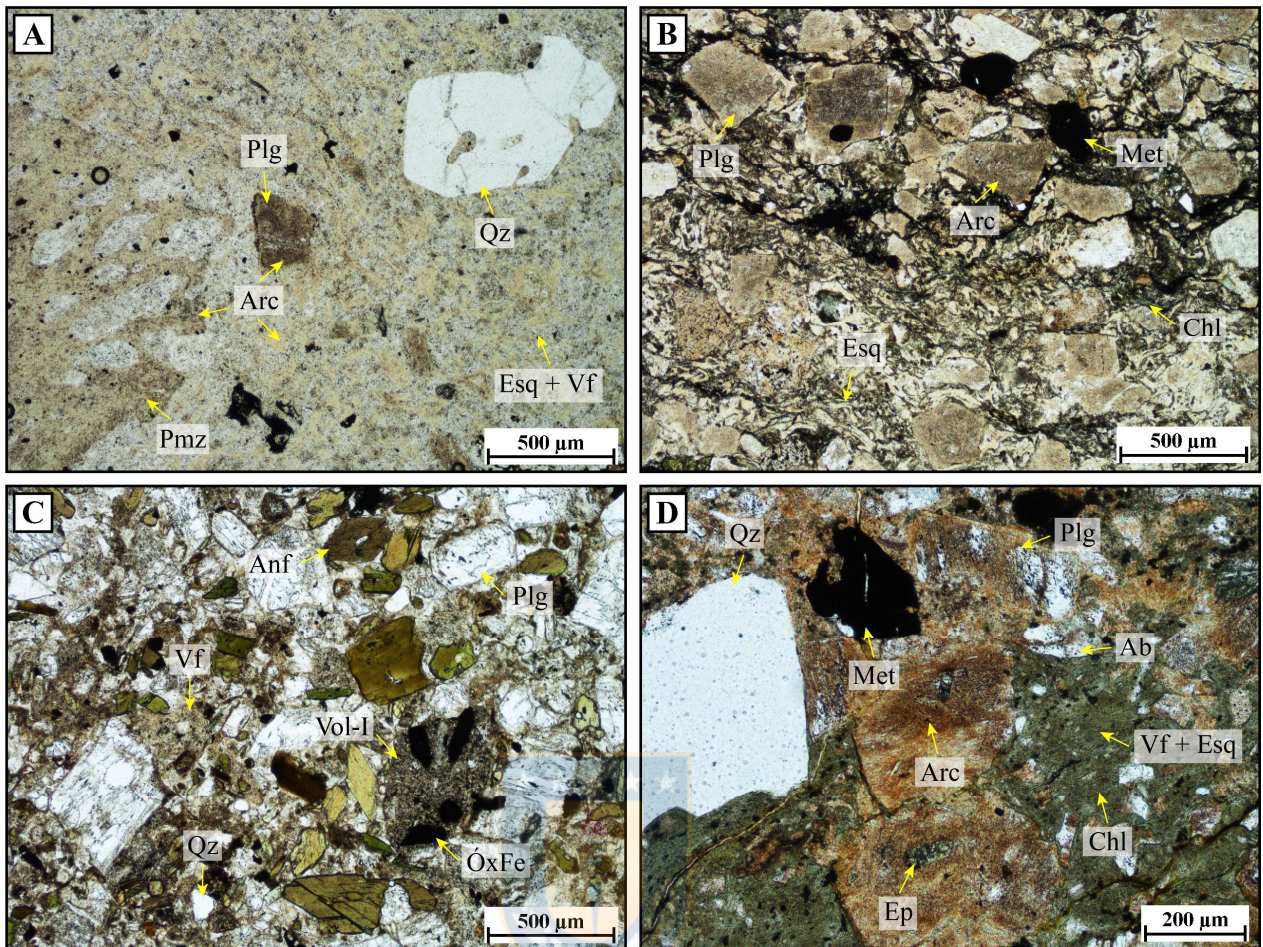
**Fábrica y textura:** Las rocas piroclásticas descritas son predominantemente macizas, matriz-soportadas y mal seleccionadas (Figuras 3.5A-D y 3.6A). Estos rasgos son propios de ignimbritas típicas, ligadas a corrientes de densidad piroclásticas concentradas y de alta temperatura (Cas & Wright, 1987; Branney & Kokelaar, 2002). La muestra PIM-58 es un caso diferente, presenta selección moderada y una laminación milimétrica definida por variaciones en su contenido de cristales y esquirlas, además de la orientación subparalela de estas últimas (Figura 3.6B). Tales características se asocian usualmente a corrientes de densidad piroclásticas tipo oleada piroclástica, más diluidas y turbulentas, controladas por tracción (Cas & Wright, 1987). Finalmente, la muestra PIM-18 es clasto-soportada y presenta granos bien seleccionados tamaño ceniza gruesa (Figura 3.6C), cualidades atribuidas comúnmente a depósitos de caída (Talbot *et al.*, 1994).

Dentro de las rocas ignimbríticas, en la mayoría de los casos presentan textura eutaxítica, con desarrollo de soldamiento incipiente, moderado, y hasta denso (Figura 3.5A, B y C, respectivamente). Este rasgo es dependiente de la posición de cada muestra dentro de una ignimbrita particular, sin embargo, en términos generales indica altas temperaturas de emplazamiento de los depósitos. En otras muestras no se aprecia soldamiento, de modo que las esquirlas no se encuentran orientadas y tienen formas variadas (de borde de burbuja, en “Y”, entre otras), y los juveniles conservan su textura pumicítica (Figura 3.6A).

Las texturas de reabsorción son relativamente comunes, sobre todo en cristales de cuarzo, que suelen presentar embahiamientos (Figura 3.6A). En la muestra PIM-17, también se aprecian embahiamientos en cristales de plagioclasa, los que además desarrollan zonación discontinua, con núcleos irregulares corroídos, rodeados y parcialmente rellenados en continuidad cristalográfica por plagioclasa más sódica (Figura 3.5F). Esta microestructura se interpreta típicamente como producto de cristalización inicial de plagioclasa relativamente cálcica en un magma insaturado en agua en profundidad, seguido por una disminución en la presión confinante, que reduce su punto de fusión y causa reabsorción, culminando con una nueva cristalización de plagioclasa más sódica, estable en esa condición de menor presión.



**Figura 3.5: Fotomicrografías de las muestras de la Formación El Tapado (1/3).** **A)** Matriz vítrea con esquirilas (Esq) incipientemente soldadas y alteración selectiva del vidrio fino (Vf) a arcillas (Arc), además de epidota (Ep) diseminada. Envuelve líticos tobáceos (Tob) y cristales de plagioclasa (Plg). LPP. Muestra PIM-10. **B)** Vidrio fino reemplazado por óxidos de hierro (ÓxFe) y esquirilas con soldamiento moderado, deformadas en torno a *fiamme* y cristales de plagioclasa y biotita (Bt). LPP. Muestra PIM-02. **C)** Material vítreo densamente soldado, deformado en torno a cristal de cuarzo (Qz). LPP. Muestra PIM-59. **D)** Matriz vítrea con textura esferulítica (Esf) y reemplazo por óxidos de hierro. Incluye juveniles vítreos (Juv) que preservan formas de esquirilas. LPP. Muestra PIM-37. **E)** Texturas de devitrificación en *fiamme*. En los bordes presenta esferulitas axiales (Esf-ax), y en el interior, esferulitas radiales (Esf-r) y agregados granofíricos (Grf) y micropoiquiliticos (Mpoi). LPP. Muestra PIM-23. **F)** Cristal de plagioclasa con embahiamientos y zonación discontinua. La matriz también incluye anfíbola (Anf). LPP. Muestra PIM-17. **G)** Cúmulo de cristales de sanidina en matriz de vidrio fino con parches de carbonato. LPP. Muestra PIM-107.



**Figura 3.6: Fotomicrografías de las muestras de la Formación El Tapado (2/3).** **A)** Esquirlas (Esq) no soldadas con formas variadas y reemplazo selectivo por arcillas (Arc), que las distinguen del vidrio fino (Vf). Incluye fragmentos de pómez con vesicularidad bien preservada, y cristales de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Plg). LPP. Muestra PIM-26. **B)** Depósito piroclástico de origen probablemente traccional, con laminación definida por variaciones en el contenido de esquirlas y cristales de plagioclasa. También incluye minerales metálicos (Met). Las esquirlas son reemplazadas parcialmente por clorita (Chl). LPP. Muestra PIM-58. **C)** Depósito con selección moderada a buena, con probable origen de caída, compuesto por cristales de plagioclasa, anfíbola (Anf) y cuarzo, y vidrio fino intersticial. LPP. Muestra PIM-18. **D)** Ejemplar con alto grado de alteración, exhibiendo un reemplazo pervasivo de la matriz vítrea por clorita, y de los cristales de plagioclasa por arcillas, epidota (Ep) y albita (Ab). LPP. Muestra PIM-63.

**Vidrio:** El material vítreo es dominante en la mayor parte de las muestras, presente a modo de polvo vítreo, esquirlas, y *fiamme* o pómez. Estos componentes desarrollan diferentes texturas de desvitrificación, que en algunas muestras son preponderantes y obliteran las texturas originales (Figura 3.5D). Comúnmente, se hallan agregados cuarzo-feldespáticos finos en reemplazo del polvo vítreo, y esferulitas axiales en los bordes de esquirlas y *fiamme* (Figura 3.5E). Al interior de estas últimas, también es usual el desarrollo de texturas granofíricas y micropoiquilíticas entre cuarzo y feldespato alcalino (Figura 3.5E).

**Cristales:** Los cristales son componentes relevantes en la mayoría de los cortes descritos, llegando en algunos casos a conformar más del 70% de la muestra. El más común es plagioclasa (19 muestras; 4-64%; Figura 3.5A y B), la cual exhibe con frecuencia macla polisintética, y presenta formas usualmente fragmentales con bordes agudos, aunque en varios casos conserva su hábito euhedral a subhedral primario. El cuarzo (17 muestras; 1-17%; Figura 3.6A y D) tiene en algunos casos bordes agudos y microfracturas, y en otros preserva un hábito anhedral primario, además de los embahiamientos mencionados anteriormente. La sanidina (10 muestras; <1-3%; Figura 3.5G) se caracteriza por presentar macla de Carlsbad, formas euhedrales y un tamaño (<2 mm) generalmente menor al del resto de los cristales (hasta 4 mm). En cuanto a minerales ferromagnesianos, se reconoce biotita (5 muestras; <1-5%; Figura 3.5A) y anfíbola (2 muestras; 9-21%; Figura 3.6C), ambas con clivaje marcado.

**Líticos:** Los líticos tienen un carácter más subordinado, de modo que en general no superan el 20% en las muestras. Los más frecuentes son de tipo lávico, comúnmente con textura porfídica y masa fundamental microcristalina; su composición es intermedia en la mayoría de los cortes descritos (Figura 3.6C), encontrándose también de composición ácida. En algunas muestras (PIM-10, PIM-13, PIM-53) son especialmente relevantes los líticos tobáceos, caracterizados por su forma relativamente equidimensional, bordes redondeados y parcialmente difusos hacia la matriz circundante, a la cual se asemejan composicionalmente (Figura 3.6A). No son considerables juveniles por sí mismos, dado que contienen pómez y esquirlas, sin embargo, su similitud al resto de la roca sugiere un origen magmático cercano en tiempo y espacio.

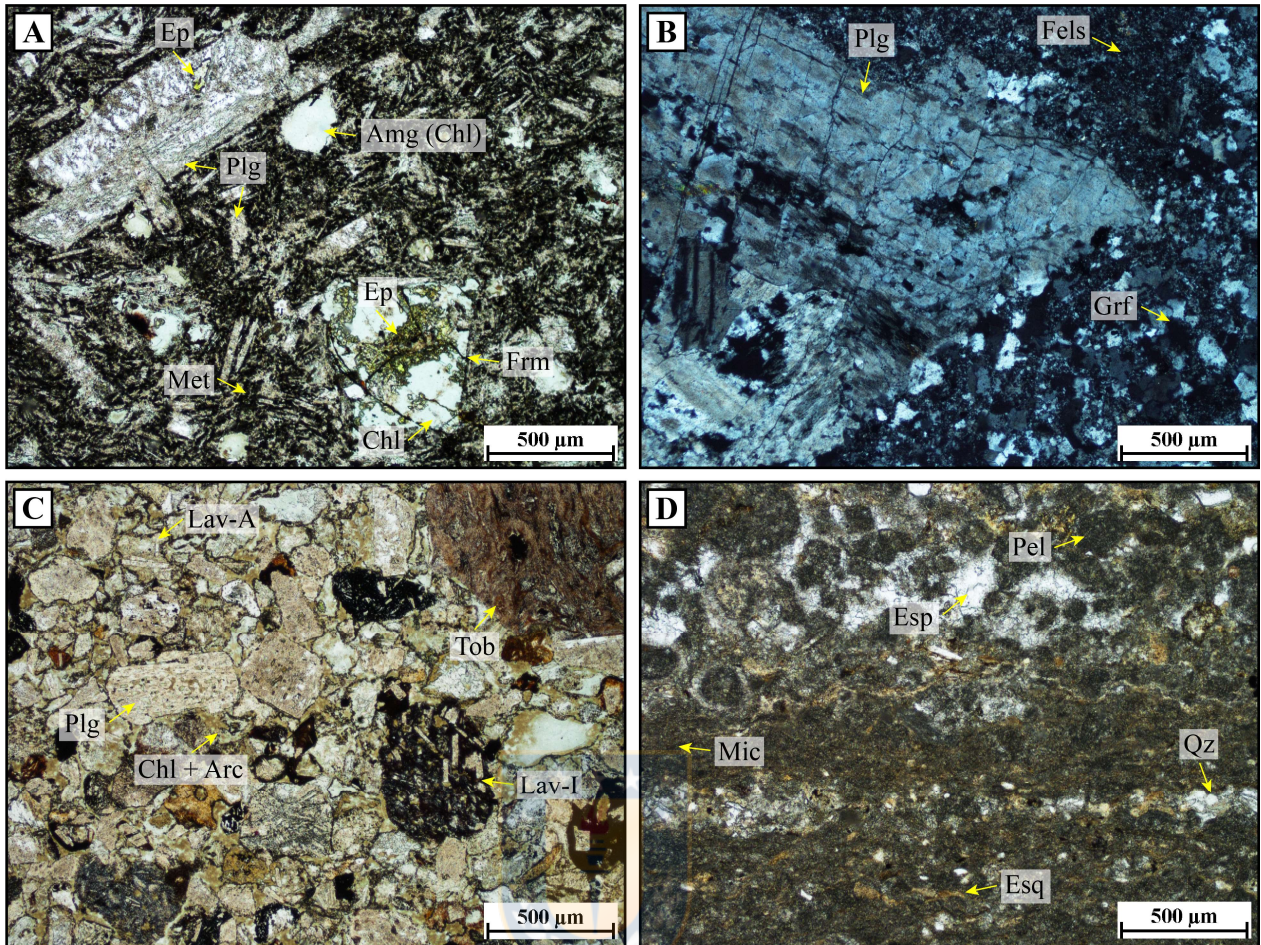
**Minerales de alteración:** Los minerales de alteración más importantes son las arcillas, que reemplazan incipiente a pervasivamente los fragmentos vítreos y cristales de feldespato, de manera masiva (Figura 3.5 y 3.6). Similarmente, es frecuente el reemplazo masivo por óxidos de hierro en juveniles o matriz vítrea y en líticos intermedios, como también en los bordes y clivajes de cristales ferromagnesianos (Figuras 3.5B y D, y 3.6D). Ambos grupos minerales suelen alterar selectivamente la matriz vítrea, afectando en mayor medida al vidrio fino (Figura 3.5A y B) o a las esquirlas (Figura 3.6A). Otros minerales de menor abundancia corresponden a: carbonatos, en reemplazo masivo de líticos y plagioclasa, o como parches en la matriz vítrea (Figura 3.5G); epidota, formando cúmulos en cristales de plagioclasa, juveniles y matriz vítrea (Figuras 3.5A y 3.6B); clorita, alterando juveniles y vidrio fino (Figura 3.6D); y albita y sericita, en reemplazo de

plagioclasa (Figura 3.6D). De manera particular, las muestras PM-35 y PIM-42 presentan alteración hidrotermal argílica y cuarzo-sericítica, respectivamente.

### 3.2.2. Rocas lávicas

Las muestras de rocas lávicas corresponden a una andesita y una riolita. La andesita (PIM-12; Figura 3.7A) tiene textura porfídica, con fenocristales (16%) de plagioclasa alterados levemente a arcillas, y ferromagnesianos pseudomorfizados por epidota-clorita. La masa fundamental es pilotaxítica, con microlitos de plagioclasa y minerales metálicos. También se desarrolla textura amigdaloidal, con cavidades milimétricas rellenas por clorita.

La riolita (PIM-57; Figura 3.7B) tiene textura porfídica, con fenocristales (10%) de plagioclasa, cuarzo, sanidina y anfíbola subordinada. La masa fundamental presenta dos dominios de proporción similar, con formas irregulares y alargadas en distintas direcciones, y transiciones graduales entre sí: uno consiste en vidrio masivo recristalizado en textura esferulítica a felsosídica (este concentra la mayor parte de los fenocristales), y el otro en agregados granofíricos de grano fino a medio de cuarzo y feldespato alcalino en intercrecimiento. Dichos dominios se interpretan como porciones de distinta viscosidad dentro de un magma en enfriamiento, de modo que la más cristalina se habría enfriado más lentamente. Además, se aprecian texturas de reabsorción magmática en algunos fenocristales de plagioclasa, los que en contacto con las porciones granofíricas (con calor conservado más prolongadamente), presentan formas truncadas y bordes irregulares (Figura 3.7B). Se observa reemplazo por arcillas, que es pervasivo en los cristales de feldespato, moderado en los dominios felsosídicos y leve en los granofíricos.



**Figura 3.7: Fotomicrografías de las muestras de la Formación El Tapado (3/3).** **A)** Andesita de la muestra PIM-12. Textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa (Plg) y ferromagnesianos (Frm) pseudomorfizados por clorita (Chl) y epidota (Ep). La masa fundamental es pilotaxítica, con microlitos de plagioclasa y minerales metálicos (Met). También tiene textura amigdaloidal (Amg), con relleno de clorita. LPP. **B)** Riolita de la muestra PIM-57. Exhibe una masa fundamental felsofídica (Fels) a granofírica (Grf), y un fenocristal grande de plagioclasa con forma truncada y bordes irregulares interpretados como producto de reabsorción magmática. NC. **C)** Arenisca (Litarenita feldespática) de la muestra PIM-106, grano-soportada y de selección moderada. Se indican líticos lávicos ácidos (Lav-A) e intermedios (Lav-I), líticos tobáceos (Tob) y cristales de plagioclasa. El cemento principal es de tipo B, mayormente de clorita y arcillas (Chl + Arc). LPP. **D)** Muestra PIM-108, con niveles finos de *mudstone* y *grainstone*. El primero se compone de abundante barro micrítico (Mic) y contiene láminas ricas en componentes siliciclásticos como cuarzo (Qz) y esquirlas (Esq). El segundo consta de un armazón de *pellets* (Pel) con cemento esparítico (Esp). LPP.

### 3.2.3. Rocas sedimentarias

De las muestras de rocas sedimentarias, dos corresponden a areniscas y la restante es una roca carbonatada que texturalmente varía entre *mudstone* y *grainstone*. La muestra PIM-106 (Figura 3.7C) es una arenisca clasto-soportada de selección moderada, con granos principalmente tamaño arena media a gruesa, redondeados a subangulosos y esféricos a subprismoidales. Se compone

principalmente de fragmentos líticos (68%), de tipo lávico ácido, lávico intermedio y tobáceo de manera subordinada. El resto son monominerales (32%), exclusivamente de plagioclasa; por lo tanto, se clasifica composicionalmente como litarenita feldespática. La segunda muestra de arenisca (PIM-105) es muy similar a la descrita, diferenciándose mayormente en su tamaño de grano arena fina a media, y una mayor proporción de monominerales, clasificándose como feldsarenita lítica. En ambos cortes se reconoce cemento tipo A de epidota, y tipo B de clorita, arcilla, y carbonato en menor medida.

Finalmente, el corte transparente PIM-108 (Figura 3.7D) exhibe dos niveles centimétricos, uno de *mudstone* y otro de *grainstone*. El nivel de *mudstone* se compone de abundante barro micrítico, en el que se hallan esquiras vítreas dispersas; además se intercalan láminas submilimétricas ricas en componentes volcanogénicos, que incluyen esquiras, cuarzo y plagioclasa. El nivel de *grainstone* consta de un armazón clasto-soportado de *pellets*, con cemento esparítico relleno el espacio intersticial; también se hallan dispersas en este nivel escasas esquiras vítreas. El barro micrítico y los *pellets* presentan recristalización avanzada a microesparita.

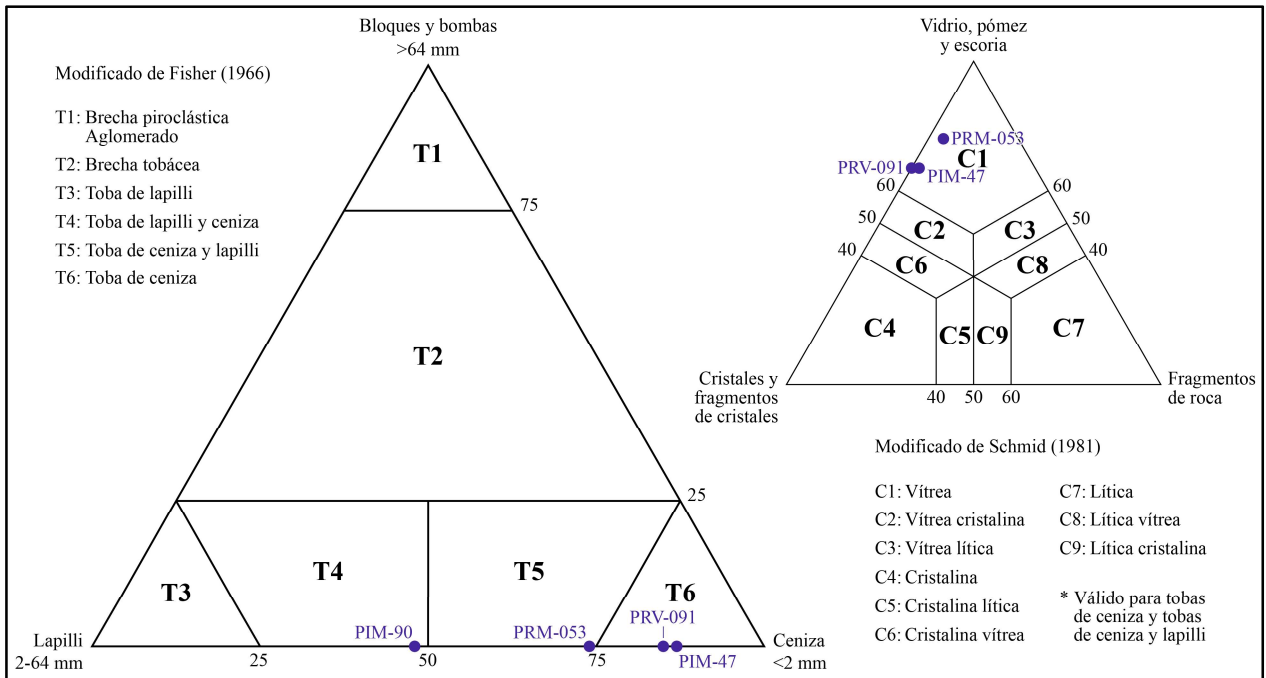
### 3.3. FORMACIÓN GUANACO SONSO

Se han descrito 6 muestras de la Formación Guanaco Sonso, de las cuales 4 corresponden a rocas piroclásticas, una es lávica y una sedimentaria.

#### 3.3.1. Rocas piroclásticas

**Clasificación:** Las rocas piroclásticas se clasifican texturalmente como tobas de ceniza (PIM-47 y PRV-091), toba de ceniza y lapilli (PRM-053) y toba de lapilli y ceniza (PIM-90). En cuanto a composición, las tres primeras son vítreas. La Figura 3.8 ilustra la posición de las muestras en los respectivos triángulos de clasificación.

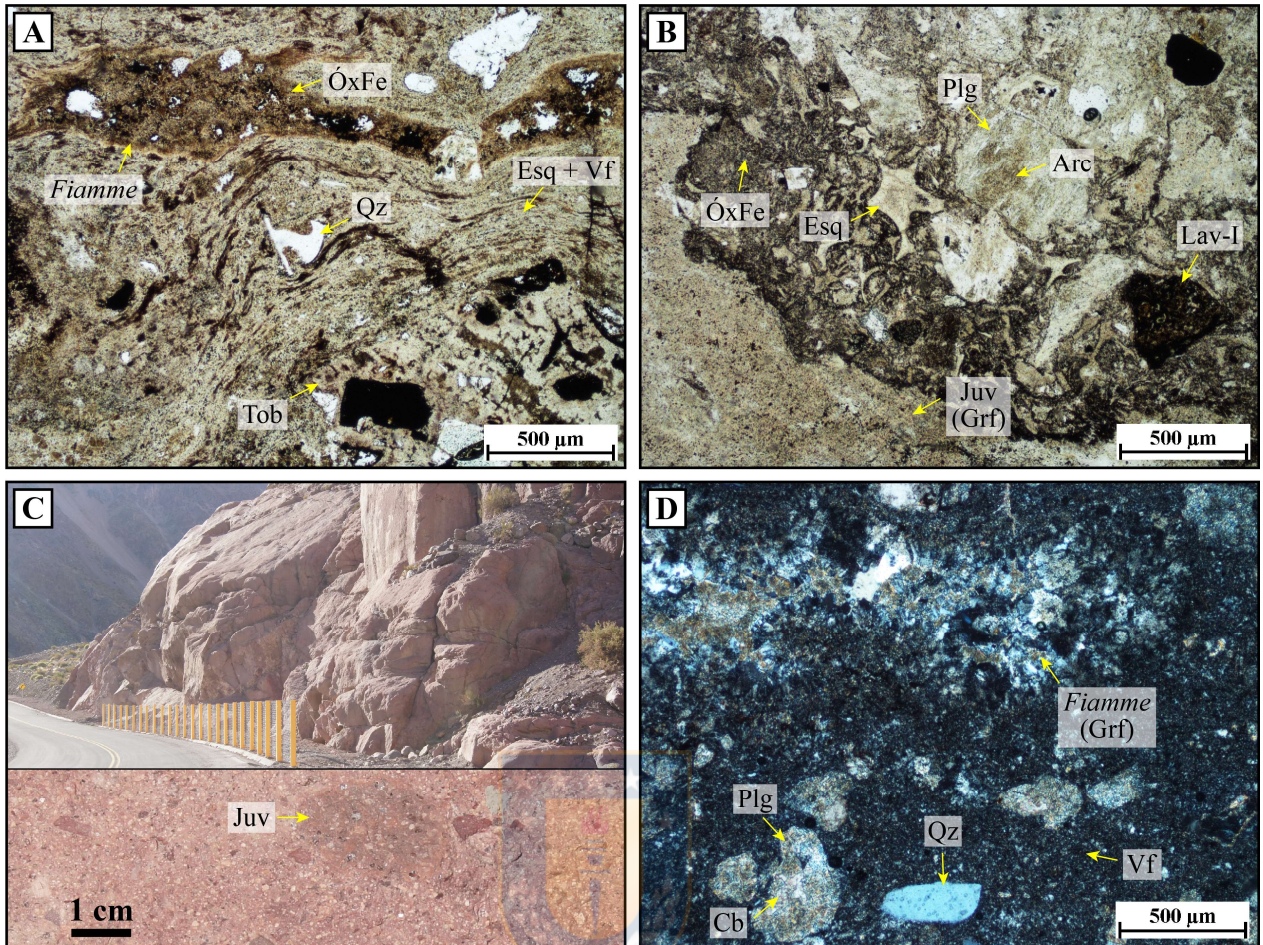




**Figura 3.8: Clasificación textural y composicional de las muestras de rocas piroclásticas de la Formación Guanaco Sonso.**

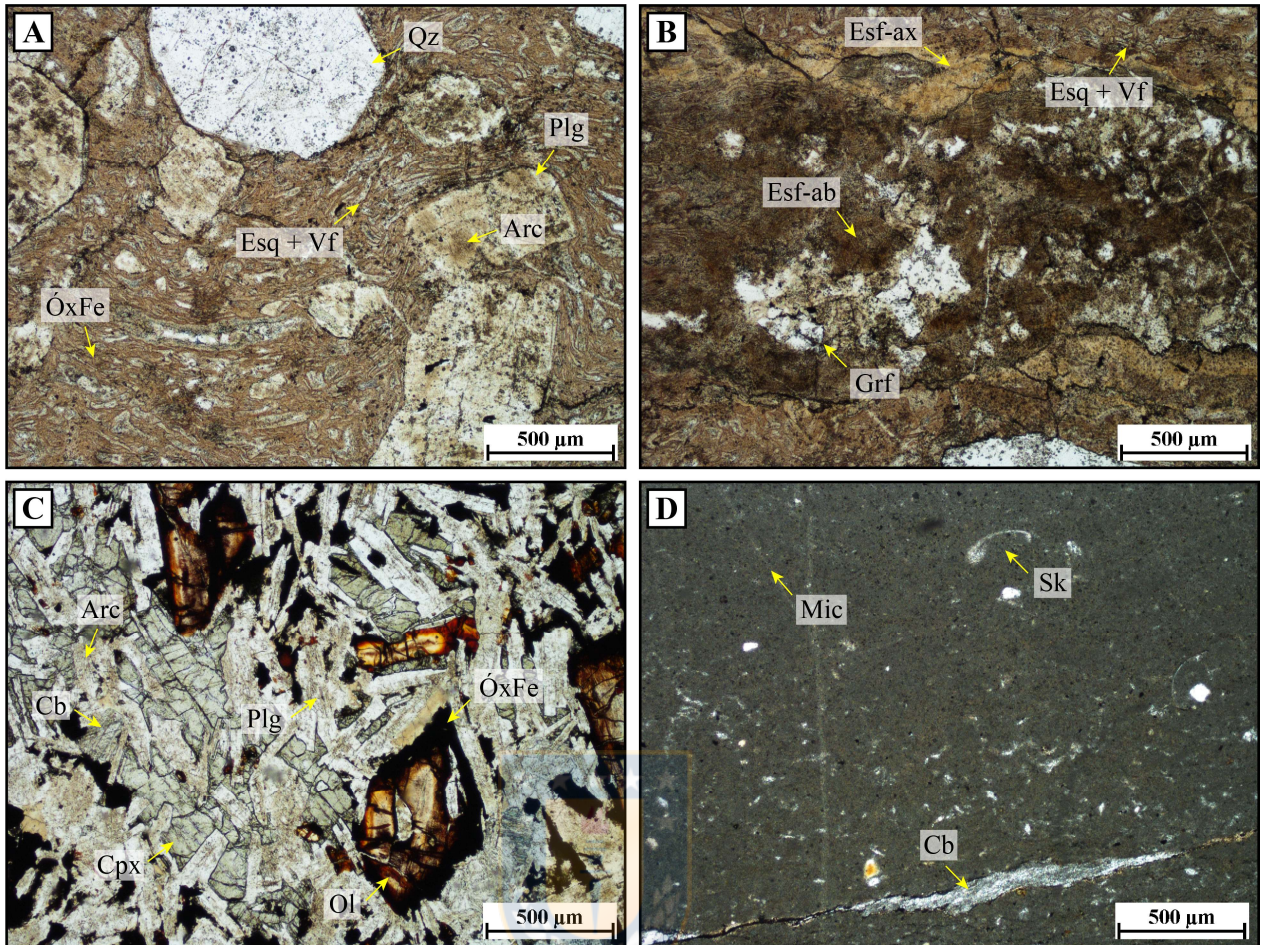
**Fábrica y textura:** Se trata de rocas macizas, matriz-soportadas y mal seleccionadas (Figuras 3.9 y 3.10A-B), con textura fragmental y, en la mayoría de los casos, eutaxítica con grado de soldamiento moderado a penetrativo (Figura 3.9A). La excepción a esto último es la muestra PIM-90, que no se encuentra soldada (Figura 3.9B), y proviene de un paquete ignimbritas macizas caracterizado por su abundancia de líticos y cristales (Figura 3.9C), su espesor de varias decenas metros, y amplios afloramientos al oeste del río de la Laguna (Figura 2.3). Los rasgos descritos son propios de ignimbritas típicas, ligadas a corrientes de densidad piroclásticas concentradas y de alta temperatura (Cas & Wright, 1987; Branney & Kokelaar, 2002).

**Vidrio:** La fracción vítrea, preponderante en las 4 muestras piroclásticas, se constituye de vidrio fino, esquirlas y fragmentos juveniles (mayormente *fiamme*). Se encuentra siempre desvitrificada, desarrollando comúnmente agregados granofíricos cuarzo-feldespáticos a partir del vidrio fino, y esferulitas axiales en los bordes de esquirlas y *fiamme* (Figuras 3.9D y 3.10A y B). Las esquirlas se hallan generalmente aplanadas y deformadas en torno a los fragmentos mayores debido al soldamiento (Figuras 3.9A y 3.10A), a excepción de la muestra PIM-90, donde se disponen sin orientación y con formas muy variadas (Figura 3.9B). Los juveniles no soldados y la parte interna de las *fiamme* se encuentran desvitrificados en textura granofírica (Figuras 3.9B y D).



**Figura 3.9: Fotomicrografías de las muestras de la Formación Guanaco Sonso (1/2).** **A)** Textura eutaxítica con *fiamme* y esquirlas (Esq) aplanadas, y vidrio fino (Vf) intersticial. Se aprecia un lítico tobáceo (Tob) anguloso y cristales de cuarzo (Qz) embahiado. LPP. Muestra PRM-053. **B)** Textura fragmental, con esquirlas no orientadas de formas variadas. Se observa un juvenil vítreo (Juv) desvitrificado en textura granofírica (Grf), un lítico lávico intermedio (Lav-I), y cristales de plagioclasa (Plg) reemplazados por arcillas (Arc). LPP. Muestra PIM-90. **C)** Vista al N de afloramiento de ignimbritas macizas de donde proviene la muestra PIM-90, con acercamiento a textura y componentes. **D)** *Fiamme* desvitrificada en textura granofírica, cristales de cuarzo y plagioclasa alterada a carbonato (Cb), envueltos por vidrio fino desvitrificado. NC. Muestra PIM-47.

**Cristales:** Los cristales inmersos en la matriz consisten en mayor medida en plagioclasa (4 muestras; 8-23%; Figuras 3.9B y D, y 3.10A), que suele conservar su hábito euhedral a subhedral primario. El cuarzo (4 muestras; 8-13%; Figuras 3.9A y D, y 3.10A) exhibe formas embahadas, también fragmentales, y localmente con hábito prismático hexagonal. La sanidina (2 muestras; 4%) es comúnmente euhedral y presenta macla de Carlsbad. No se observaron minerales ferromagnesianos.



**Figura 3.10:** Fotomicrografías de las muestras de la Formación Guanaco Sonso (2/2). **A)** Esquirlas deformadas en torno a cristales de cuarzo (Qz) y plagioclasa (Plg) alterada a arcillas (Arc). La matriz presenta reemplazo selectivo del vidrio fino por óxidos de hierro (ÓxFe). LPP. Muestra PRV-091. **B)** Texturas de desvitrificación en *fiamme*. En el interior presenta agregados granofíricos (Grf) y esferulitas abanicadas (Esf-ab), mientras que en los bordes desarrolla esferulitas axiales (Esf-ax). LPP. Muestra PRV-091. **C)** Basalto de olivino de la muestra PRV-092, con plagioclasa y clinopiroxeno (Cpx) en textura subofítica y fenocristales de olivino (Ol) reemplazado por óxidos de hierro. LPP. **D)** Micrita de la muestra PRV-093, exhibiendo restos esqueléticos (Sk) envueltos en barro micrítico (Mic). La roca es cortada por vetillas rellenas con carbonato (Cb). LPP.

**Líticos:** Los líticos reconocidos son en gran parte de tipo lávico intermedio a ácido (1-8%; Figura 3.9B), siendo también comunes los de tipo tobáceo (<1-5%; Figura 3.9A). Casi en todos los casos se consideran accidentales o accesorios, sobre la base de su angulosidad y contraste composicional; no obstante, para los líticos tobáceos de PRM-053, la similitud composicional con la matriz sugiere un origen magmático en común, probablemente ligado a un evento eruptivo previo (Figura 3.9A).

**Minerales de alteración:** Los minerales de alteración más comunes son los óxidos de hierro y las arcillas, presentes en todas las muestras. Los primeros se encuentran en reemplazo de la matriz

vítrea (Figuras 3.9B y 3.10A), *fiamme* (Figura 3.9A), líticos (Figura 3.9B) y cristales ferromagnesianos (Figura 3.10C), y como relleno de vetillas delgadas. Las arcillas se hallan alterando cristales de plagioclasa (Figuras 3.9B y 3.10A) y al feldespato alcalino generado por la desvitrificación de los fragmentos vítreos. Con menor frecuencia, se observa carbonato en reemplazo de plagioclasa (Figura 3.9D), y subordinadamente sericita, albita y epidota, alterando al mismo feldespato.

### 3.3.2. Rocas lávicas

La muestra lávica (PRV-092; Figura 3.10C) corresponde a un basalto de olivino de textura porfídica, con fenocristales de olivino (12%) en una masa fundamental de grano medio, subofítica a intersertal, compuesta de plagioclasa, clinopiroxeno y minerales metálicos. La roca también presenta textura amigdaloidal, con cavidades de hasta 2 mm de diámetro rellenas por carbonato, esmectitas y caolinita. El olivino se encuentra reemplazado moderada a pervasivamente por óxidos de hierro, mientras que la plagioclasa está alterada moderadamente a carbonato y esmectitas.

### 3.3.3. Rocas sedimentarias

El ejemplar sedimentario (PRV-093; Figura 3.10D) es una roca carbonatada, clasificada como *mudstone*. Tiene una estructura laminada, y se compone mayoritariamente por micrita, con proporciones variables de restos esqueléticos y *pellets*. En menor medida, se intercalan láminas ricas en componentes terrígenos, con detritos tamaño arena fina de plagioclasa, cuarzo y líticos indeterminados, inmersos en una matriz de arcillas parcialmente recristalizadas. La roca es cortada por vetillas milimétricas de carbonato.

## 4. ESTRATIGRAFÍA: FACIES Y ASOCIACIONES DE FACIES

En esta Memoria de Título se presentan cuatro columnas estratigráficas, en rocas de las formaciones El Tapado y Guanaco Sonso, que afloran en el sector circundante al Embalse La Laguna. La Figura 2.3 muestra la ubicación de las columnas, dispuestas en transectas de orientación W-E a NW-SE. Se distribuyen en los principales bloques estructurales dentro del área de estudio, separados por las fallas Baños del Toro, la Laguna y Olivares, de oeste a este. La accesibilidad y calidad de exposición del sustrato también fueron importantes en la selección de su ubicación.

### 4.1. ESTRUCTURA ORGANIZATIVA

Luego del desglose de las facies definidas en este trabajo (Subcapítulo 4.2), para cada columna se presenta un apartado de “Descripción” y uno de “Asociaciones de facies”. La “Descripción” se hace a partir de tramos, denominados mediante códigos en texto y figuras para su relación directa. Un **tramo** corresponde a un paquete estratificado compuesto por rocas de una o más facies, cuyas características litológicas o composicionales, o sus relaciones de contacto, permiten su separación de las rocas que lo encierran, de modo que resulta conveniente su descripción individual (*i. e.* una asociación de facies con fines descriptivos). Por su parte, la sección de “Asociaciones de facies” comprende asociaciones definidas con fines interpretativos, y que tienen rango mayor o igual a un tramo. A partir de ellas se determinan ambientes deposicionales específicos, que luego son considerados para una interpretación íntegra del ambiente de formación de cada unidad litoestratigráfica (Capítulo 5).

### 4.2. DEFINICIÓN DE FACIES

Una facies es una unidad de depósito o roca diferenciable a partir de una combinación específica de aspectos texturales, estructurales, composicionales y geométricos, indicativos de condiciones y procesos deposicionales determinados, los que pueden variar en tiempo y espacio (Branney & Kokelaar, 2002; Miall, 2006). En este trabajo se ha definido un total de 31 facies, 3 lávicas, 14 piroclásticas y 14 sedimentarias, cuya codificación se basa en la nomenclatura de D’Elia *et al.* (2012), Branney & Kokelaar (2002) y Miall (2006), respectivamente, con modificaciones cuando se ha requerido (Tabla 4.1).

**Tabla 4.1: Caracterización de las facies definidas en este trabajo.** Cada facies lávica, piroclástica y sedimentaria se describe de manera resumida en términos de su litología, rasgos generales, geometría y espesor, además de la interpretación derivada de los rasgos anteriores.

Facies	Litología	Descripción	Geometría y espesor	Interpretación
<b>Rocas lávicas</b>				
<i>cB</i>	Basalto/ Andesita basáltica	Lava coherente, afanítica a porfídica. En sectores con alto contenido de amígdalas	Tabular a lenticular. Capas métricas	Flujo subaéreo de lava básica
<i>cA</i>	Andesita	Lava coherente, porfídica a afanítica. Localmente amigdaloidal	Tabular. 0,5-2 m de espesor	Flujo subaéreo de lava intermedia
<i>cD</i>	Dacita	Lava coherente, maciza, de textura porfídica	Tabular. 0,5-3 m de espesor	Flujo subaéreo de lava ácida
<b>Rocas piroclásticas</b>				
<i>mBr</i>	Brecha a brecha tobácea	Maciza, matriz-soportada. Muy mal seleccionada	Irregular. Base neta a erosiva. Espesor decimétrico a métrico	Corriente de densidad piroclástica de alta energía. Deposición controlada por escape de fluidos o flujo granular
<i>mBrf</i>	Brecha a brecha tobácea	Maciza. Matriz-soportada, con dominios locales clasto-soportados. Mala selección. Fábrica de partículas alargadas paralelo a la estratificación. Comúnmente con gradación inversa de líticos	Irregular. Base neta a erosiva. Espesor decimétrico a métrico	Deposición controlada por escape de fluidos, pero con cizalle significativo cerca del límite flujo-depósito y, por ende, una componente de flujo granular
<i>dbBrf</i>	Brecha a brecha tobácea	Difusamente estratificada. Matriz-soportada, dominios locales clasto-soportados. Selección mala a moderada. Fábrica de partículas alargadas paralelo a la estratificación. Gradación inversa de líticos común	Irregular. Base neta a erosiva. Espesor decimétrico a métrico	Corriente de densidad piroclástica con parte basal dominada por flujo granular. Ocurre deposición cuando la transferencia de energía entre partículas es inferior a las fuerzas de fricción
<i>mLT</i> ( <i>e</i> )	Toba de lapilli y ceniza a toba de ceniza y lapilli	Maciza, matriz-soportada. Mal a muy mal seleccionada. Con o sin textura eutaxítica	Tabular. Base neta a gradacional. Capas decimétricas a métricas. Sets de varias decenas de metros (<150 m)	Facies ignimbrítica depositada mediante escape de fluidos, lo que facilita una agradación rápida
<i>mLLT</i> ( <i>e</i> )	Toba de lapilli y ceniza	Similar a <i>mLT</i> , pero con una alta concentración de líticos (>25%)	Tabular a irregular. Base erosiva plana a irregular. Pocos dm de espesor	Deposición mediante escape de fluidos, con nivel de energía intermedio entre <i>mLT</i> y <i>mBr</i>
<i>mLTf</i> ( <i>e</i> )	Toba de ceniza y lapilli	Similar a <i>mLT</i> , pero con una fábrica de partículas alargadas paralelo a la estratificación	Tabular. Base neta a gradacional. Niveles centimétricos a decimétricos	Deposición controlada por escape de fluidos, pero con cizalle significativo cerca del límite flujo-depósito y, por ende, una componente de flujo granular

Continúa en la página 46

Continuación de la Tabla 4.1.

Facies	Litología	Descripción	Geometría y espesor	Interpretación
<b>Rocas piroclásticas</b>				
<i>dbLT</i>	Toba de lapilli y ceniza a toba de ceniza	Estratificación y laminación difusa, definida por gradaciones (normales o inversas) de tamaño y concentración de fragmentos. Fábrica de partículas alargadas paralelo a la estratificación	Tabular. Base neta a levemente erosiva. Capas de algunos dm a pocos m	Deposición en condiciones intermedias entre aquellas dominadas por escape de fluidos y por tracción, en términos de concentración y gradientes de cizalle. Registra inestabilidades sutiles en la concentración o velocidad de una corriente mientras deposita
<i>bLT</i>	Toba de lapilli y ceniza a toba de ceniza	Similar a <i>dbLT</i> , pero con planos de estratificación abruptos, mejor definidos	Tabular. Espesor centimétrico	Análogo a <i>dbLT</i> , pero con inestabilidades más abruptas durante la deposición
<i>frmT (e)</i>	Toba de ceniza	Maciza, matriz-soportada. Mal seleccionada, rica en finos y con escasos líticos. Puede tener textura eutaxítica	Tabular. Base neta. Espesor decimétrico	Equivalente de menor tamaño de grano de la facies <i>mLT</i> . Corriente de densidad piroclástica de baja energía, con agradación controlada por escape de fluidos
<i>sT</i>	Toba de ceniza	Laminación horizontal discontinua, con ocurrencia de truncamientos erosivos. Selección buena a moderada. Tamaño ceniza gruesa	Tabular a lenticular. Base neta, erosiva, a gradacional. Espesor de cm a dm	Deposición dominada por tracción
<i>xsT</i>	Toba de ceniza	Laminación cruzada de bajo ángulo, de baja continuidad lateral. Buena selección. Tamaño ceniza gruesa.	Tabular a lenticular. Base neta, erosiva, a gradacional. Espesor de cm a dm. Truncamientos erosivos internos	Deposición dominada por tracción. Corriente con baja tasa de agradación, o muy inestable para formar depósitos bien desarrollados
<i>mT</i>	Toba de ceniza	Maciza. Buena selección. Tamaño ceniza gruesa a fina	Tabular. Base neta. 7-80 cm de espesor	Depósito de caída
// <i>sT</i>	Toba de ceniza	Laminación horizontal continua. Buena selección. Tamaño ceniza fina a gruesa	Tabular. Base plana. Capas de 8-20 cm de espesor	Depósito de caída, o depósito de corriente de densidad piroclástica rica en ceniza
// <i>sTves</i>	Toba de ceniza	Laminación horizontal discontinua. Contenido de vesículas de forma elipsoidal a irregular. Selección moderada	Tabular. Base plana. <30 cm de espesor	Caída de cenizas en condiciones húmedas ( <i>e.g.</i> debido a una lluvia, o en el contexto de una erupción freatomagmática)
<b>Rocas sedimentarias</b>				
<i>Gcm</i>	Conglomerado	Clasto-soportado, macizo. Selección moderada	Lenticular a tabular. Base erosiva a gradacional. Espesor <30 cm	Carga de fondo inercial, depositada por un flujo de detritos pseudo-plástico turbulento
<i>Gmm</i>	Arenisca gravosa a conglomerado arenoso	Matriz-soportado, macizo. Mala selección. Clastos de hasta 20 cm de diámetro	Tabular a lenticular. Bases netas a levemente erosivas. 0,25-1 m de espesor	Flujo supercrítico hiperconcentrado

Continúa en la página 47

Continuación de la Tabla 4.1.

Facies	Litología	Descripción	Geometría y espesor	Interpretación
<b>Rocas sedimentarias</b>				
<i>Gh</i>	Conglomerado a arenisca gravosa	Clasto- a matriz-soportado, con estratificación horizontal. Selección mala a moderada. Comúnmente con imbricaciones	Tabular. Base erosiva a neta. Varios dm a un par de m de espesor	Formas de fondo longitudinales
<i>Gp</i>	Conglomerado a arenisca gravosa	Clasto- a matriz-soportado, con estratificación cruzada planar. Selección moderada a mala	Tabular. Base erosiva a neta. Pocos dm a un par de m de espesor	Formas de fondo transversales, crecimientos deltaicos desde remanentes de barras antiguas
<i>Ss</i>	Arenisca a arenisca gravosa	Maciza o con laminación poco definida. Selección mala a moderada	Irregular, lenticular. Base erosiva o gradacional. Espesor <20 cm	Relleno de balsas de erosión
<i>Sm</i>	Arenisca a arenisca gravosa	Maciza a difusamente laminada. Comúnmente con gradación normal. Clasto-soportada. Selección moderada a buena (varía a mala, dependiendo del contenido vitroclástico)	Marcadamente tabular, a irregular. Base neta a erosiva. Espesor de cm a dm (<50 cm)	Sedimentación rápida a partir de flujos de alta energía en condiciones menguantes
<i>Swr</i>	Arenisca (grano fino a medio)	Rizaduras de oleaje, variando a laminación sinuosa o incluso maciza. Selección buena a moderada	Ondulosa a lenticular. Base erosiva. Espesor de mm a cm	Sedimentación traccional por flujos oscilatorios
<i>Sh1</i>	Arenisca	Laminación o estratificación horizontal, clastos alineados. Selección moderada a buena	Tabular. Base plana neta a erosiva. Espesor <20 cm	Flujo supercrítico
<i>Sh2</i>	Arenisca a arenisca fangosa	Laminación horizontal, con clastos alineados. Selección moderada a mala	Tabular. Base neta. Espesor <15 cm	Equivalente de menor energía de <i>Sh1</i> . Flujo supercrítico a subcrítico
<i>Fl</i>	Fangolita a arenisca fangosa	Laminación horizontal fina	Tabular a lenticular. Base neta. Espesor de mm a dm (<40 cm)	Decantación de sedimento fino en suspensión en estadios de baja energía
<i>Fm</i>	Fangolita a arenisca fangosa	Maciza o con laminación poco clara	Tabular a lenticular. Base neta. Espesor de mm a dm (<40 cm)	Decantación de sedimento fino en suspensión en estadios de baja energía
<i>Ll</i>	Calcilita a calcarenita	Laminación horizontal fina	Tabular. Base neta. Espesor decimétrico	Deposición de material calcáreo en suspensión
<i>Ec</i>	Calcita evaporítica	-	Lenticular. Espesor milimétrico a centimétrico	Precipitación directa de carbonato de calcio
<i>Eg</i>	Yeso evaporítico	-	Tabular. Capas centimétricas a decimétricas	Precipitación directa de sulfato de calcio hidratado

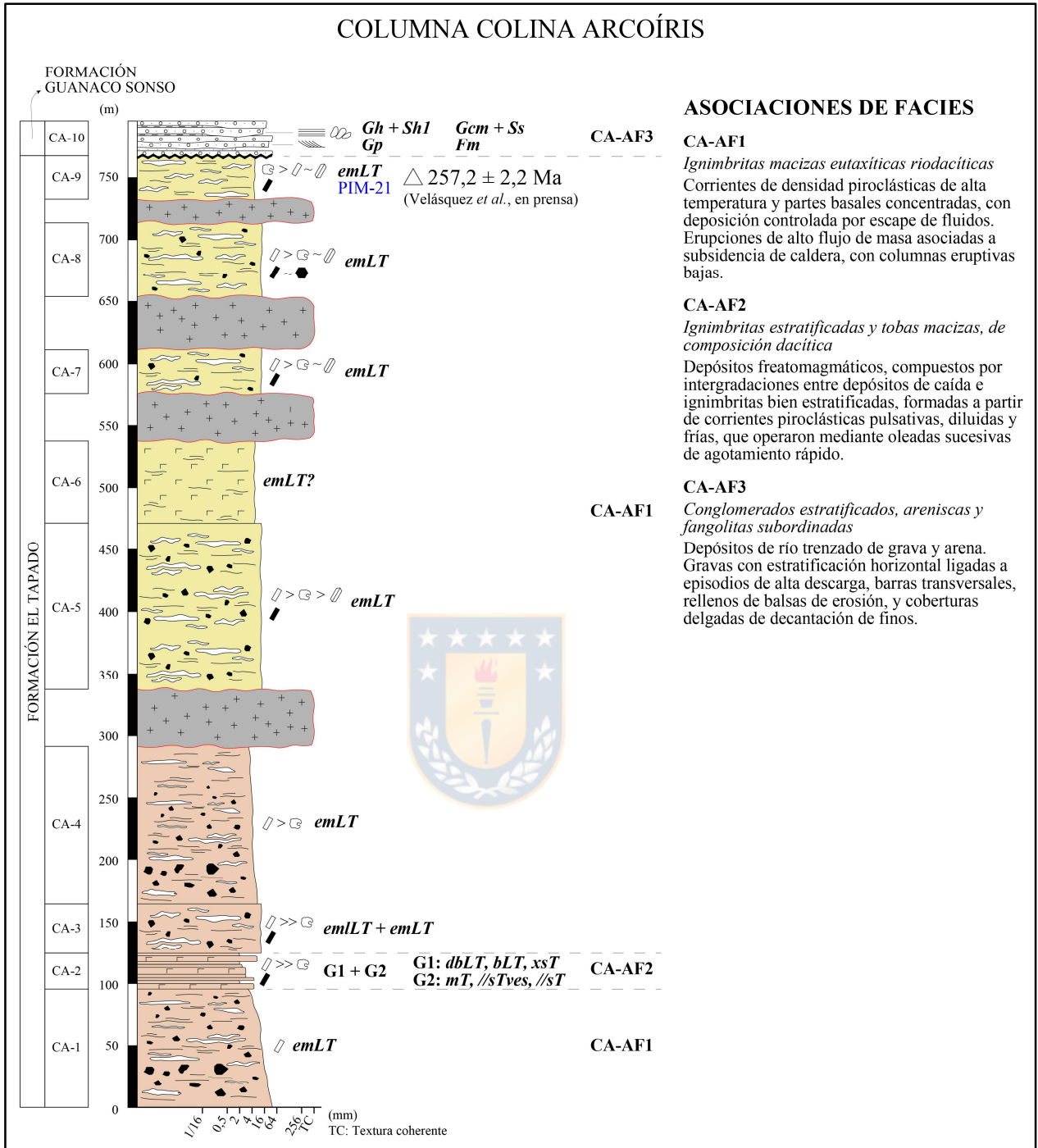


### 4.3. COLUMNA COLINA ARCOÍRIS

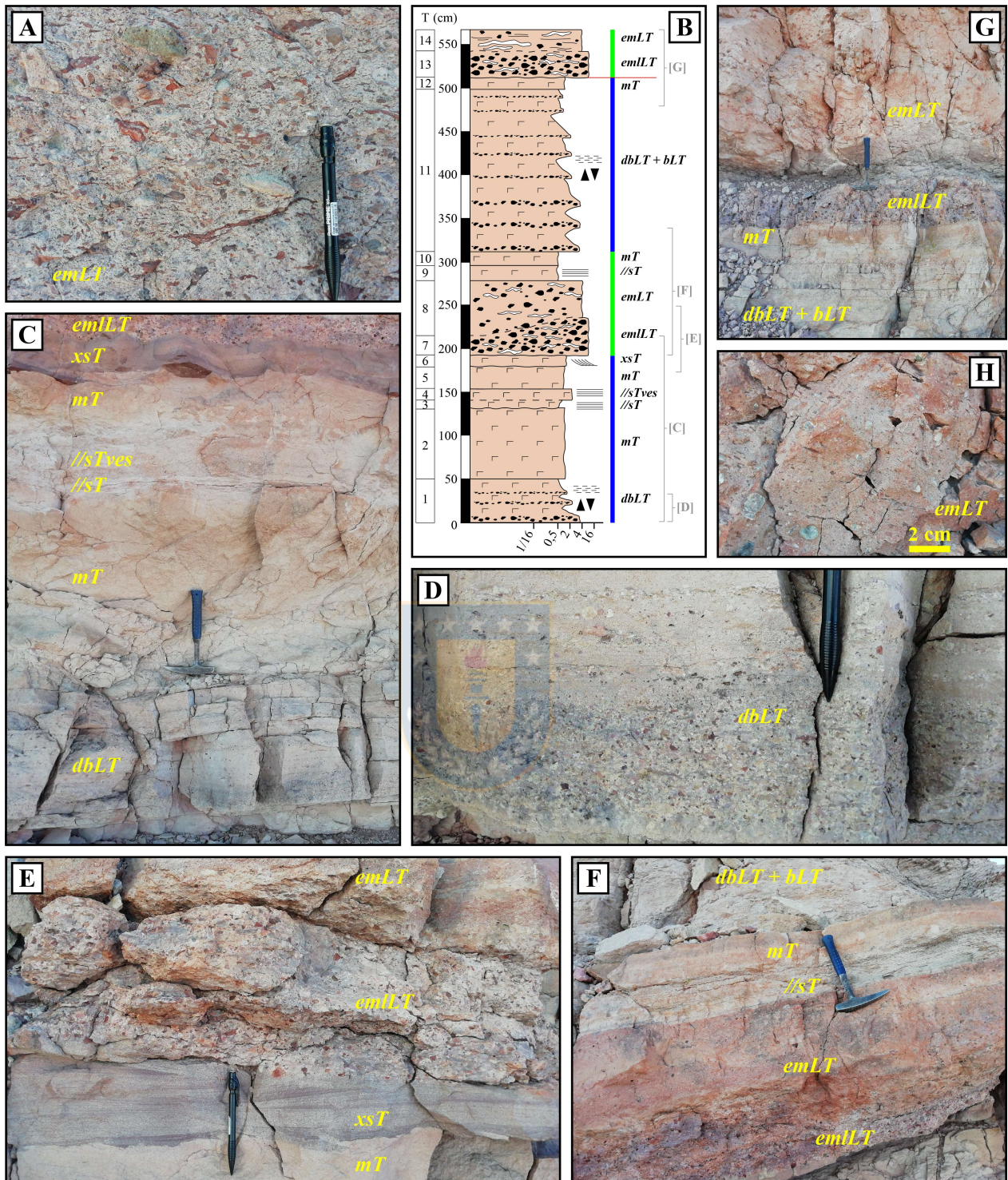
La columna colina Arcoíris (Figura 4.1) fue realizada a lo largo de una transecta ubicada ~2 km al SE del glaciar el Tapado (Figura 2.3), donde aflora una potente sucesión de rocas piroclásticas y sedimentarias subordinadas, que mantean al oeste (actitud aproximada N42°E/31°NW) formando un homoclinal. La mayor parte de dicha sucesión consta de rocas piroclásticas pertenecientes a la Formación El Tapado, que hacia techo son cubiertas en disconformidad por estratos sedimentarios asignados a la Formación Guanaco Sonso, cerca de su truncamiento por la falla Olivares. Se caracteriza por presentar variados colores de alteración en las distintas capas, posiblemente asociados a una serie de intrusivos hipabisales ácidos concordantes a la estratificación (filones). Los datos de terreno fueron levantados por Ismael Murillo y el autor de esta Memoria de Título.

#### 4.3.1. Descripción

**CA-1:** Consta de tobas de lapilli y ceniza macizas y eutaxíticas (facies *emLT*) de color violeta a gris claro (Figura 4.2A). Contienen un 20-30% de *fiamme*, con tamaños seriados de hasta ~10 cm, algunas con cristales de plagioclasa. Estas tienen bordes irregulares y cóncavos, y se encuentran usualmente deformadas en torno a los líticos debido al soldamiento. Los líticos son polimícticos, de tipo lávico intermedio y tobáceo subordinado; tienen formas angulosas y bordes netos, y se consideran accidentales o accesorios. Se aprecian variaciones verticales en la proporción y tamaño de dichos fragmentos, tal que en la porción inferior conforman el 13-18% del volumen de roca y alcanzan los ~5 cm, mientras que hacia techo constituyen el 5-8% y no superan los ~2 cm. Esto condiciona en parte el grado de soldamiento, que varía entre moderado y débil, siendo menor en las zonas más ricas en líticos. La fracción cristalina consta de un 3-7% de plagioclasa, de hasta 3 mm de largo. La matriz se compone de abundante vidrio fino.



**Figura 4.1:** Columna colina Arcoiris. Hacia el lado izquierdo se encuentran los tramos de descripción y las facies correspondientes, y hacia el lado derecho las asociaciones de facies definidas. La leyenda y simbología de las columnas se encuentra en la Figura 1.3.



**Figura 4.2: Tramos iniciales de la columna colina Arcoíris.** A) Facies *emLT* en el tramo CA-1. B) Sección estratigráfica de detalle de las capas superiores de CA-2 y el inicio de CA-3. Descripción de tramos (T) en la Tabla 4.2. La línea roja marca el inicio de CA-3, mientras que los segmentos verdes y azules separan las asociaciones de facies características de cada tramo, mostrando el carácter pulsativo de su transición. Se indican las facies y referencias a fotografías dentro de esta figura. C) Relación entre facies laminadas y macizas. D) Acercamiento a facies *dbLT*. E) Acercamiento a las facies *xsT* y *emLT*. F) Facies *emLLT* y *emLT* en contacto gradacional, coronadas por niveles finos de *sT* y *mT*. G) Límite entre tramos CA-2 y CA-3. Nuevamente, el contacto entre *emLLT* y *emLT* es gradacional. H) Facies *emLT* en el tramo CA-3.

**CA-2:** Comprende una sucesión de tobas de lapilli y ceniza a tobas de ceniza, ricas en vidrio, de composición juvenil dacítica y color amarillo anaranjado, localmente con tonos rojizos y verdosos. Dentro de ella, pueden diferenciarse dos grupos de facies: (1) tobas de lapilli y ceniza a tobas de ceniza con estratificación difusa a bien definida, y (2) tobas de ceniza macizas a laminadas. Tales grupos de facies ocurren en proporciones similares, con leve dominancia del primero, y forman intercalaciones tabulares de escala decimétrica a centimétrica (Figura 4.2B y C). A continuación, se describen en mayor detalle:

- Tobas de lapilli y ceniza a tobas de ceniza con estratificación difusa a bien definida: Este grupo está dominado por tobas de lapilli y ceniza a tobas de ceniza con estratificación difusa (facies *dbLT*), que en sectores desarrollan planos de estratificación más definidos (facies *bLT*). De manera local, se hallan tobas de ceniza con laminación cruzada (facies *xsT*).
  - *dbLT*: Tobas de lapilli y ceniza a tobas de ceniza, que forman depósitos de algunos decímetros a pocos metros de espesor, caracterizados por el desarrollo de estratificación y laminación difusa, en que los planos de sedimentación no tienen límites abruptos y poseen poca continuidad lateral. Los depósitos de esta facies presentan cambios verticales episódicos en el tamaño de grano promedio entre lapilli medio y ceniza fina, con patrones de gradación tanto normal como inversa (Figura 4.2D). Internamente, cada lámina tiene selección moderada, y exhibe una fábrica tal que los clastos orientan su eje largo paralelo a la estratificación. Contienen un 22-28% de líticos polimícticos de tipo lávico (intermedio a ácido) > tobáceo, en tonalidades pardas, rojizas y negras; tienen hasta 1,5 cm de largo, son angulosos a subangulosos, y se consideran accidentales o accesorios. También poseen un 12-18% de cristales fragmentales de hasta 4 mm, de plagioclasa >> cuarzo ~ anfíbola, y presentan un 10-15% de *fiamme* de hasta 1,8 cm de largo, de color gris claro rosáceo, fuertemente aplanadas. El 45-55% restante corresponde a esquirlas finas a gruesas orientadas y abundante vidrio fino ácido.
  - *bLT*: Muy similar a la anterior en cuanto a componentes y fábrica, y se encuentra estrechamente ligada a ella, diferenciándose por el desarrollo de planos abruptos de estratificación (Figura 4.2G).

- *xsT*: De ocurrencia local, corresponde a una toba de ceniza cristalina de escasos centímetros de espesor. Presenta laminación cruzada de bajo ángulo (5-15°), con láminas separadas por numerosos truncamientos erosivos (Figura 4.2E).
- Tobas de ceniza macizas a laminadas: Este grupo está dominado ampliamente por tobas de ceniza macizas (facies *mT*), con ocurrencia menor de tobas de ceniza laminadas vesiculares (facies *//sTves*) y tobas de ceniza laminadas (facies *//sT*) (Figura 4.2C).
  - *mT*: Son tobas de ceniza vítreas bien seleccionadas, de 7-80 cm de espesor, tamaño de grano ceniza gruesa principalmente, y textura vesicular de desarrollo variable (<10%vol). Se componen en un 30-40% de esquirlas no orientadas de formas angulosas, un 15-25% de fragmentos subangulosos de pómez, un 20-30% de cristales, de plagioclasa >> cuarzo ~ anfíbola, y un 8-15% de líticos volcánicos pardos a negros, con relativamente escaso vidrio fino intersticial. Algunos niveles subordinados de tamaño ceniza fina se encuentran enriquecidos en material vítreo.
  - *//sTves*: Se caracteriza por una laminación horizontal discontinua y un contenido importante de vesículas de forma elipsoidal a irregular (25-30%vol). Su selección es moderada, y forma niveles que no superan los 30 cm de espesor.
  - *//sT*: Comprende tobas de ceniza vítreas con laminación horizontal continua, de 8-20 cm de espesor. Tienen buena selección y son generalmente de tamaño ceniza fina, ricas en polvo vítreo y esquirlas; los fragmentos no presentan fábricas orientadas. Ambas facies son de ocurrencia local, y en estrecha relación con la facies *mT* (Figura 4.2C).

La Tabla 4.2 caracteriza una sección de detalle expuesta en la Figura 4.3B, correspondiente a los últimos metros hacia techo de CA-2, hasta el inicio de CA-3. En la tabla y figura señaladas se destaca la intercalación de un depósito de ~1,2 m, compuesto por facies diferentes a lo descrito hasta este punto, correspondiente a *emLLT + emLT + //sT + mT*. Este depósito muestra una mayor similitud con las facies representativas del tramo siguiente, y su ocurrencia entre facies características de este tramo indica un carácter pulsativo en la transición entre CA-2 y CA-3.

**Tabla 4.2: Descripción de la sección de detalle de la parte alta del tramo CA-2 y niveles inferiores de CA-3.** Se describe de base a techo la sección de la Figura 3.3B. Incluye los últimos metros hacia techo del tramo CA-2, y los primeros niveles de CA-3. Se marcan en azul y verde las facies representativas de cada tramo, evidenciando la transición pulsativa entre ellos.

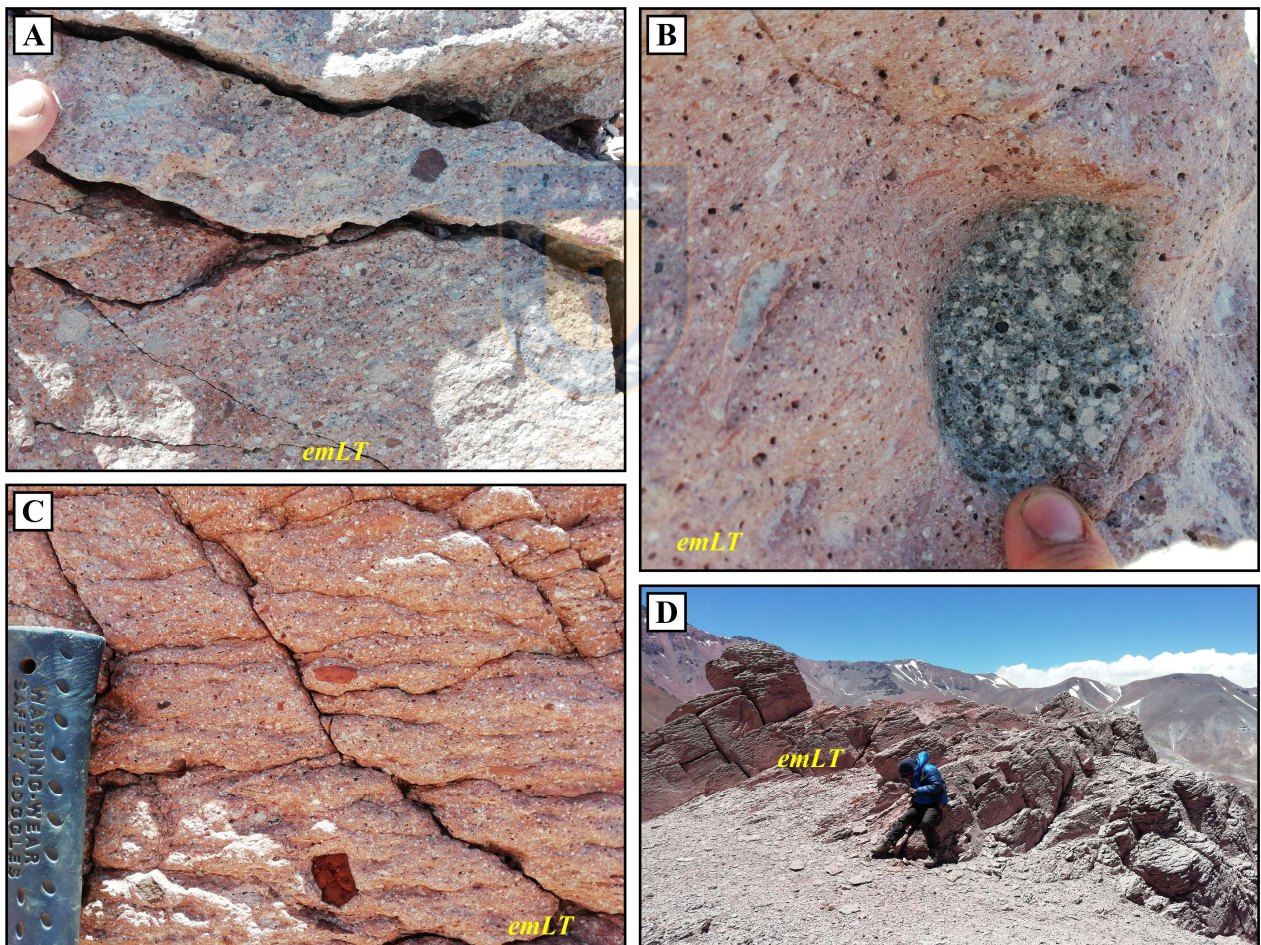
Nº	Espesor (cm)	Facies	Descripción
1	50	<i>dbLT</i>	Toba de lapilli y ceniza a toba de ceniza. Inicia con un nivel de 10 cm, clasto-soportado y mal seleccionado (tamaño de grano promedio de ~5 mm, con máximos de ~4 cm), rico en líticos volcánicos angulosos (25-35%) y cristales (20-25%) de plagioclasa > cuarzo ~ anfíbola, además de numerosas <i>fiamme</i> (15-20%). De aquello, se pasa en gradación normal a un dominio matriz-soportado enriquecido en vidrio fino, que abarca los 40 cm restantes. Dentro de él, se intercalan rítmicamente numerosos niveles de 1-5 cm homólogos al del inicio, con gradación tanto normal como inversa respecto al dominio fino. Fábrica dada por la alineación de clastos con su eje largo paralelo a la estratificación. Figura 4.2C y D.
2	80	<i>mT</i>	Toba de ceniza vítrea maciza, bien seleccionada, de tamaño de grano ceniza gruesa, con textura vesicular (5-10%vol). Contiene abundantes esquirlas (35-45%) no orientadas de formas angulosas, cristales (20-25%) de plagioclasa >> cuarzo ~ anfíbola, fragmentos subangulosos de pómez (15-20%), y líticos volcánicos negros (8-12%). Escaso vidrio fino. Figura 4.2C.
3	10	<i>//sT</i>	Toba de ceniza vítrea con laminación horizontal continua, sobre una base neta. Es más rica en vidrio fino que la toba anterior, y tiene pocos metros de continuidad lateral. Los fragmentos no presentan fábricas orientadas. Figura 4.2C.
4	20	<i>//sTves</i>	Toba de ceniza vítrea con laminación horizontal discontinua. Está en contacto gradacional con el nivel anterior, y mantiene su continuidad lateral acotada. Difiere de él por su mayor tamaño de grano, selección moderada, contenido de <i>fiamme</i> <1 cm (5-10%), y un alto porcentaje de vesículas (25-30%vol) de forma elíptica a irregular. Figura 4.2C.
5	20	<i>mT</i>	Toba de ceniza vítrea análoga a la anterior de esta facies. Base neta irregular. Figura 4.2C.
6	8-25	<i>xsT</i>	Toba de ceniza cristalina bien seleccionada, sobre una base erosiva levemente irregular. Presenta laminación cruzada de bajo ángulo (5-15°), con láminas de pocos decímetros de continuidad, separadas por numerosas superficies erosivas. Consta de un 50-60% de cristales, de plagioclasa > anfíbola ~ cuarzo, junto con líticos subordinados, en una matriz de esquirlas y vidrio fino. Figura 4.2C y E.
7	12-40	<i>emLT</i>	Toba de lapilli y ceniza maciza con textura eutaxítica, en contacto neto a levemente erosivo. Alto contenido (35-45%) de líticos volcánicos polimícticos, con tamaños seriados de hasta ~4 cm. También posee un 15-20% de <i>fiamme</i> de hasta 3 cm y cristales subordinados, en una matriz vítrea con soldamiento incipiente a moderado. Figura 4.2C, E y F.
8	45-73	<i>emLT</i>	Toba de ceniza y lapilli vítrea maciza con textura eutaxítica. Contacto gradacional con la facies anterior. Tiene un contenido más reducido de líticos (15-25%) y <i>fiamme</i> (8-15%), manteniendo su rango de tamaño. Soldamiento incipiente. Figura 4.2E y F.
9	20	<i>//sT</i>	Toba de ceniza vítrea cristalina con geometría tabular muy bien definida y laminación horizontal continua. Tiene buena selección, con fragmentos de 1-2 mm, principalmente esquirlas (con texturas de pared de burbuja) y cristales, junto con líticos volcánicos subordinados. Los fragmentos no presentan fábricas orientadas. Figura 4.2F.
10	15	<i>mT</i>	Toba de ceniza vítrea cristalina, muy similar a la anterior en componentes y geometría, pero de estructura maciza. Figura 4.2F.
11	180	<i>dbLT</i> ; <i>bLT</i>	Tobas de lapilli y ceniza a tobas de ceniza. Muy similares a las del depósito inicial de esta sección de detalle. Se diferencian por la intercalación de capas centimétricas con planos de estratificación abruptos (facies <i>bLT</i> ). Figura 4.2F y G.
12	15	<i>mT</i>	Toba de ceniza vítrea maciza, tamaño ceniza gruesa. Figura 4.2G.
13	30	<i>emLT</i>	<b>Inicio del tramo CA-3.</b> Toba de lapilli y ceniza maciza con textura eutaxítica. Análoga a la capa anterior de esta facies. Figura 4.2G.
14	-	<i>emLT</i>	Toba de ceniza y lapilli vítrea maciza con textura eutaxítica. Nuevamente en contacto gradacional con la facies anterior. Figura 4.2G y H.

**CA-3:** Inicia con un nivel de 30 cm de toba de lapilli y ceniza maciza, eutaxítica y rica en líticos (facies *emLLT*), sobre una base neta a levemente erosiva (Tabla 4.2; Figura 4.2G). Se compone de un 35-40% de líticos volcánicos polimícticos de hasta ~5 cm, angulosos a subangulosos y de disposición completamente aleatoria. También posee un 15-20% de *fiamme* de hasta 3,5 cm de largo, y un 8-12% de cristales, de plagioclasa >> cuarzo, en una matriz vítrea con soldamiento débil a moderado.

Sobre el nivel anterior, se dispone en contacto gradacional la facies *emLT*, la cual se mantiene invariante por el resto del tramo, conformando depósitos métricos de tobas de ceniza y lapilli vítreas macizas de color naranja, con textura eutaxítica y soldamiento denso a moderado (Figura 4.2F y G). La mayor parte de sus fragmentos corresponde a *fiamme* (20-30%), de pocos mm a 10 cm de largo; en ellas se reconocen cristales de plagioclasa, cuya abundancia aumenta conforme al tamaño del fragmento. También se halla un 5-10% de líticos lávicos polimícticos con tamaños desde pocos mm a 3 cm, bordes netos y formas poligonales, afaníticos a porfídicos, y de composición aparentemente intermedia; algunos de ellos presentan bordes cóncavos irregulares y halos de reacción de arcillas blancas (Figura 4.2H). Además, se encuentra un 5-10% de cristales de hasta 3 mm, de plagioclasa >> cuarzo ~ anfíbola, dispersos en una matriz abundante de vidrio fino y esquirlas aplanadas. La composición del material juvenil se infiere como dacítica a riolítica, análoga a la del tramo anterior.

**CA-4:** Este tramo consiste en una sucesión de tobas de ceniza y lapilli vítreas, macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), con soldamiento moderado, de color rojo pardo. Las primeras capas constan de un 20-25% de *fiamme* de hasta 10 cm y un 5-15% de líticos volcánicos angulosos de hasta 3 cm, junto con un 8-15% de cristales de plagioclasa y cuarzo. La diferencia más notoria con el tramo anterior es un aumento en el contenido de cuarzo, tanto en las *fiamme* como dispersos en la matriz, manteniéndose inferior al de plagioclasa. Hacia techo, las capas decrecen gradualmente su contenido y tamaño de líticos, al punto de desaparecer en los últimos metros. Localmente, se observan dominios muy poco soldados, con juveniles levemente aplanados y la roca en general menos lajada. La composición del material juvenil se infiere como dacítica a riolítica, más ácida que la del tramo anterior. El contacto con el tramo superior se encuentra cortado por un filón hipabisal, consistente en una aplita porfídica de textura bandeada, con fenocristales (20-30%) de 1-3 mm de plagioclasa > cuarzo en una masa fundamental granofírica de grano fino a medio.

**CA-5:** Engloba una sucesión de tobas de lapilli y ceniza macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), con soldamiento denso a moderado, de color rosado a blanco liláceo (Figura 4.3A). Contienen abundantes *fiamme* (25-35%) muy aplanadas, de hasta 5 cm de largo. También poseen un 8-13% de líticos polimícticos, mayormente lávicos (afaníticos y porfídicos) intermedios > ácidos, y en menor medida tobáceos; tienen tamaños seriados de hasta 2 cm, y se consideran accidentales o accesorios. Es característica la alta proporción (25-30%) y tamaño (hasta 5 mm, 3 mm promedio) de cristales, correspondientes a plagioclasa > cuarzo > sanidina >> anfíbola. La roca presenta marcadas texturas de flujo, evidenciadas por las esquirlas, *fiamme* y cristales que rodean caóticamente a los líticos más grandes. La composición del material juvenil se infiere como riolítica.



**Figura 4.3: Tramos intermedios de la columna colina Arcoíris.** **A)** Facies *emLT* en el tramo CA-5, revelando textura eutaxítica con soldamiento moderado. **B)** Acercamiento a un juvenil en una sección paralela al soldamiento, facies *emLT*, tramo CA-7. Se distinguen cristales de plagioclasa y cuarzo en una masa fundamental microcristalina. **C)** Facies *emLT* en el tramo CA-8, mostrando líticos (accidentales o accesorios) en una matriz con soldamiento denso. **D)** Afloramiento del tramo CA-8, mostrando numerosos planos de debilidad debido al soldamiento.



**CA-6:** Comprende un conjunto de tobas de ceniza a tobas de lapilli y ceniza soldadas de variadas tonalidades, en afloramientos muy discretos, cuyos rasgos texturales y composicionales primarios están obliterados por mineralogía de alteración (óxidos de hierro y arcillas, principalmente). Podrían estar genéticamente relacionadas con las tobas del tramo anterior, y se asignan a la facies *emLT* con cierto grado de incerteza. Hacia techo, se encuentran intruidas por un filón aplítico porfídico como el anteriormente descrito, que se extiende hasta el inicio del siguiente tramo.

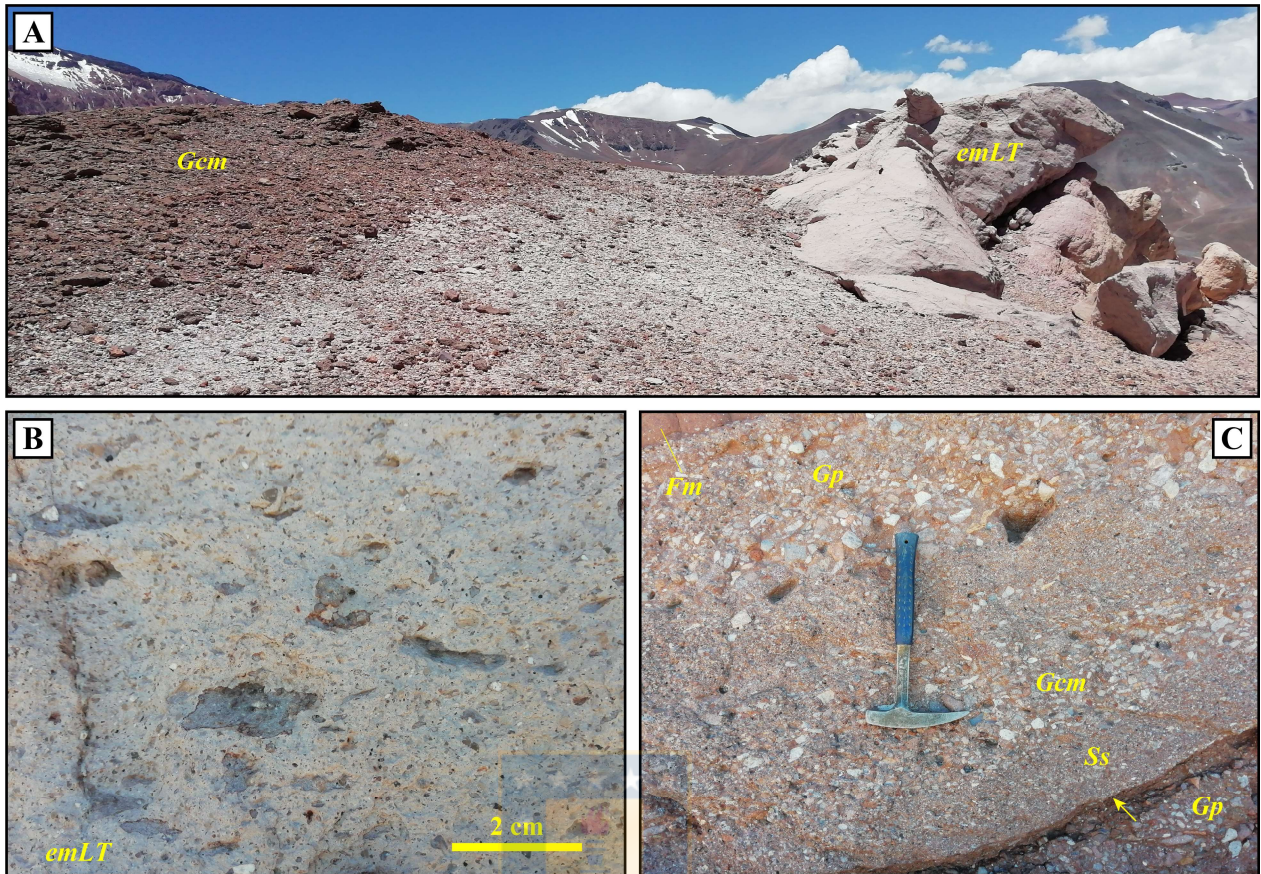
**CA-7:** Paquete de tobas de ceniza y lapilli vítreas, macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), con soldamiento moderado, de color lila rosáceo. Son ricas en juveniles (30-40%) alargados y aplanados, desde pocos mm hasta 12 cm de largo; algunos de ellos son vítreos (*fiamme*) y otros son cristalinos, formando un agregado granofírico (Figura 4.3B); en ambos casos, incluyen cristales de plagioclasa, cuarzo y sanidina. Se reconocen algunos líticos lávicos (2-4%) de hasta 7 mm, angulosos, de textura afanítica y color rojo, considerados accidentales o accesorios. La roca posee un 12-15% de cristales de 1-4 mm, de plagioclasa > cuarzo ~ sanidina >> anfíbola, en una matriz de esquirlas y vidrio fino con textura vesicular (8-10%vol de vesículas redondeadas de 1-3 mm). La composición del material juvenil se infiere como riolítica, similarmente a CA-5. Al igual que el tramo precedente, este se encuentra coronado por la intrusión de un filón aplítico porfídico, análogo a los anteriores.

**CA-8:** Agrupa tobas de ceniza y lapilli vítreas, macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), densamente soldadas, de color rosado. Contienen un 15-40% de juveniles de hasta 8 cm de largo, con cristales de plagioclasa y cuarzo, homólogos a los dispersos en la matriz; la mayor parte son vítreos (*fiamme*), muy aplanados y con bordes difusos hacia la matriz, mientras otros tantos tienen textura cristalina de grano fino a medio, están menos aplanados y tienen bordes más netos. También se halla un 3-5% de líticos lávicos (accidentales o accesorios) de hasta 4 cm, de textura afanítica y color rojo; tienen formas poligonales, muy angulosas, y son rodeados por las *fiamme* y cristales producto del soldamiento (Figura 4.3C). La roca posee un elevado contenido de cristales (25-35%), relativamente grandes (hasta 4 mm, 2 mm promedio), de plagioclasa > cuarzo ~ sanidina > máficos (anfíbola y biotita). Los abundantes planos de soldamiento en la matriz forman zonas de debilidad reveladas por procesos erosivos (Figura 4.3C y D). La composición del material juvenil se infiere como riolítica, manteniendo la tónica de los últimos tramos. A continuación, se halla un filón similar a los anteriores, intruyendo la zona de contacto entre este tramo y el siguiente.

**CA-9:** Es el último segmento piroclástico de esta columna, y reúne tobas de ceniza y lapilli vítreas, macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), con soldamiento débil a moderado, de color blanco a blanco rosáceo (Figura 4.4A y B). Presentan *fiamme* (20-30%) de tamaños seriados, con cristales primarios de cuarzo, plagioclasa y sanidina; en los primeros metros son muy abundantes y grandes, llegando a medir 18 cm de largo, y luego decrecen gradualmente en las capas superiores, hasta estabilizarse en largos máximos de 7 cm; algunas de ellas están menos aplanadas, poseen formas ameboidales y bordes dentados muy irregulares, delineados por una película fina de alteración a óxidos de hierro (Figura 4.4B). Las tobas también son ricas en cristales (20-25%) de hasta 4 mm, de cuarzo > plagioclasa ~ sanidina >> anfíbola, y no tienen líticos reconocibles. Dado esto último, estarían constituidas de manera exclusiva o casi exclusiva de material juvenil, cuya composición se infiere como riolítica, siendo la sucesión piroclástica más ácida de la columna. El segmento cuenta con la descripción del corte transparente PIM-21 (Anexo B: Descripción petrográfica), que ahonda en la textura del material vítreo. Además, una muestra de este tramo fue datada mediante U-Pb en circón, entregando una edad de  $257,2 \pm 2,2$  Ma (Velásquez *et al.*, en prensa).

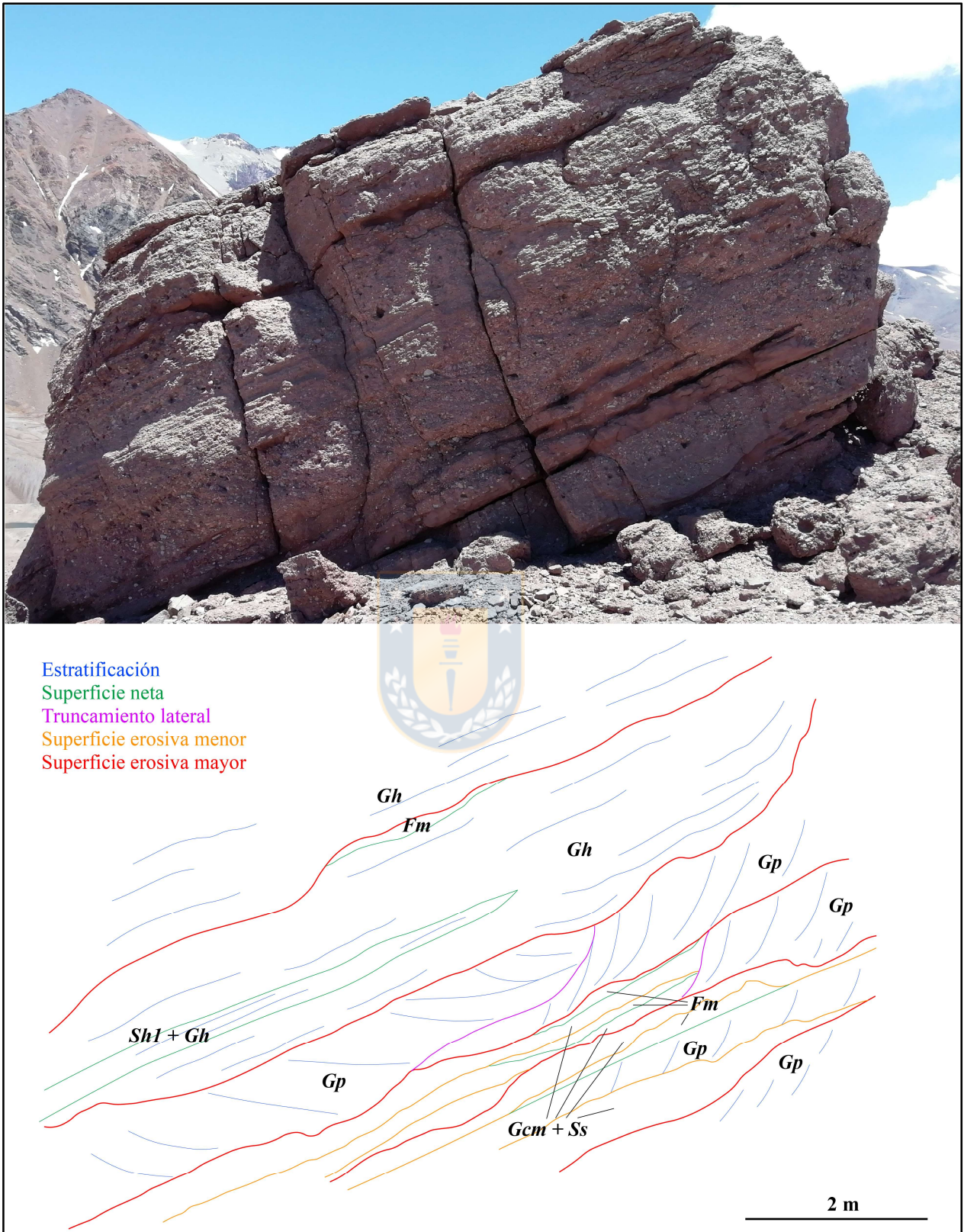
**CA-10:** Consiste en una sucesión de conglomerados, areniscas gravosas, areniscas y fangolitas subordinadas, asignada a la Formación Guanaco Sonso, y dispuesta en disconformidad sobre las rocas piroclásticas de la Formación El Tapado (Figura 4.4A). La arquitectura de la sucesión está fuertemente controlada por las superficies de contacto que separan los depósitos, condicionando su geometría. La Figura 4.5 muestra las superficies de contacto reconocidas en uno de los afloramientos más continuos de este tramo, clasificándose en 4 tipos:

- *Superficie erosiva mayor:* Irregular, muy rugosa. Notoriamente definida, y de continuidad lateral alta.
- *Superficie erosiva menor:* Irregular, relativamente rugosa. Notoria a difusamente definida, y de continuidad lateral reducida.
- *Truncamiento lateral:* Cóncava, suave. Notoria a difusamente definida. Separa lateralmente depósitos yuxtapuestos de facies iguales o distintas.
- *Superficie neta:* Horizontal planar, suave. Notoriamente definida, y de continuidad lateral variable.



**Figura 4.4: Tramos superiores de la columna colina Arcoíris. A)** Panorámica hacia el NE de afloramiento de tobas de la Formación El Tapado (CA-9), sobreyacidas en disconformidad por conglomerados de la formación Guanaco Sonso (CA-10). La zona de contacto se encuentra cubierta. **B)** Acercamiento a facies *emLT*, mostrando *fiamme* ameboidales con películas de óxidos de hierro. **C)** Acercamiento a depósitos del tramo CA-10. Sobre una base erosiva cóncava (flecha) se dispone un relleno de arena mal seleccionada (*Ss*) y gravas clasto-soportadas (*Gcm*); en contacto erosivo, le sobreyacen gravas con estratificación cruzada planar (*Gp*); finalmente, se dispone una cobertura delgada de fango macizo (*Fm*). El esquema de la Figura 4.5 ahonda en las asociaciones de facies de este tramo.

En términos generales, las litologías gravosas constituyen >90% del volumen expuesto, las arenas aparecen localmente en estrecha asociación con las gravas, y el fango forma niveles subordinados (Figura 4.5). Se diferencian 4 tipos de depósitos, sobre la base de las facies que los conforman y los tipos de superficies que los separan, como se detalla a continuación:



**Figura 4.5:** Esquema arquitectónico de un afloramiento del tramo CA-10. Se indican las facies definidas, cuya geometría se limita por superficies de contacto con distintos significados, especificados en la parte superior izquierda del dibujo. La imagen mira hacia el N.

- Gravas con estratificación horizontal (Gh, Sh1): Conglomerados a areniscas gravosas con estratificación horizontal (facies Gh), formando depósitos de pocos decímetros a un par de metros, sobre superficies erosivas mayores o menores. La estratificación se define principalmente por diferencias en el tamaño de grano, a modo de pulsos centimétricos con gradación normal, y los clastos se encuentran comúnmente imbricados. En sectores, se desarrollan dentro de estos depósitos capas tabulares de hasta 50 cm de espesor, en que las gravas se asocian a areniscas con laminación horizontal (facies Sh1) (Figura 4.5). Dichas capas se componen de una serie de niveles centimétricos, en que las facies mencionadas se relacionan mediante gradación normal, desde grava media a arena gruesa.
- Gravas con estratificación cruzada planar (Gp): Conglomerados a areniscas gravosas con estratificación cruzada planar (facies Gp) (Figura 4.4C), formando depósitos de pocos decímetros hasta un par de metros de espesor, sobre superficies erosivas mayores o menores. Al igual que en las facies Gh, la estratificación se define por diferencias en el tamaño de grano, a modo de pulsos centimétricos con gradación normal. De manera frecuente, se yuxtaponen a otros depósitos mediante superficies de truncamiento lateral.
- Gravas clasto-soportadas a arenas mal seleccionadas (Gcm, Ss): Conglomerados clasto-soportados macizos (facies Gcm), en intergradación irregular con areniscas mal seleccionadas macizas a difusamente laminadas (facies Ss) (Figura 4.4C). Forman depósitos de pocos decímetros de espesor, como material de relleno mal seleccionado sobre superficies erosivas, que en general son de orden menor.
- Fangolitas macizas (Fm): Fangolitas a fangolitas arenosas macizas (facies Fm), formando depósitos <20 cm sobre superficies netas, a modo de cobertura de depósitos de grano más grueso. Son cortados por superficies erosivas, por lo que su continuidad lateral es reducida.

Como características transversales, los fragmentos de las gravas tienen un diámetro máximo de 10-12 cm, son redondeados a subangulosos, y esféricos a discoidales. En cuanto a composición, las gravas y arenas más gruesas consisten principalmente en líticos polimícticos, de tipo lávico > tobáceo > intrusivo, y composición intermedia a ácida. Las fracciones más pequeñas de arena están enriquecidas en cristales, de plagioclasa > cuarzo > anfíbola, mientras que el fango concentra el contenido de arcillas.

### 4.3.2. Asociaciones de facies

#### a) CA-AF1: Ignimbritas macizas eutaxíticas riolodacíticas

**Definición:** Esta asociación de facies engloba las facies descritas en el tramo CA-1 y en los tramos CA-3 a CA-9 (Figura 4.1), correspondientes a tobas de ceniza y lapilli a tobas de lapilli y ceniza, macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), localmente enriquecidas en líticos (facies *emLLT*).

**Interpretación:** La mala selección y estructura maciza de la facies *emLT* indican que el control deposicional dominante fue el escape de fluidos desde el depósito en formación, debido a que estos son capaces de restringir la permeabilidad en la parte baja de la corriente, y anular los posibles efectos de la turbulencia del flujo en el cizalle y segregación de partículas (Branney & Kokelaar, 2002). Este mecanismo opera en corrientes cuya parte basal tiene una alta concentración de partículas, y conlleva una rápida agradación de las mismas (Branney & Kokelaar, 2002). La ocurrencia local de la facies *emLLT* al inicio del tramo CA-3 (Figura 4.2G) es indicativa de condiciones de mayor energía en etapas tempranas de la corriente piroclástica, de modo que fue capaz de arrastrar una mayor proporción de líticos densos.

Las ignimbritas de esta asociación son potentes y, en general, carecen de variaciones verticales importantes, lo que sugiere que la deposición ocurrió en condiciones cuasi-estables, con agradación de piroclastos a una tasa constante (Branney & Kokelaar, 2002). En particular, los patrones de gradación normal observados en algunos tramos (CA-1, CA-3) indican condiciones inestables de deposición, atribuibles a corrientes piroclásticas menguantes en términos de velocidad, competencia o flujo de masa.

Bursik & Woods (1996) señalan que las corrientes piroclásticas sostenidas derivadas de grandes erupciones varían entre las de tipo supercríticas (rápidas y someras) y subcríticas (lentas y profundas). Las últimas se caracterizan por mayores distancias de agotamiento, depósitos más grandes y tasas más bajas de elutriación hacia la pluma co-ignimbrítica, lo que es consistente con la gran potencia y elevado contenido de ceniza fina de las ignimbritas de esta asociación. La mantención de una corriente subcrítica requiere de un alto flujo de masa desde la fuente, capaz de reducir la ingestión de aire durante el colapso de la columna eruptiva, y de mantener un equilibrio con la deposición de material durante el flujo.

La mayoría de estas ignimbritas tienen soldamiento moderado a denso, con desarrollo ubicuo de texturas eutaxíticas, *flamme* deformadas y cristales desplazados alrededor de líticos, además de texturas de halos arcillosos y bordes cóncavos comúnmente observados en los últimos. Tales rasgos apuntan a una temperatura de emplazamiento relativamente alta, aunque no lo suficiente como para formar ignimbritas de alto grado (*e.g.* con textura reomórfica). La temperatura de emplazamiento está en gran parte controlada por la temperatura de la erupción, con mínima variación durante el transporte (Freundt, 1999).

El soldamiento se atribuye comúnmente a la compactación por carga de las ignimbritas calientes en enfriamiento (Freundt, 1999). Para el caso de estos depósitos, se considera que la reabsorción de volátiles también tuvo un rol importante en esta materia: la mala selección de los depósitos habría inducido niveles bajos de permeabilidad, de modo que los gases solubles atrapados en las ignimbritas calientes en agradación pudieron ser reabsorbidos por los piroclastos y disminuir su viscosidad, potenciando así el soldamiento (Sparks *et al.*, 1999). Lo anterior sugiere un control del mecanismo deposicional de estas ignimbritas en el desarrollo de este rasgo. Si bien puede haber modificaciones debido a diagénesis o tectonismo, la coexistencia a lo largo de la misma columna de ignimbritas con soldamiento denso y débil apunta a una baja influencia de tales factores.

La ausencia de depósitos de caída plinianos, el soldamiento moderado a denso y el volumen de las ignimbritas apuntan a un colapso instantáneo y continuo del material eyectado, con generación de columnas eruptivas bajas. Esto es consistente con erupciones asociadas a subsidencia de caldera, más probablemente aquellas que ocurren a través de fisuras, dado que no son capaces de sostener columnas eruptivas altas (Branney *et al.*, 1992; Freundt, 1999). Las columnas eruptivas bajas de gran volumen, también llamadas de tipo *boil over*, pierden menos calor por mezcla con aire atmosférico en relación a las columnas plinianas altas, manteniendo una elevada temperatura en las corrientes de densidad piroclásticas generadas (Branney *et al.*, 1992).

En síntesis, estas ignimbritas riódacíticas potentes se interpretan como producto de erupciones explosivas de alto flujo de masa, precursoras de corrientes relativamente lentas y profundas, de alta temperatura y con partes basales concentradas. Tales corrientes propiciaron una agradación rápida en condiciones cuasi-estables, dominada fundamentalmente por el escape de fluidos (gas y ceniza fina) desde el depósito en formación. El soldamiento fue controlado por carga y reabsorción de

volátiles, potenciado por la mala selección de los depósitos. Este tipo de actividad es consistente con erupciones asociadas a subsidencia de caldera, probablemente a través de fisuras, con formación de columnas eruptivas bajas.

*b) CA-AF2: Ignimbritas estratificadas y tobas macizas, de composición dacítica*

**Definición:** Esta asociación de facies agrupa los depósitos piroclásticos dacíticos descritos en el tramo CA-2 (Figura 4.1), que fueron divididos en dos grupos: (1) tobas de lapilli y ceniza a tobas de ceniza con estratificación difusa a bien definida (facies *dbLT*, *bLT* y *xsT*); y (2) tobas de ceniza macizas a laminadas (facies *mT*, *//sTves* y *//sT*). También se incluye el depósito de tobas de lapilli y ceniza a tobas de ceniza (*emLLT* + *emLT* + *//sT* + *mT*) destacado en la sección de detalle de la parte alta del tramo (Figura 4.2 y Tabla 4.2).

**Interpretación:** A partir del análisis de los grupos de facies señalados, se presentan las siguientes interpretaciones:

- *Tobas de lapilli y ceniza a tobas de ceniza con estratificación difusa a bien definida:* Este grupo está dominado por la facies *dbLT*, consistente en tobas de lapilli y ceniza a tobas de ceniza con estratificación y laminación difusa, definida por gradaciones normales e inversas en el tamaño y proporción de fragmentos. Tales atributos, sumados a su bajo tamaño de grano generalizado y la ausencia de soldamiento, constituyen rasgos típicos de ignimbritas formadas a partir de corrientes piroclásticas frías y altamente móviles (Self, 1983; McPhie, 1986). La estratificación y laminación difusas se ajustan a un mecanismo de tipo flujo granular en la parte baja de la corriente formadora, en que el cizalle es suficiente para generar laminación y fábricas orientadas de partículas, pero la concentración es más alta que la típica en corrientes netamente tractivas, inhibiendo la generación de estratificación y laminación bien desarrolladas (Branney & Kokelaar, 2002).

Los patrones de gradación normal e inversa, comúnmente impersistentes en sentido lateral y vertical, son indicativos de condiciones inestables durante la agradación. Tal inestabilidad puede deberse a oleadas sucesivas en una corriente sostenida, capaces de generar fluctuaciones en las poblaciones de clastos que llegan a la parte inferior de la corriente para depositarse, a partir de remolinos turbulentos de tamaño variable (Branney & Kokelaar,



2002). En este sentido, se considera que la ocurrencia de *bLT* en estrecha asociación con *dbLT* representa fluctuaciones más fuertes en el flujo, en particular de velocidad, induciendo gradientes de cizalle más fuertes, que se denotan en el desarrollo de planos de estratificación más abruptos.

Los depósitos de la facies *xsT* constan de múltiples niveles finos con laminación cruzada, cortados por numerosas superficies erosivas internas, lo que apunta a una deposición netamente tractiva a partir de pulsos con baja tasa de agradación, o muy inestables para formar depósitos bien desarrollados (Branney & Kokelaar, 2002). Si bien su ocurrencia es local, reafirma la importancia de los procesos tractivos en la sedimentación de este grupo.

- *Tobas de ceniza macizas a laminadas*: La facies más abundante de este grupo corresponde a tobas de ceniza macizas (facies *mT*), interpretadas como producto de caída directa en condiciones estables, que inhiben el desarrollo de estructuras sedimentarias de cualquier tipo (*i.e.* depósitos de caída) (Talbot *et al.*, 1994). Tal escenario puede darse, por ejemplo, en la base de nubes de ceniza fina que ruedan suavemente a lo largo de la superficie, a una velocidad demasiado lenta para generar tracción, y con una concentración muy diluida para inducir interacciones significativas entre granos (Talbot *et al.*, 1994). La vesicularidad indica deposición en condiciones húmedas y frías (<100°C) en presencia de agua líquida, lo que propicia el atrapamiento de burbujas de aire en la ceniza (Walker, 1971).

En cuanto a la facies *//sTves*, su mayor vesicularidad, selección más pobre y desarrollo de laminación discontinua, sugieren que el depósito se formó por caída de cenizas en condiciones más húmedas (Walker, 1981). En este sentido, la mayor cantidad de vesículas respondería a una consistencia más fangosa de la ceniza, mientras que la laminación discontinua es atribuible a salpicaduras de agua durante la agradación (Walker, 1971). La ocurrencia local de la facies *//sT* puede relacionarse a etapas finales de deposición por caída directa desde corrientes diluidas, dado que se dispone sobre niveles de mayor espesor y tamaño de grano de la facies *mT*. La ausencia de vesículas implica condiciones secas, mientras que la laminación continua sugiere una agradación lateralmente uniforme, a la vez que temporalmente inestable (Branney & Kokelaar, 2002).

Como se planteó en la descripción, los grupos de facies referidos forman intercalaciones de escala decimétrica a centimétrica a lo largo de todo el tramo. Tal intergradación ocurre típicamente en erupciones freatomagmáticas, precursoras de corrientes de densidad piroclásticas pulsativas,

sostenidas por oleadas de agotamiento rápido, en que existe deposición por caída directa de ceniza desde nubes de ceniza adosadas al suelo que se deslizan suavemente, y sedimentación traccional desde pulsos ligeramente más veloces (Branney & Kokelaar, 2002). Las intercalaciones entre depósitos de caída e ignimbritas de bajo tamaño de grano constituyen una asociación común en depósitos freatomagmáticos (e.g. Self, 1983; McPhie, 1986), así como también es característico el desarrollo de estratificación y laminación horizontal (Branney, 1991).

Además, la sucesión del tramo CA-2 muestra un tamaño de grano generalizadamente más bajo y una mejor selección que el resto de las ignimbritas de esta columna, lo que se hace más evidente al comparar con el tramo CA-3, interpretado como perteneciente al mismo episodio eruptivo (ver abajo). Aquello puede atribuirse a un mayor grado de fragmentación del magma, derivado de la mezcla con agua en el ambiente superficial, lo que incrementa la explosividad de la erupción (Self & Sparks, 1978). Este rasgo se considera clave en la distinción entre productos de erupciones magmáticas y freatomagmáticas (Self & Sparks, 1978; McPhie, 1986).

El origen de esta sucesión freatomagmática podría estar ligado a actividad eruptiva explosiva en contacto con un cuerpo de agua, lo que es consistente con centros eruptivos tipo caldera, caracterizados por erupciones silíceas explosivas de gran envergadura, que ocasionalmente pueden ocurrir en contacto con lagos desarrollados en su cráter (Self & Sparks, 1978; McPhie, 1986).

En la parte superior del tramo CA-2 se intercala un depósito compuesto por las facies *emLLT* + *emLT* + *//sT* + *mT* (Figura 4.2F), que presenta mayor afinidad con las facies del tramo CA-3 (asociación CA-AF1). Se interpreta que este depósito representa un pulso deposicional particular, formado a partir de una corriente más concentrada y lenta, tal que se favoreció el escape de fluidos como control deposicional principal para las facies *emLLT* y *emLT*. Asimismo, el flujo debió tener una mayor temperatura, dado el desarrollo de soldamiento en las mismas facies. Los niveles de *//sT* y *mT*, en tanto, se atribuyen a caída directa a partir de la nube de ceniza co-ignimbrítica asociada.

Las inferencias anteriores apuntan a la ausencia o escasez de agua en contacto con el magma al momento de la erupción precursora de esta asociación, lo que contrasta con los depósitos que la encierran. Tales fluctuaciones pueden reflejar una relación compleja entre el acceso de agua, procesos de mezcla y la morfología del centro de emisión (Self, 1983). En este sentido, se interpreta

que el carácter pulsativo de la transición entre CA-2 y CA-3 se relaciona a una pérdida episódica de la influencia del agua en el mecanismo eruptivo, hasta dar paso a condiciones secas permanentes. Esto, sumado a la similitud del material juvenil de ambos tramos, permite considerarlos como parte de un mismo proceso eruptivo.

En síntesis, se interpreta un origen freatomagmático para esta asociación, probablemente ligado a actividad eruptiva explosiva en contacto con un cuerpo de agua (*e.g.* un lago), lo que implicó un aumento del grado de fragmentación del magma, y la generación de corrientes piroclásticas pulsativas, diluidas y frías, que operaron mediante oleadas sucesivas de agotamiento rápido. Lo anterior dio paso a intergradaciones entre depósitos de caída a partir de nubes de ceniza lentas y diluidas, y sedimentación predominantemente traccional desde flujos más veloces de concentración variable. Esta actividad es consistente con centros eruptivos tipo caldera, cuya actividad silícica explosiva puede ocurrir en contacto con lagos desarrollados en su cráter. Hacia techo, la pérdida episódica de la influencia del agua en el centro de emisión habría controlado la transición hacia facies con agradación por escape de fluidos, dominantes desde el tramo CA-3 en adelante.

*c) CA-AF3: Conglomerados estratificados, areniscas y fangolitas subordinadas*

**Definición:** Esta asociación de facies engloba las rocas descritas en el tramo CA-10 (Figura 4.1), que fueron divididas en cuatro tipos de depósitos: Gravas con estratificación horizontal (facies *Gh* y *Sh1*), gravas con estratificación cruzada planar (facies *Gp*), gravas clasto-soportadas a areniscas mal seleccionadas (facies *Gcm* y *Ss*), y fangolitas macizas (facies *Fm*).

**Interpretación:** A partir del análisis de los cuatro tipos de depósitos mencionados, se interpreta lo siguiente:

- *Gravas con estratificación horizontal (Gh, Sh1):* Las gravas con estratificación horizontal son indicativas de procesos traccionales como parte de la carga de fondo (Smith, 1990), depositándose durante episodios de alto nivel de agua y descarga de sedimentos, a medida que creaban cuerpos con crecimiento vertical y frontal por adición de clastos (Miall, 2006). Los niveles normalmente gradados que definen su estratificación reflejarían pulsos en la sedimentación, tal que el flujo habría depositado material progresivamente más fino a medida que perdía competencia. Este mismo principio es el que regiría la formación de los

horizontes de *Gh* + *Shl* intercalados en estos depósitos, sólo que a una escala diferente. La ocurrencia de esta asociación podría interpretarse como el relleno de canales someros o como producto de flujos someros sobre las capas de grava en formación (Smith, 1990).

- *Gravas con estratificación cruzada planar (Gp)*: Los conglomerados a areniscas gravosas con estratificación cruzada planar forman depósitos sin variaciones laterales o verticales importantes, y se relacionan mediante contactos laterales abruptos tanto con depósitos de *Gcm* + *Ss* como con otras capas de *Gp* (Figura 4.5). Considerando estos rasgos, se interpreta que su sedimentación estuvo controlada por acreción lateral en los márgenes de barras transversales (Smith, 1990).
- *Gravas clasto-soportadas a areniscas mal seleccionadas (Gcm, Ss)*: La asociación de gravas clasto-soportadas macizas y arenas mal seleccionadas es indicativa de una carga de fondo sedimentada rápidamente (Miall, 2006), por lo que se interpreta como el relleno de balsas de erosión, lo cual es consistente con la forma y espesor de los depósitos. Las balsas de erosión corresponden a rasgos morfológicos que, junto con las barras, son las unidades fundamentales de la dinámica de un río trenzado de grava, controlando su morfología, estructura de flujo, sedimentación y deriva de canales (Ashmore, 1982; Thompson, 1986). En sectores, esta asociación forma niveles sucesivos de espesor reducido, intercalados con horizontes fangosos (facies *Fm*, a continuación) (Figura 4.5); esto indicaría inestabilidades locales en la sedimentación, con pulsos repetidos de alta energía y corta duración.
- *Fangolitas macizas (Fm)*: La litología y espesor de la facies *Fm* indica una deposición en aguas someras por corrientes relativamente suaves (Smith, 1990), pudiendo también ocurrir durante etapas de abandono de canales, en condiciones de agua estancada (Miall, 2006). Es decir, ocurre siempre como depósito de cobertura, cerrando ciclos de sedimentación. Esto es consistente con su disposición sobre los tres elementos deposicionales previamente descritos (Figura 4.5).

A partir de lo anterior, esta asociación de facies se interpreta como representativa de un sistema fluvial trenzado de grava y arena, comprendiendo depósitos superpuestos de gravas con estratificación horizontal, barras transversales y rellenos de balsas de erosión, con coberturas delgadas fangosas producto de decantación en aguas someras.

La sucesión estudiada evidencia un dominio de procesos sucesivos de acreción lateral y vertical. Los depósitos con una componente fuerte de acreción lateral se interpretan como barras formadas en un canal localmente más sinuoso; en tal situación, las barras de grava migran en concordancia con la migración lateral de la comba del canal (Lewin, 1978, en Smith, 1990). Por otro lado, las transiciones hacia conglomerados con estratificación horizontal posiblemente reflejan incrementos en la proporción de acreción vertical, a causa de altas descargas (Hein & Walker, 1977).

En ambos tipos de depósitos principales (de acreción vertical y lateral), el crecimiento habría ocurrido en varias etapas, como sugieren las numerosas intercalaciones de lentes de sedimentos finos. Esto probablemente refleja flujos menguantes que pudieron hacer emerger la barra, tal que se depositaron sedimentos finos en piscinas de baja energía. La reactivación subsecuente de las barras durante inundaciones habría producido la erosión parcial de los depósitos de cobertura y la acumulación de nuevos depósitos gravosos (Smith, 1990; Miall, 2006).

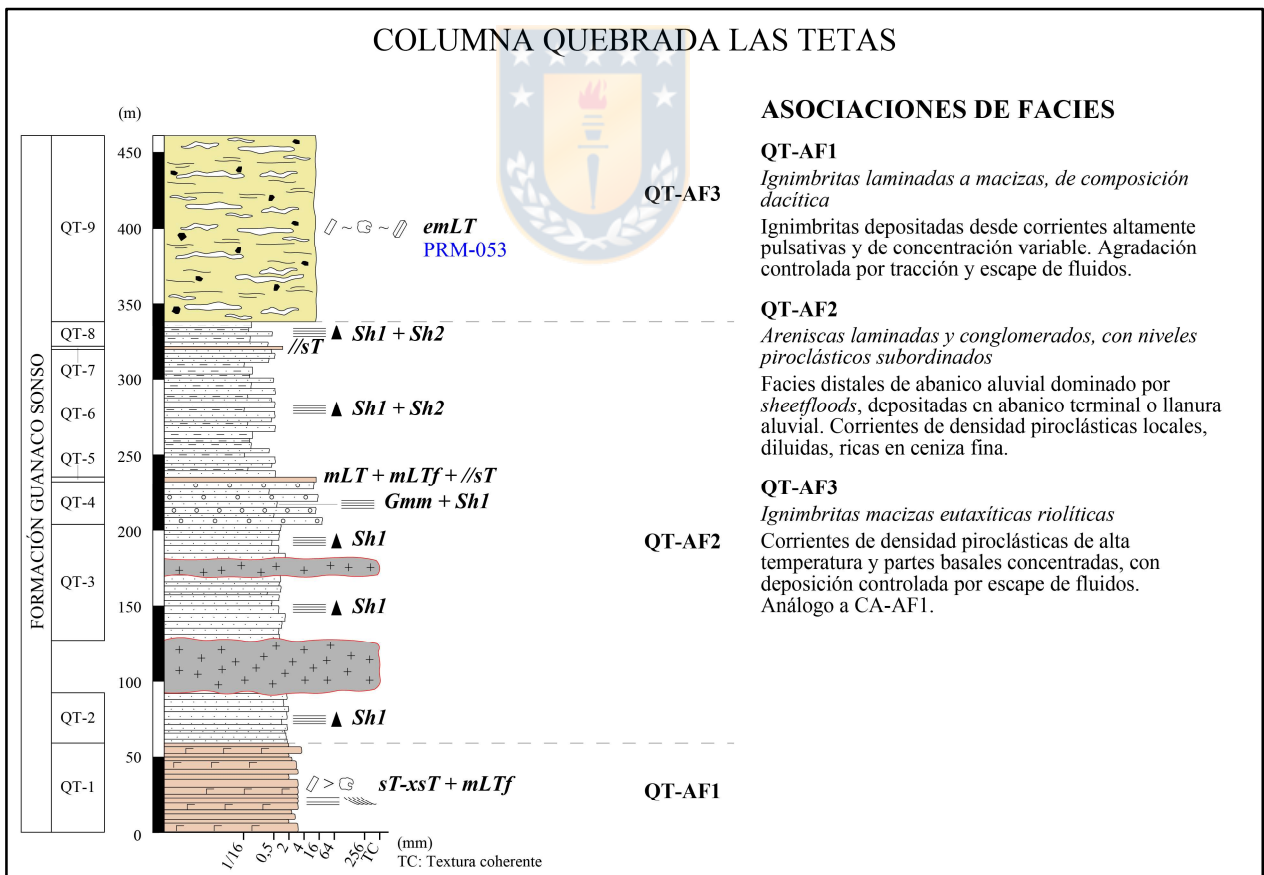
Es muy probable que estas rocas se enmarquen en un contexto fluvial mucho más amplio, por ejemplo, como parte del relleno de un canal de orden mayor. Sin embargo, inferencias de esa índole deben ser hechas con cautela, y requieren de la observación de rasgos arquitectónicos a la escala de varias decenas de metros (Miall, 2006). Esto resulta difícil de conseguir, dado que los afloramientos de esta sucesión son pequeños y discontinuos, y no permiten un seguimiento lateral de las capas y superficies de contacto a una escala mayor que una decena de metros. La notoria ausencia de facies de llanura de inundación podría relacionarse a este último factor, si bien es esperable que este subambiente se encuentre pobremente representado en sistemas dominados por carga de fondo, caracterizados por la superposición directa de rellenos de canal, con depósitos de áreas de desborde delgados o ausentes (Friend, 1983, en Miall, 2006).

En cuanto a la posición relativa de los depósitos a lo largo del cauce fluvial, Hein & Walker (1977) señalan que, en un río trenzado de grava, la parte proximal posee un flujo confinado a un solo canal, y la carga de fondo se mueve sólo en períodos de máximo caudal, dado que es muy gruesa, generando depósitos poco potentes tipo *lag*. En tanto, en su parte media a distal, el flujo se distribuye entre varios canales formando un patrón trenzado, y la carga de fondo se mueve más fácilmente; esto da paso al desarrollo dentro de los canales de barras transversales con estratificación cruzada y barras diagonales con estratificación horizontal. Este último caso parece

ser adecuado para el conjunto de facies descritas en el caso de estudio, lo que sugiere que podría corresponder al relleno de un canal amplio y somero, característico de la parte media a distal de un río trezado de grava.

#### 4.4. COLUMNA QUEBRADA LAS TETAS

La columna quebrada las Tetas (Figura 4.6) fue levantada junto a la quebrada las Tetas (Figura 2.3), donde se exponen rocas sedimentarias, y en menor medida piroclásticas, pertenecientes a la Formación Guanaco Sonso. Esta sucesión se encuentra hacia techo de la columna anterior, en una zona con mayor grado de deformación, tal que manteea hacia el NW de manera subvertical, horizontalizándose hacia la base (rumbo aproximado N23°E). Los datos de terreno fueron levantados por Diego Mardonez y Daniela Villela, y complementados por información previa recopilada por Roberto Merino e Ismael Murillo.



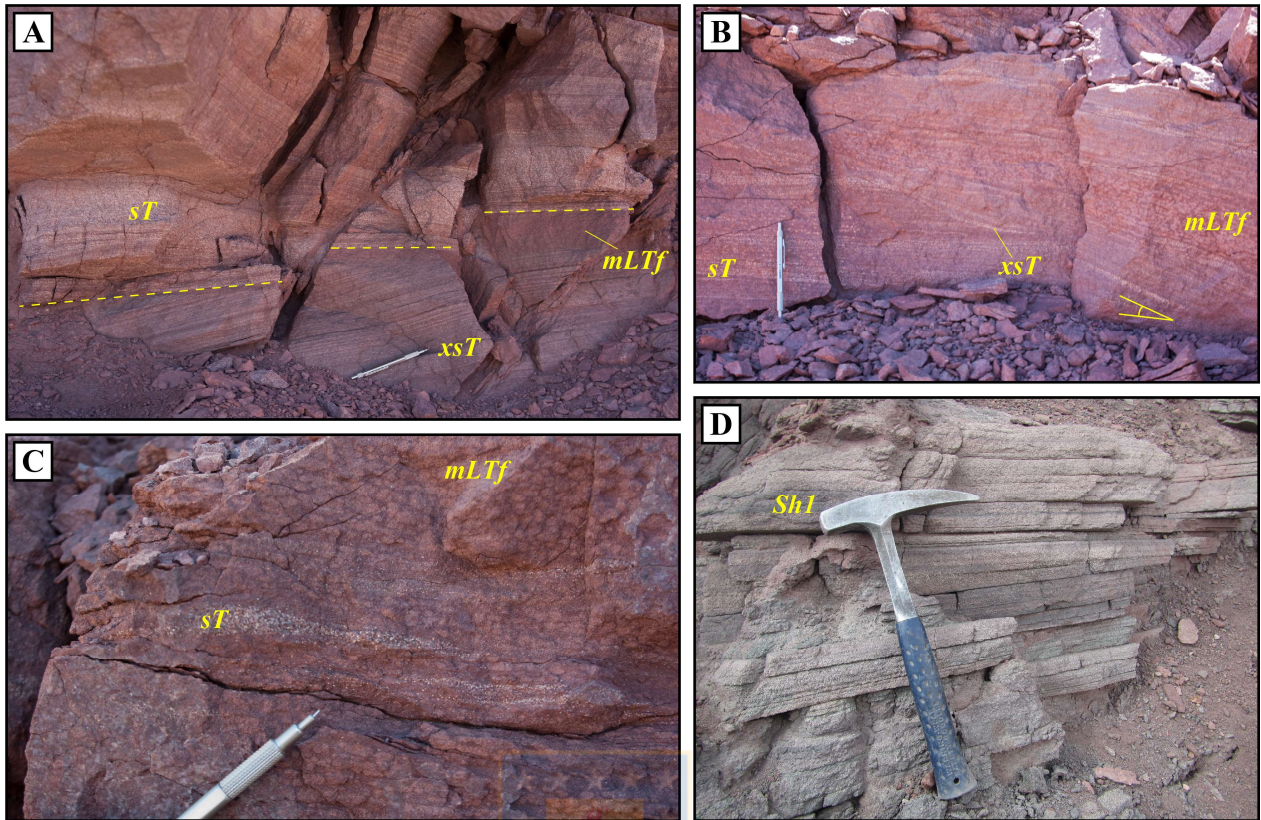
**Figura 4.6: Columna quebrada las Tetas.** Hacia el lado izquierdo se encuentran los tramos de descripción y las facies correspondientes, y hacia el lado derecho las asociaciones de facies definidas. La leyenda y simbología de las columnas se encuentra en la Figura 1.3.

#### 4.4.1. Descripción

**QT-1:** Sobre una base cubierta, se expone una sucesión compuesta por tobas de ceniza cristalinas con laminación horizontal y cruzada (facies  $sT$  y  $xsT$ ), ricas en cristales y líticos, y tobas de ceniza y lapilli vítreas, con estructura maciza y abundantes fragmentos vítreos orientados paralelos a la estratificación (facies  $mLTf$ ). A lo largo del tramo, estas facies se relacionan de manera gradacional a abrupta, con proporciones relativas variables. De esta manera, hacia la base dominan las facies  $sT$  y  $xsT$ , formando capas decimétricas con bases erosivas planas, en las que se intercalan niveles centimétricos subordinados de la facies  $mLTf$ , con límites gradacionales (Figura 4.7A); en tanto, hacia techo se observan depósitos decimétricos a métricos de la facies  $mLTf$ , con intercalaciones centimétricas discontinuas de las facies  $sT$  y  $xsT$ , de bases erosivas a gradacionales, usualmente formando lentes (Figuras 4.7B y C).

Las facies laminadas ( $sT$  y  $xsT$ ) son clasto-soportadas, tienen selección moderada a buena, y su laminación se define por variaciones de tamaño y composición entre sus fragmentos. Los clastos oscilan entre 0,2-2 mm, con gradaciones normales e inversas de tamaño, y tienen formas angulosas a redondeadas. Composicionalmente, consisten en plagioclasa (50-55%), líticos lávicos afaníticos polimícticos (10-15%), cuarzo (7-12%) y esquirlas (20-25%).

La facies maciza ( $mLTf$ ) es matriz-soportada, con una matriz levemente vesicular de vidrio fino y esquirlas desvitrificadas, presentando algunas oquedades subredondeadas dispersas de 1-2 mm. Los clastos se pueden dividir en dos poblaciones según su granulometría: una de juveniles vítreos y una de cristales y líticos subordinados. La primera (30-50%) consiste en juveniles vítreos de hasta 20 mm, muy redondeados, con formas alargadas a equidimensionales y bordes difusos (Figura 4.7C); tienen un mayor grado cristalino que la matriz, y contienen cristales primarios de cuarzo y plagioclasa. Además, los de forma alargada configuran una fábrica con su eje largo paralelo al plano de estratificación (Figura 4.7B y C). La segunda población (17-22%) consiste en cristales de hasta 1,5 mm, de plagioclasa principalmente, seguidos por cuarzo, y <3% de líticos lávicos afaníticos <1 mm, de color negro a rojo. Las plagioclasas también se encuentran orientadas con su eje largo subparalelo a la estratificación, rodeando a los juveniles.



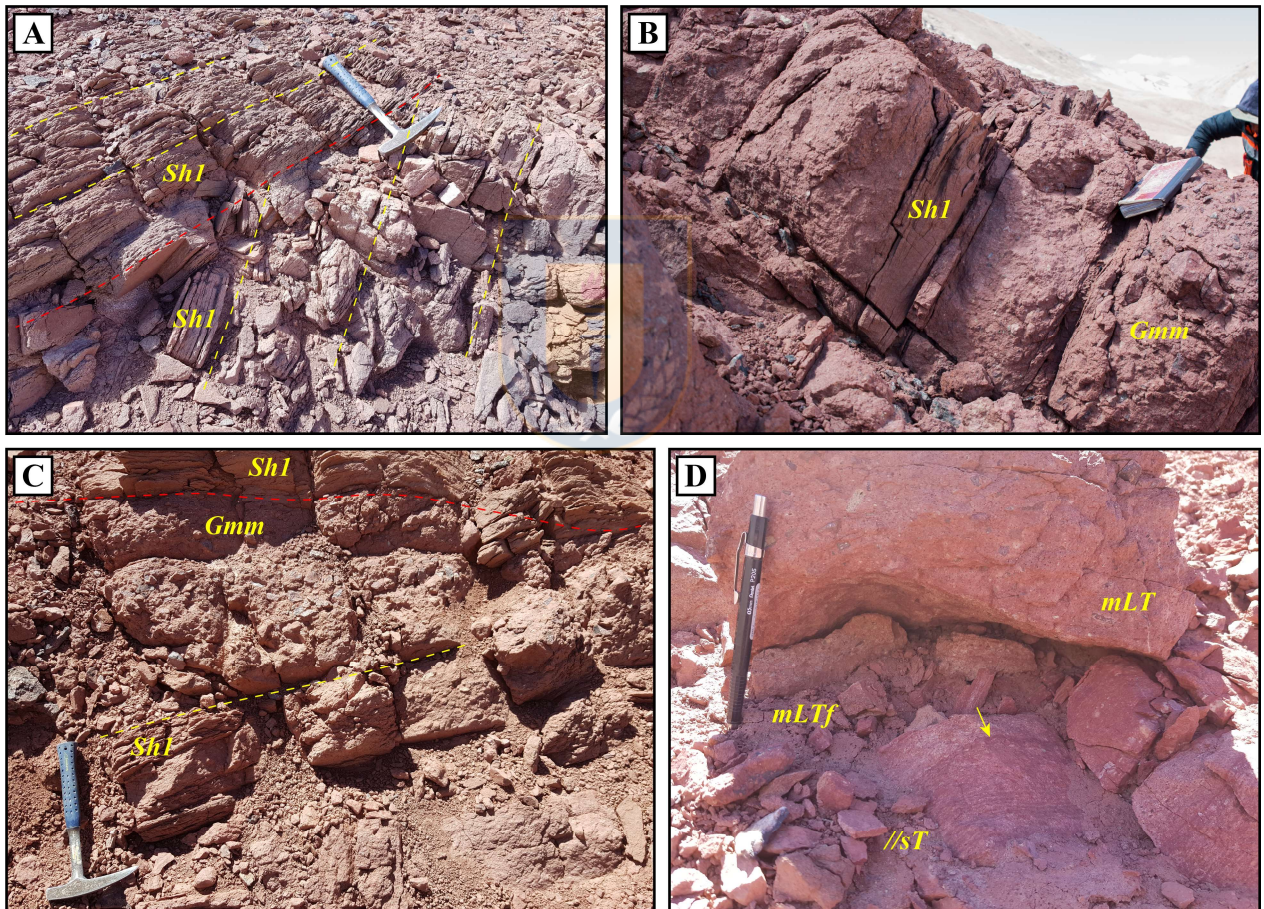
**Figura 4.7: Tramos iniciales de la columna quebrada las Tetas.** **A)** Parte inferior del tramo QT-1, en que dominan las facies *sT* y *xsT*, con niveles subordinados de *mLTf*. La línea amarilla indica el límite entre capas con laminación cruzada y horizontal (interrumpido por fracturas locales). **B)** Parte superior del tramo QT-1, dominada por la facies *mLTf*, con intercalaciones laminadas. Se destaca una superficie erosiva irregular que define un nuevo ángulo de deposición, al que se adecúa la laminación cruzada de *xsT* y la fábrica de *mLTf*. **C)** Acercamiento al dominio macizo, en que se evidencian las formas de los juveniles vítreos y la geometría lenticular de algunas intercalaciones de las facies laminadas. **D)** Areniscas laminadas de la facies *Sh1* en el tramo QT-2. Se aprecian variaciones en la dirección de los planos de sedimentación, atribuidos a la evolución de la paleosuperficie.

**QT-2:** Agrupa un paquete de areniscas con laminación horizontal planar (facies *Sh1*), de grano muy grueso a grueso, buena selección, y color marrón (Figura 4.7D). Los depósitos constan de capas centimétricas separadas por superficies erosivas planas muy marcadas; en sectores, las capas presentan truncamientos de muy bajo ángulo entre sí. La laminación, de escala milimétrica, se define por patrones de gradación normal desde arena muy gruesa a gruesa. En términos generales, los granos son redondeados a subangulosos, en su mayoría esféricos, correspondientes principalmente a plagioclasa, junto con cuarzo y líticos volcánicos.

**QT-3:** Consta de areniscas con laminación horizontal planar (facies *Sh1*), de grano medio a muy grueso. Se disponen en capas centimétricas a decimétricas muy bien estratificadas, que a su vez forman sets de escala decimétrica a métrica, separados por superficies erosivas planas que definen



nuevos planos de sedimentación (Figura 4.8A). Dentro de cada set, las areniscas presentan laminación planar horizontal, tal que cada lámina suele desarrollar gradación normal entre los tamaños señalados; aquello implica una selección moderada para estas rocas, lo cual es una diferencia respecto a las de QT-2. Además, los planos de debilidad subparalelos a la estratificación son más numerosos, apretados, sinuosos y de continuidad variable, formando numerosas lascas delgadas. Sus granos son mayormente subangulosos y esféricos, y corresponden a plagioclasa > líticos volcánicos > cuarzo. Este tramo se encuentra cortado hacia su base y en su parte media por filones aplíticos porfídicos (Figura 4.6), muy similares a aquellos que intruyen en distintos niveles a las rocas de la columna anterior; debido a esto, presenta una tonalidad de alteración gris violácea.



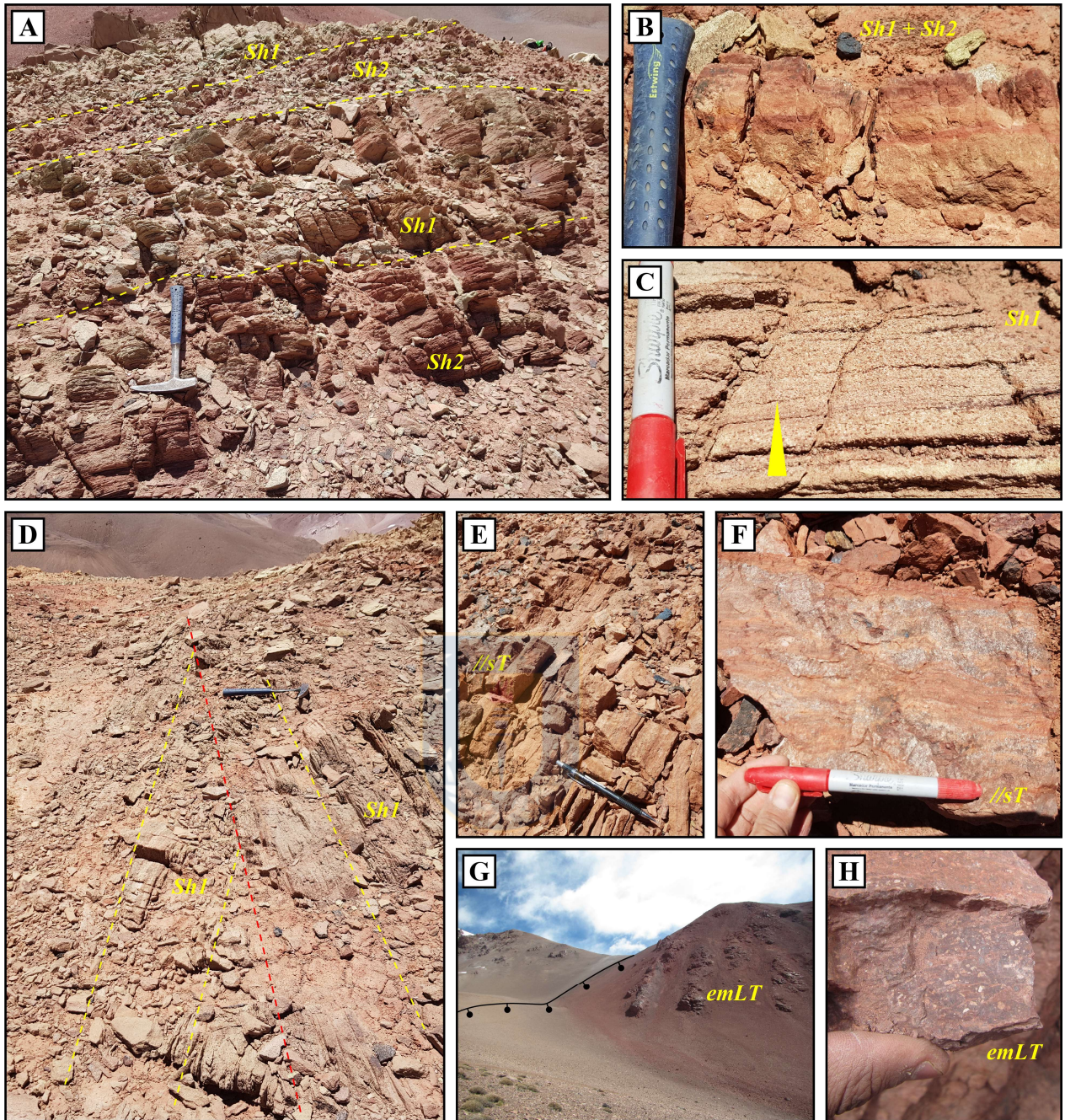
**Figura 4.8: Tramos intermedios de la columna quebrada las Tetas.** **A)** Afloramiento de areniscas laminadas de la facies *Sh1* en el tramo QT-3. Se aprecian dos sets separados por una superficie erosiva plana (línea roja), a la que se asocia un nuevo plano de sedimentación que induce una diferencia angular entre ellos. **B)** Intercalaciones de areniscas laminadas y areniscas gravosas macizas del tramo QT-4, facies *Sh1* y *Gmm*, respectivamente. **C)** Estrato acuñaado de arenisca gravosa (facies *Gmm*) entre areniscas con laminación planar horizontal (facies *Sh1*). Nuevamente, la línea roja indica una nueva paleosuperficie de sedimentación. **D)** Paquete piroclástico del tramo QT-5. La facies *mLT* pasa gradualmente a un nivel fino de *mLTf*, que es sobreyacido en contacto neto (flecha) por uno más continuo de *//sT*.

**QT-4:** Este tramo agrupa intercalaciones de areniscas gravosas macizas (facies *Gmm*) y areniscas con laminación horizontal planar (facies *Sh1*) (Figura 4.8B y C). Las areniscas gravosas se disponen en capas de 0,25-1 m, con geometría tabular a lenticular, y bases netas a erosivas. Presentan clastos de hasta 20 cm inmersos en una matriz arenosa de grano fino a grueso, los de mayor tamaño evidencian una fábrica con su eje largo paralelo a la estratificación. Son polimícticos (principalmente lávicos y tobáceos), mayormente redondeados que angulosos (aunque en proporciones similares), y conforman el 15-35% de la roca, llegando localmente a clasificarse como conglomerados arenosos. Por su parte, las areniscas forman niveles tabulares de pocos cm a algunos dm de espesor, con bases netas; tienen tamaño de grano medio a grueso, son bien seleccionadas y desarrollan estratificación y laminación planar horizontal (Figura 4.8C).

**QT-5:** Este segmento consiste en un paquete piroclástico poco potente, en el que se reconocen tres facies, presentadas en la Figura 4.8D. Se detallan a continuación:

- *mLT* (2,2 m): Toba de ceniza y lapilli de la facies, de textura vesicular (15-20%vol de vesículas). Contiene un 15-25% de líticos polimícticos lávicos y tobáceos de hasta 4 cm, angulosos, localmente con halos de reacción; también incluye un 5-8% de juveniles vítreos ameboidales, y un 8-12% de cristales, de plagioclasa > cuarzo.
- *mLTf* (0,15 m): Contacto gradacional con el nivel anterior. Posee líticos más abundantes y pequeños (hasta 1 cm), que forman una fábrica con su eje largo paralelo a la estratificación.
- *//sT* (0,9 m): Toba de ceniza vítrea laminada, en la que se distinguen escasas *fiamme*.

**QT-6:** Sucesión potente de intercalaciones de areniscas con laminación horizontal planar (facies *Sh1*) y areniscas fangosas con laminación horizontal planar (facies *Sh2*), muy bien estratificadas y de selección moderada a mala. Tales litologías constituyen dos poblaciones muy marcadas e íntimamente relacionadas a lo largo de este tramo, de manera que forman sets decimétricos a métricos en que una de ellas es dominante (Figura 4.9A) y, similarmente, se intercalan a escala decimétrica e incluso centimétrica (Figura 4.9B), estableciendo un carácter fractal en su arreglo geométrico. Tal como en tramos anteriores, los sets de areniscas gruesas se encuentran limitados por superficies erosivas planas definiendo nuevos planos de sedimentación, que en sectores se traducen en una diferencia angular entre depósitos (Figura 4.9D).



**Figura 4.9: Tramos superiores de la columna quebrada las Tetas.** **A)** Sets sedimentarios del tramo QT-6, con predominio de areniscas (facies *Sh1*) o areniscas fangosas (facies *Sh2*) de manera intercalada. Ambas facies desarrollan una marcada estratificación planar horizontal. **B)** Relación de las mismas facies a escala centimétrica. **C)** Acercamiento a facies *Sh1*, mostrando láminas con gradación normal del tamaño de grano. **D)** Sets de areniscas del tramo QT-6 con estratificación y laminación planar horizontal (facies *Sh1*), limitados por una superficie erosiva plana (línea roja) oblicua al set inferior. **E)** Afloramiento de tobas de la facies //sT, tramo QT-7. **F)** Acercamiento a la toba anterior, mostrando juveniles ameboidales en una matriz laminada. **G)** Vista hacia el NNE del contacto tectónico entre las tobas del tramo QT-9 y rocas de la Formación Laguna Chica, a través de la falla Olivares (línea negra). **H)** Acercamiento a las tobas anteriores, en que se observan cristales y *fiamme*, facies *emLT*.

Las areniscas (facies *Sh1*) forman niveles centimétricos a decimétricos, tienen bases planas a erosivas y geometrías tabulares a lenticulares. Su tamaño de grano más abundante es arena media, variando a arena gruesa, muy gruesa, y escasa grava fina; los granos son principalmente subredondeados y esféricos. Dentro de cada lámina suele observarse gradación normal, que inicia con un nivel inferior clasto-soportado de arena gruesa, gradando hacia un nivel superior matriz-soportado de arena media con clastos mayores subordinados (Figura 4.9C). Composicionalmente, consisten en plagioclasa > líticos volcánicos intermedios y ácidos > cuarzo > anfíbola, clasificándose en general como feldsarenitas líticas. Se alteran preferentemente a minerales verdes (clorita, epidota), lo que facilita su distinción a simple vista de las areniscas fangosas.

Las areniscas fangosas (facies *Sh2*) forman niveles milimétricos a decimétricos, con bases planas y formas tabulares. Son siempre matriz-soportadas, con una matriz de arena muy fina a fango, y clastos mayores de arena media a gruesa; su esfericidad y redondez es similar a la de las otras areniscas. Composicionalmente, también se parecen a la población anterior, con la salvedad de su contenido de fango, rico en arcillas. Se alteran preferentemente a minerales rojos (óxidos de hierro), lo que facilita su reconocimiento.

**QT-7:** Capa de 1,6 m de toba de ceniza vítrea con laminación horizontal planar (facies //sT), de color gris claro rosáceo (Figura 4.9E y F). Se compone en mayor medida de vidrio fino (50-60%) desvitrificado, además de cristales primarios <1 mm de plagioclasa principalmente, junto con cuarzo y escasos máficos tabulares (anfíbola o biotita). Su laminación es continua, sinuosa en sectores, y se define por tonos blancos, rosados y negros, producto de enriquecimiento en los componentes descritos. También se hallan juveniles (<10%) de pocos mm a 5 cm de largo, con formas aplanadas a ameboidales (Figura 4.9F). Estos destacan por tener un grado cristalino mayor que el de la matriz, constan de cristales de grano medio de cuarzo intercrecidos con feldespato alcalino de grano más fino, y máficos tabulares en los intersticios. En algunos de los más grandes, se distingue que en su parte basal presentan una zona cristalina fina más endurecida, y en su parte superior exhiben bordes cóncavos irregulares y se encuentran parcialmente disgregados en fragmentos alargados.

**QT-8:** Corresponde a una continuación de la sucesión de areniscas estratificadas de QT-6; en este segmento, dominan las areniscas fangosas (facies *Sh2*) sobre las areniscas (facies *Sh1*).

**QT-9:** Paquete potente de tobas de ceniza y lapilli vítreas, macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), con soldamiento moderado, y de color rojo a marrón (Figura 4.9G y H). Contienen *fiamme* (20-35%) de hasta 6 cm de largo, usualmente con cristales primarios de plagioclasa, cuarzo y sanidina; tienen bordes irregulares y sinuosos, con halos finos de alteración a arcillas. Presentan cristales fragmentales (15-25%) grandes (hasta 6 mm), de plagioclasa, cuarzo y sanidina, en proporciones similares. Además, se reconoce un 2-3% de líticos de hasta 2 cm, angulosos y con bordes netos, de tipo lávico afanítico y tobáceo. La matriz se compone de abundantes esquirlas aplanadas y deformadas en torno a los fragmentos mayores, como muestra la descripción del corte transparente PRM-053 (Anexo B: Descripción petrográfica). En su conjunto, el material juvenil se infiere de composición riolítica. Hacia techo, la sucesión se encuentra truncada por la falla Olivares, que la pone en contacto con rocas de la Formación Laguna Chica (Figura 4.9G).

#### 4.4.2. Asociaciones de facies

a) *QT-AF1: Ignimbritas laminadas a macizas, de composición dacítica*

**Definición:** Esta asociación de facies agrupa los depósitos descritos en el tramo QT-1 (Figura 4.6), correspondientes a tobas de ceniza cristalinas laminadas (facies *sT* y *xsT*) y tobas de ceniza y lapilli vítreas con fábrica orientada (facies *mLTf*).

**Interpretación:** La intercalación a escala centimétrica e incluso milimétrica de niveles macizos ricos en vidrio y niveles laminados dominados por cristales y líticos denota un carácter altamente pulsativo en la deposición desde la corriente formadora, además de un proceso efectivo de segregación de piroclastos previo a esta.

Las rápidas transiciones verticales y laterales de facies y la ocurrencia de superficies erosivas irregulares indican que la corriente de densidad piroclástica formadora era altamente turbulenta, con olas capaces de depositar piroclastos en distintas proporciones, y otras con la energía suficiente para erosionar localmente. La segregación piroclástica se atribuye a una estratificación por densidad en la parte baja de la corriente, que puede ser ejercida también por los remolinos turbulentos, de modo que los clastos más grandes o densos tienden a formar lentes pobres en finos, mientras que los más pequeños o menos densos se mantienen en movimiento hasta que la turbulencia haya disminuido lo suficiente para depositarse (Branney & Kokelaar, 2002).

Se infiere que esa segregación es la que controló mayormente el tipo de facies desarrollado en cada caso: el dominio cristales-líticos consta de fragmentos bien seleccionados tamaño ceniza gruesa, que pudieron facilitar el control de la deposición mediante tracción (facies *sT* y *xsT*); en tanto, el dominio de material vítreo es mal seleccionado con abundante vidrio fino y, por ende, tiene baja permeabilidad, propiciando el escape de fluidos como control deposicional principal (facies *mLTf*). Cabe señalar que, en el segundo caso, debió existir una componente de flujo granular capaz de generar la fábrica orientada en los fragmentos mayores.

El predominio de capas ricas en material vítreo (facies *mLTf*) en la parte superior de la sucesión puede estar ligado a un aumento progresivo del ingreso de componentes menor densidad/tamaño hacia la parte baja de la corriente para depositarse, debido a que los componentes de mayor densidad/tamaño tienden a depositarse primero, y se vuelven más escasos en las etapas finales de actividad del flujo.

b) *QT-AF2: Areniscas laminadas y conglomerados, con niveles piroclásticos subordinados*

**Definición:** Esta asociación de facies engloba los depósitos descritos en los tramos QT-2 a QT-8 (Figura 4.6), dominados por areniscas a areniscas fangosas con laminación horizontal (facies *Sh1* y *Sh2*), con intercalaciones de areniscas gravosas macizas (facies *Gmm*). También se incluyen intercalaciones subordinadas de tobas de ceniza y lapilli macizas a tobas de ceniza laminadas (facies *mLT*, *mLTf* y *//sT*).

**Interpretación:** La asociación consta de capas tabulares bien estratificadas de sedimentos laminados, con selección mayormente moderada a mala, fragmentos angulosos, y patrones de gradación normal. Dominan las facies arenosas con laminación planar horizontal, formando sets métricos limitados por superficies planas erosivas que definen nuevos planos de sedimentación, e intercalándose de manera rítmica con facies fangosas y gravosas. Tales rasgos permiten caracterizar a estos depósitos como producto de flujos no confinados o *sheetfloods* en la porción distal de un abanico aluvial, o en una llanura aluvial (Collinson, 1996; Blair & McPherson, 1994; Nichols, 2009).

Los *sheetfloods* son flujos de agua no confinados poco frecuentes y catastróficos producidos por inundaciones cargadas de sedimento, que se expanden ampliamente sobre abanicos o planicies

aluviales (Blair & McPherson, 1994; Kim *et al.*, 2009). Los depósitos de *sheetfloods* son dominantes en un abanico aluvial por sobre los de flujos de detritos principalmente en el caso de que el aporte de sedimentos desde el sustrato alzado sea pobre en arcillas (Blair & McPherson, 1994), lo que es consistente con el bajo contenido de fango de las facies descritas.

Los depósitos de *sheetfloods* arenosos del margen distal del abanico, al igual que sus contrapartes gravosas más proximales, se forman bajo condiciones de flujo supercrítico, pero en flujos con competencia reducida debido a la disminución de la pendiente (Blair & McPherson, 1994). Lo anterior se condice con la geometría tabular de las capas, la intercalación rítmica de sedimentos más gruesos y más finos, y la laminación planar horizontal de las areniscas.

La ocurrencia de facies gravosas (*Gmm*) en el tramo QT-5 representa un evento de mayor energía, capaz de transportar sedimento más grueso hasta ese punto. La fábrica de los clastos mayores flotantes en una matriz arenosa con su eje largo paralelo a la estratificación y la geometría tabular de las capas sugieren *sheetfloods* hiper-concentrados, en especial dada la intercalación con sedimentos más finos (facies *Sh1*) (Collinson, 1996).

Las intercalaciones piroclásticas corresponden a los depósitos de baja potencia descritos en los tramos QT-5 y QT-7. El depósito de QT-5 registra la evolución temporal desde una deposición controlada por escape de fluidos (facies *mLT*), hacia un estadio en que se suma una componente de flujo granular (facies *mLTf*), culminando con caída de cenizas desde la nube co-ignimbrítica (facies *//sT*). Tal transición puede atribuirse a un descenso paulatino de la concentración en la parte baja de la corriente, tal que en primera instancia aumenta la turbulencia y se genera el cizalle necesario para inducir una fábrica orientada, y luego existe acumulación por caída directa en un medio totalmente diluido (Branney & Kokelaar, 2002).

El depósito del tramo QT-7 consta sólo de la facies *//sT*, por lo que es probable que se haya formado a partir de una corriente de densidad piroclástica similar pero menos competente, tal que fue capaz de acarrear mayormente ceniza fina hasta ese punto, a modo de oleada de nube piroclástica (*sensu* Cas & Wright, 1987). Otra opción es a partir de una lluvia de cenizas directamente desde la columna eruptiva. Sin embargo, el primer escenario es más plausible, dada la presencia de juveniles centimétricos, que pudieron llegar hasta ese punto por efectos de boyancia durante el flujo.

En conjunto, las características de los depósitos piroclásticos de los tramos QT-5 y QT-7 sugieren corrientes de densidad piroclásticas de baja energía y competencia al momento de la deposición, lo que puede estar ligado a un agotamiento de las corrientes en una zona distal al centro de emisión, o bien a un bajo grado de actividad de la fuente volcánica. En relación a esto último, la presencia de ignimbritas potentes subyaciendo (asociación CA-AF1) y sobreyaciendo (asociación QT-AF3) a esta asociación dominada por depósitos sedimentarios, apunta a la actividad previa y posterior de centros eruptivos relativamente cercanos. Por lo tanto, se considera más probable que esta sucesión sea representativa de una etapa de merma en la actividad eruptiva.

*c) QT-AF3: Ignimbritas macizas eutaxíticas riolíticas*

**Definición:** Esta asociación comprende los depósitos descritos en el tramo QT-9 (Figura 4.6), correspondientes a tobas de ceniza y lapilli vítreas, macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), de composición riolítica.

**Interpretación:** Estos paquetes ignimbriticos gruesos son muy similares a aquellos de la asociación CA-AF1, que caracterizan a la Formación El Tapado en la columna colina Arcoíris. Por ende, estas rocas registran una nueva etapa de volcanismo riolítico explosivo, esta vez en la Formación Guanaco Sonso, posterior al episodio de dominio epiclástico con que inicia la unidad.

Las grandes erupciones formaron corrientes de densidad piroclásticas de alto flujo de masa y temperatura elevada, con partes basales concentradas que propiciaron una rápida agradación de piroclastos en condiciones cuasi-estables, controlada por escape de fluidos desde el depósito en formación (Branney & Kokelaar, 2002).

El truncamiento hacia techo por la falla Olivares dificulta evaluar el protagonismo de estas ignimbritas riolíticas potentes en la Formación Guanaco Sonso. Sin embargo, no se observan asociaciones de facies de este tipo en rocas más jóvenes de la misma unidad (columna Ingaguás, Subcapítulo 4.6), lo que sugiere que este estilo eruptivo podría restringirse a su sección basal.



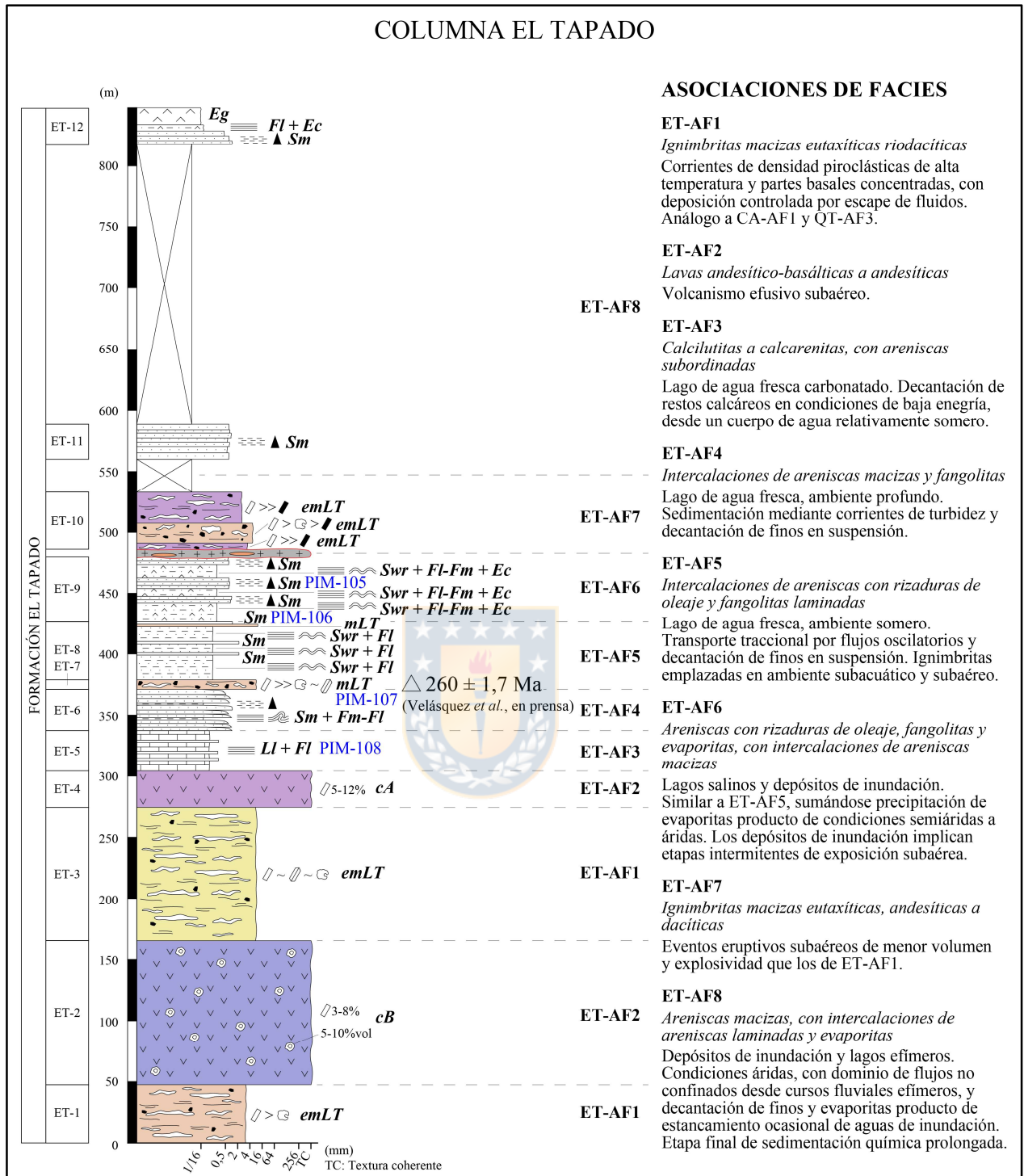
## 4.5. COLUMNA EL TAPADO

La columna el Tapado (Figura 4.10) fue levantada entre quebradas secundarias que confluyen con la quebrada Potrero Alto hacia el oeste, y con la quebrada el Tapado hacia el sur (Figura 2.3). Comprende una sucesión predominantemente sedimentaria, intercalada con ignimbritas y lavas, pertenecientes a la Formación El Tapado. Las capas tienen una actitud generalizada N40°E/32°SE, y son interrumpidas hacia el este por la falla Carmen, de tipo normal y manteo hacia el este, que las pone en contacto con una sucesión piroclástica casi coetánea de la misma formación (Figura 4.11A). Los datos de terreno fueron levantados por Diego Mardonez, Ismael Murillo, Daniela Villela y el autor de esta Memoria de Título.

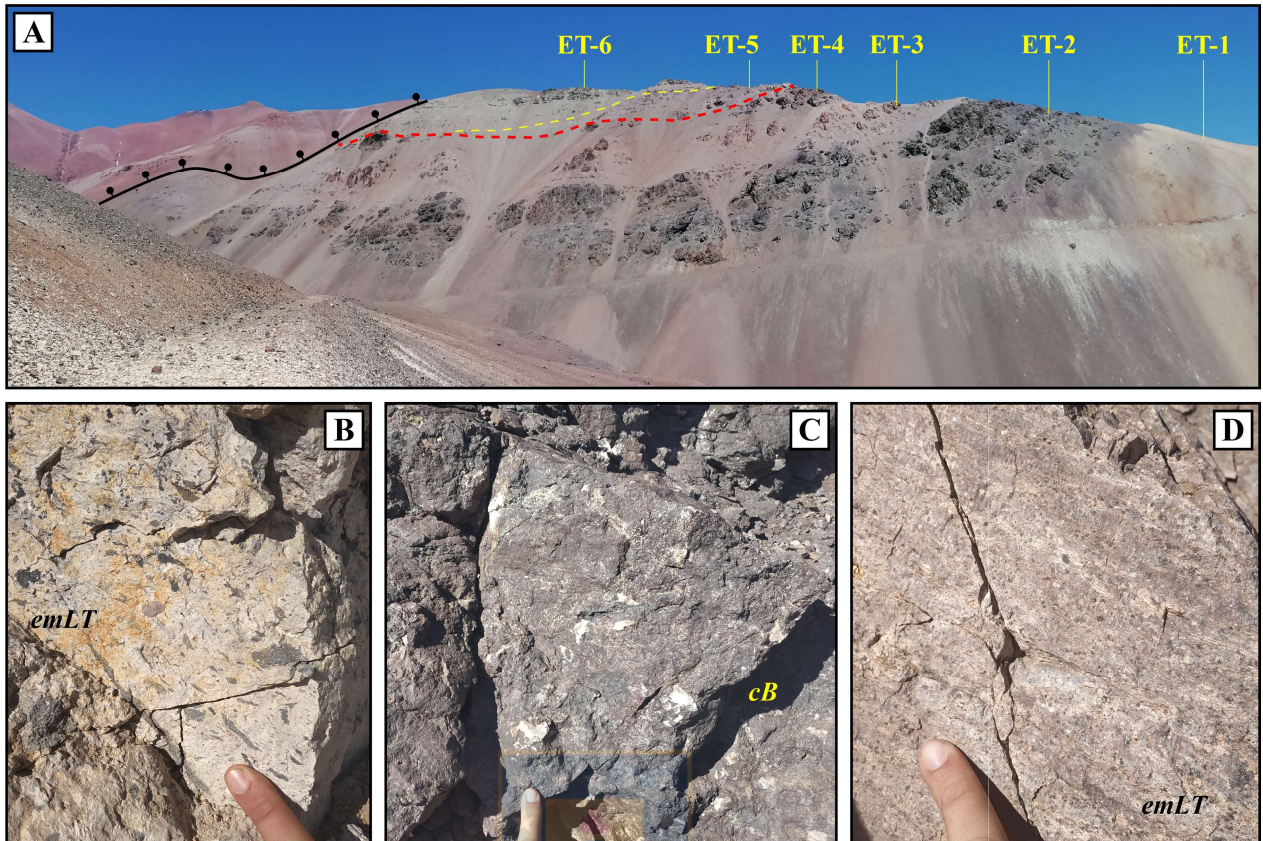
### 4.5.1. Descripción

**ET-1:** Sucesión de tobas de ceniza y lapilli vítreas, macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), con soldamiento moderado, de color pardo amarillento (Figura 4.11B). Son muy ricas en material vítreo, con un 60-70% de matriz de vidrio fino y esquirlas aplanadas, y un 25-30% de *fiamme*, pervasivamente alteradas a óxidos de hierro; las *fiamme* son de tamaños seriados desde pocos mm a 3 cm de largo, tienen formas irregulares y bordes comúnmente cóncavos. Se encuentra un 5-10% de cristales dispersos en la matriz, consistentes en plagioclasa (orientada por el soldamiento), y cuarzo en menor medida. Subordinadamente, se halla un 2-3% de líticos volcánicos intermedios (accidentales o accesorios) de hasta 2 cm, con bordes muy marcados, usualmente rugosos.

**ET-2:** Paquete potente de coladas métricas de lavas coherentes andesítico-basálticas (facies *cB*), levemente porfídicas (Figura 4.11C). Presentan disyunción columnar, dada por un diaclasado de separación decimétrica perpendicular a la estratificación (Figura 4.11A). Litológicamente, constan de un 3-8% de fenocristales de plagioclasa de 1-2 mm, en una masa fundamental afanítica de color negro violáceo. Tienen textura amigdaloidal, con un 5-8%vol de vesículas subredondeadas de hasta un par de cm de diámetro, rellenas con zeolitas y calcita. Además, evidencian texturas de flujo, consistentes en sets de microfracturas apretadas y sinuosas, subparalelas a la estratificación. Su composición se estima como andesítico-basáltica considerando su reología, índice de color y mineralogía visible. El espesor del conjunto es máximo en esta sección, y decrece lateralmente desde ella hasta perderse su rastro a pocos cientos de metros.



**Figura 4.10: Columna el Tapado.** Hacia el lado izquierdo se encuentran los tramos de descripción y las facies correspondientes, y hacia el lado derecho las asociaciones de facies definidas. La leyenda y simbología de las columnas se encuentra en la Figura 1.3.



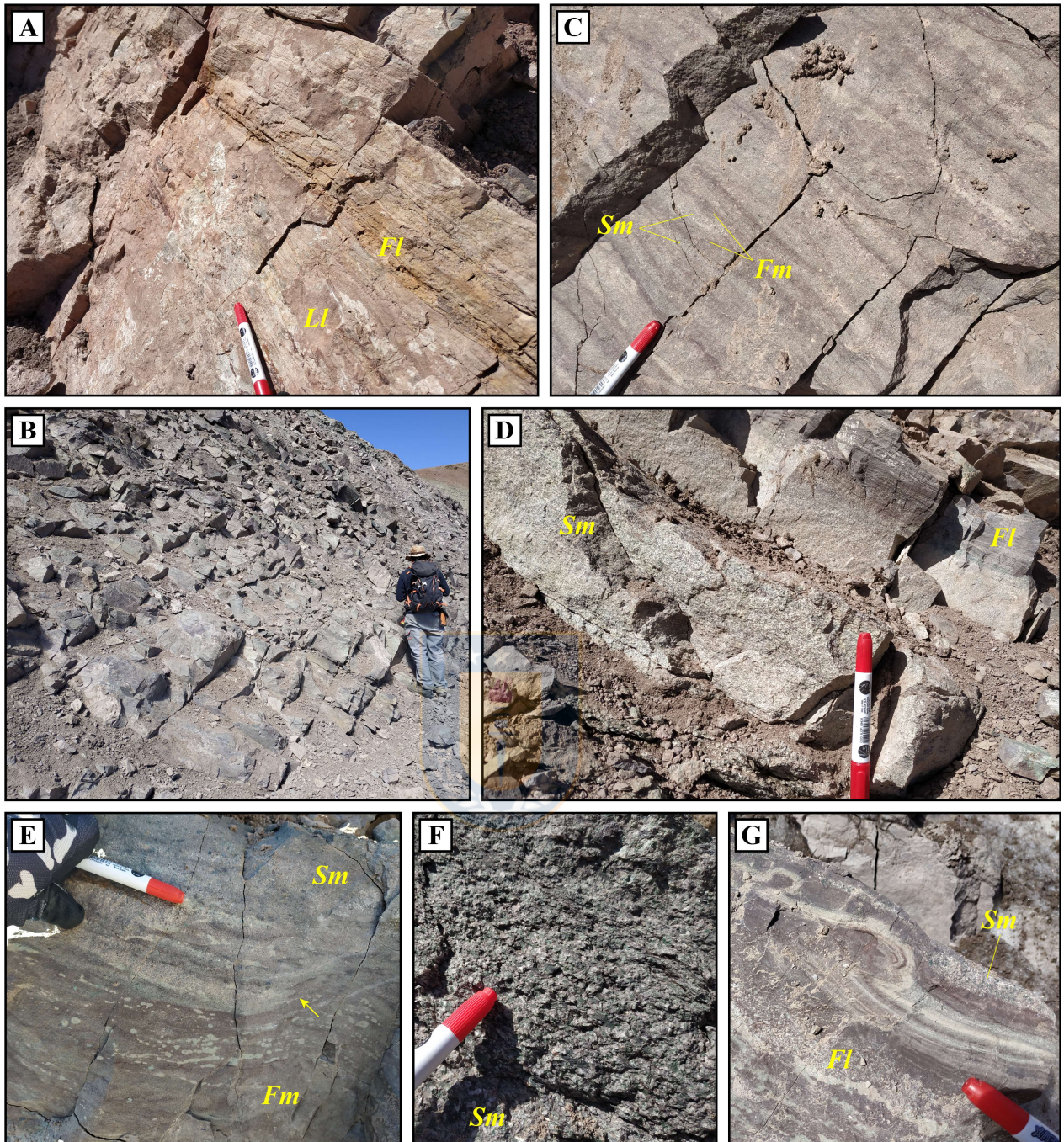
**Figura 4.11: Primeros tramos de la columna el Tapado.** A) Panorámica mirando hacia el SE, que muestra el afloramiento de los tramos ET-1 a ET-6. La línea roja indica el inicio de las facies sedimentarias, mientras que la línea amarilla resalta el acúñamiento lateral de la sucesión carbonatada del tramo ET-5. En negro se traza la falla Carmen, que pone en contacto la sucesión estudiada con tobas de la Formación El Tapado hacia el este. **B)** Toba de la facies *emLT* en el tramo ET-1, mostrando *fiamme* reemplazadas por óxidos de hierro. **C)** Lavas levemente porfídicas de la facies *cB* en el tramo ET-2, exhibiendo textura amigdaloidal. **D)** Toba de la facies *emLT* en el tramo ET-3. Posee *fiamme* muy aplanadas, con reemplazo selectivo por arcillas blancas.

**ET-3:** Consta de tobas de ceniza y lapilli vítreas, macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), con soldamiento denso, de color gris violáceo (Figura 4.11D). Uno de sus rasgos principales es la presencia de abundantes *fiamme* (25-30%) muy aplanadas, de pocos mm a 12 cm de largo, las más pequeñas rodeando a los cristales mayores. Estos juveniles contienen cristales primarios de plagioclasa, cuarzo, sanidina y anfíbola, se encuentran desvitrificados a modo de agregados granofíricos de grano fino a grueso, y están reemplazados moderadamente por arcillas de manera selectiva respecto a la matriz. Otros componentes importantes de estas tobas son los cristales fragmentales (15-20%), que incluyen plagioclasa (<5 mm) y sanidina (<4 mm), ambas alargadas según el soldamiento, junto con cuarzo (<3 mm), en proporciones similares entre sí. Se reconoce un 1-2% de líticos lávicos afaníticos de hasta 15 mm, subangulosos, en sectores con bordes

cóncavos irregulares; tienen halos arcillosos y reemplazo moderado por clorita. Los fragmentos descritos están envueltos en una matriz vítrea (50-60%), presumiblemente con abundantes esquirlas muy aplanadas.

**ET-4:** Consiste en una sucesión de coladas métricas de lavas coherentes andesíticas (facies *cA*), de textura porfídica. Se distinguen de las de ET-2 por presentar una textura maciza (sin vesículas), si bien se asemejan a ellas en cuanto al estilo de disyunción columnar y texturas de flujo. Contienen un 5-12% de fenocristales, que incluyen plagioclasa euhedral <2 mm, y escasos máficos tabulares <1,5 mm pseudomorfizados por óxidos de hierro, en una masa fundamental afanítica de color negro marrón (también alterada a óxidos de hierro en fracturas).

**ET-5:** Agrupa un paquete de calcilutitas y calcarenitas subordinadas finamente laminadas (facies *Ll*), con intercalaciones locales de areniscas finas a areniscas fangosas laminadas (facies *Fl*). Las capas son bien estratificadas, con formas tabulares a lenticulares y espesores decimétricos, y se encuentran parcialmente en relación de acuñaamiento lateral con el tramo ET-6 (Figura 4.11A). Las calcilutitas son ampliamente dominantes, y en ellas se hallan intercalaciones finas de calcarenitas, ambas finamente laminadas de manera ubícua, de color gris claro y pátina de alteración pardo rosácea (Figura 4.12A). A lo largo del tramo, se intercalan en menor medida niveles centimétricos de areniscas finas a areniscas fangosas pardo verdosas (Figura 4.12A), laminadas al igual que las rocas carbonatadas, con cristales y líticos volcánicos. El corte transparente PIM-108 (Anexo B: Descripción petrográfica) ha permitido clasificar los niveles de calcilutitas como *mudstones*, compuestas esencialmente por barro micrítico, y los de calcarenitas como *grainstones*, constituidas por un armazón de *pellets*, con abundante cemento esparítico como fase ligante. También se destaca el hallazgo bajo el microscopio de esquirlas vítreas dispersas en el barro micrítico, y de láminas milimétricas ricas en componentes siliciclásticos, de manera intercalada.



**Figura 4.12: Tramos ET-5 y ET-6 de la columna el Tapado. A)** Calcilititas con niveles finos de calcarenitas (facies *Ll*), y una capa centimétrica de arenisca fina (facies *Fl*) intercalada, tramo ET-5. **B)** Afloramiento del tramo ET-6, mostrando capas decimétricas bien estratificadas. **C)** Intercalación de niveles finos de areniscas y fangolitas volcanoclásticas (facies *Sm* y *Fm*, respectivamente). **D)** Gradación normal bien desarrollada en la facies *Sm*, cubierta por fango laminado de la facies *Fl*. **E)** Nivel de *Sm* con juveniles vítreos tamaño grava fina que infligen una mala selección. La flecha señala el contacto erosivo irregular con la facies *Fm* inferior. **F)** Depósito piroclástico resedimentado (*Sm*) que destaca la preservación de juveniles vítreos y esquirlas gruesas (cloritizadas), y la forma euhedral en cristales de plagioclasa. **G)** Pliegues sinsedimentarios centimétricos en la facies *Fl*, con relleno posterior de *Sm*.

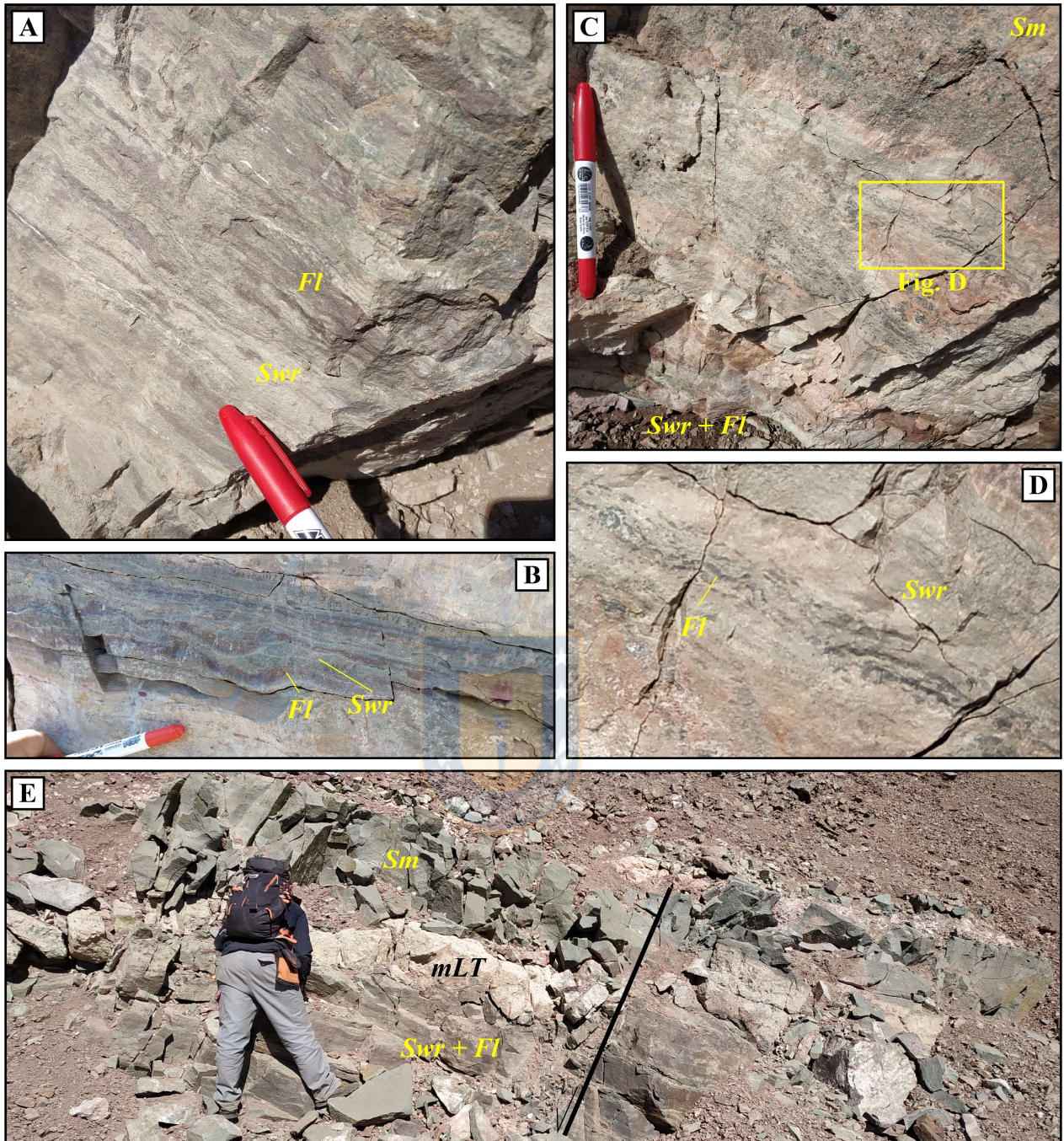
**ET-6:** Intercalaciones centimétricas a decimétricas rítmicas entre areniscas macizas (facies *Sm*) y fangolitas laminadas a macizas (facies *Fl* y *Fm*), de composición volcanoclástica, agrupadas en capas bien estratificadas de hasta ~1,5 m de espesor (Figura 4.12B y C). Las areniscas tienen bases netas a erosivas, son macizas a difusamente laminadas, y comúnmente presentan patrones de gradación normal desde arena muy gruesa a fina (Figura 4.12D). La mayoría de los niveles se componen principalmente de cristales (plagioclasa y anfíbola escasa), seguido de líticos volcánicos polimícticos, y vitroclastos subordinados. En tales casos, la selección es moderada a buena a lo largo de los niveles no gradados (y horizontalmente en los niveles gradados), y la redondez y esfericidad son bajas a medias. Otros niveles son más ricos en vitroclastos cloritizados de tamaño hasta grava fina, que infligen una mala selección (Figura 4.12E), coincidente con un menor grado de redondez y esfericidad de cristales y líticos. Y en menor medida, se hallan niveles dominados por vitroclastos y cristales, en que los fragmentos conservan sus formas piroclásticas originales, con juveniles y esquirlas bien preservadas, y cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa (*i.e.* depósitos piroclásticos resedimentados), formando un conjunto de composición aparentemente andesítica (Figura 4.12F). Por su parte, los niveles fangosos tienen bases netas, presentan laminación horizontal fina (facies *Fl*; Figura 4.12D y G) o son macizos (facies *Fm*; Figura 4.12C y E), y se componen principalmente de polvo vítreo y esquirlas finas, con cristales subordinados. Localmente se observan en los niveles fangosos pliegues sinsedimentarios de pequeña escala, a cuya forma se acomoda el relleno sobreyacente (Figura 4.12G).

**ET-7:** Consiste en una toba de ceniza y lapilli vítrea maciza (facies *mLT*), con soldamiento leve, de color gris verdoso oscuro. Contiene un 18-23% de juveniles vítreos de hasta 2 cm de largo, con reemplazo moderado a pervasivo por clorita; tienen formas irregulares, aunque generalmente aplanadas (*fiamme*), y algunos contienen cristales primarios de plagioclasa y cuarzo. En proporciones similares, se hallan cristales fragmentales con plagioclasa dominante (hasta 4 mm de largo), cuarzo de manera subordinada (hasta 2 mm de largo), y también escasa sanidina (hasta 2,5 mm de largo). También presenta un importante contenido de líticos (10-15%) de hasta 4 cm de largo, angulosos a redondeados; son mayormente lávicos intermedios y ácidos, y tobáceos ácidos en menor medida, y se consideran accidentales o accesorios. La matriz (40-50%), fuertemente alterada a esmectitas, se compone de vidrio fino y esquirlas levemente aplanadas, orientadas rodeando a los fragmentos mayores, como se observa en la descripción del corte transparente PIM-

107 (Anexo B: Descripción petrográfica). En una muestra de esta ignimbrita se realizó una datación U-Pb en circón, que arrojó una edad de  $260 \pm 1,7$  Ma (Velásquez *et al.*, en prensa).

**ET-8:** Comprende estratos decimétricos constituidos por fangolitas laminadas (facies *Fl*) y areniscas finas con rizaduras de oleaje (facies *Swr*), intercaladas a escala milimétrica (Figura 4.13A). Presentan colores moteados, entre tonos verde claro a oscuro, rojo, amarillo y gris claro. Las litologías se encuentran en proporciones similares, con moderado dominio de las arenas, de modo que comúnmente forman *wavy bedding* y *flaser bedding* (Figura 4.13B y D). Las fangolitas (*Fl*) tienen laminación horizontal fina y se componen de vidrio fino, en tanto las areniscas finas (*Swr*) desarrollan rizaduras de oleaje, variando a laminación sinuosa, y se constituyen principalmente por cristales de feldespatos. Localmente, se intercalan depósitos piroclásticos resedimentados de hasta un par de decímetros de espesor, de tamaño de grano arena media a grava fina, ricos en cristales de feldespatos y vitroclastos cloritizados (facies *Sm*; Figura 4.13C).

Hacia techo, el tramo es cerrado por facies diferentes. La Figura 4.13E muestra un estrato de *Swr* + *Fl* sobreyacido por una toba de ceniza y lapilli vítrea maciza (facies *mLT*), que a su vez es cubierta por una capa tabular de arenisca maciza (facies *Sm*). La capa de *mLT* consta de un 25-30% de líticos angulosos lávicos y tobáceos de hasta 5 cm, un 18-23% de cristales, de plagioclasa > cuarzo, y un 10-15% de pómez redondeadas de hasta 3 cm, en una matriz vítrea argilizada. En tanto, la arenisca maciza (*Sm*) es clasto-soportada, tiene selección moderada, tamaño de grano medio a grueso, y se compone principalmente de líticos lávicos y tobáceos, con cristales de plagioclasa en menor medida. Esta capa cuenta con la descripción del corte transparente PIM-106 (Anexo B: Descripción petrográfica). La figura referida anteriormente también muestra una falla normal infligiendo una leve separación en la sucesión descrita. Estructuras de ese estilo, con desplazamientos decimétricos, se observan repetidas veces a lo largo de la columna.



**Figura 4.13: Tramo ET-8 de la columna el Tapado.** A) Intercalaciones milimétricas entre areniscas finas con rizaduras de oleaje (*Swr*) y fangolitas laminadas (*Fl*). B) Mismas facies anteriores, desarrollando *wavy bedding*. C) Estrato de *Swr + Fl* cubierto por depósito piroclástico resedimentado (*Sm*). D) Acercamiento a imagen anterior, destacando el desarrollo de *flaser bedding*. E) Estrato de *Swr + Fl* sobreyacido por toba de lapilli y ceniza vítrea (*mLT*) y arenisca maciza de grano medio (*Sm*), con contactos netos, hacia el límite superior del tramo. La sucesión es cortada por una falla normal de desplazamiento decimétrico.

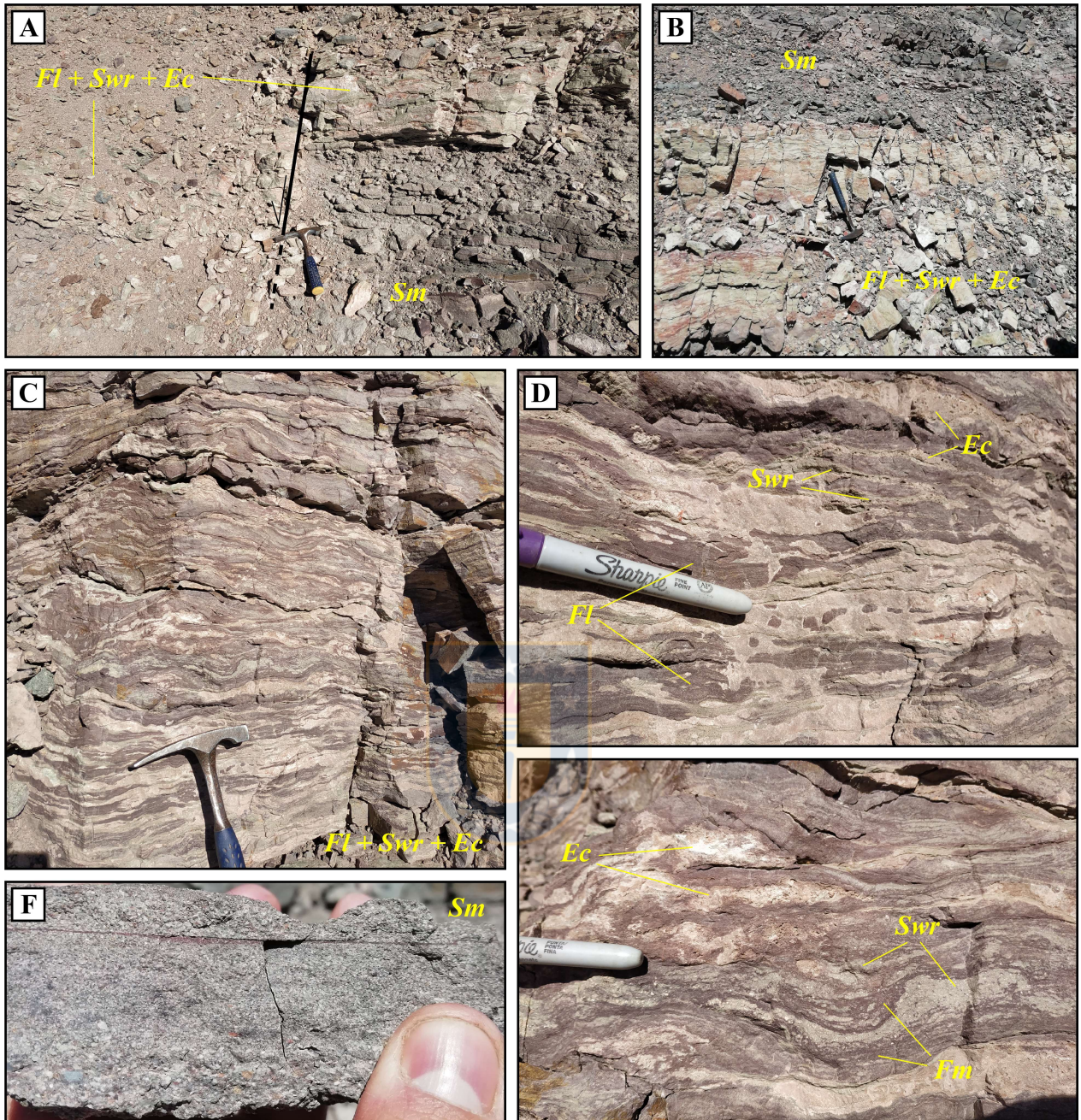
**ET-9:** Está dominado por sets de capas delgadas de fangolitas a fangolitas arenosas laminadas a macizas (facies *Fl* y *Fm*), areniscas finas a medias con rizaduras de oleaje (facies *Swr*) y calcita



evaporítica (facies *Ec*), en los que se intercalan paquetes métricos de capas tabulares de areniscas macizas (facies *Sm*) de grano muy grueso a fino (Figura 4.14A y B). En los sets dominantes, las fangolitas a fangolitas arenosas y las areniscas finas a medias forman capas intercaladas de varios milímetros a algunos centímetros de espesor, onduladas a lenticulares, entre las que aparecen numerosos niveles evaporíticos carbonatados discontinuos de pocos centímetros de grosor (*Fl* + *Swr* + *Ec*; Figura 4.14). Las proporciones entre fango y arena son variables, pero con predominio generalizado de fango, de modo que desarrollan comúnmente *wavy bedding* y *lenticular bedding*.

En la mayoría de los casos, las capas son continuas y tienen forma definida, y fango se encuentra laminado (facies *Fl*; Figura 4.14D). En otros sectores, las capas presentan geometrías más irregulares, con estructuras de corte y relleno, las arenas evidencian disgregación en estado semiconsolidado, y el fango no preserva laminación (facies *Fm*; Figura 4.14E). Las capas fangosas tienen color marrón rojizo, y se componen de vidrio fino y cristales submilimétricos. Las capas arenosas (*Swr*) poseen un color verde a pardo, selección moderada y granos mayormente angulosos y de baja esfericidad. Tienen desarrollo variable de rizaduras de oleaje, variando a sinuosamente laminadas o macizas. Se componen mayormente de cristales de feldespato, junto con vitroclastos y líticos volcánicos, comúnmente con carbonato autigénico intersticial. Los niveles evaporíticos (*Ec*) tienen formas irregulares, lenticulares o como costras (Figura 4.14E), y su textura se conforma por arreglos poligonales de grano medio de calcita, producto de recristalización.

Los paquetes métricos intercalados de areniscas macizas (facies *Sm*) de grano muy grueso a fino constan de capas tabulares delgadas (<30 cm), bien estratificadas (Figura 4.14A y B). Las arenas son clasto-soportadas, moderadamente seleccionadas, con granos son angulosos a subangulosos y subprismoidales a subdiscoidales, y comúnmente presentan gradación normal (Figura 4.14F). Se componen principalmente de cristales de feldespato, seguido por líticos lávicos y tobáceos, cuarzo en menor medida, y escasa anfíbola. El corte transparente PIM-105 corresponde a una muestra de estas areniscas (Anexo B: Descripción petrográfica). La Figura 4.14A muestra una falla normal que yuxtapone un paquete de areniscas y fangolitas con capas subyacentes de la facies *Sm*.



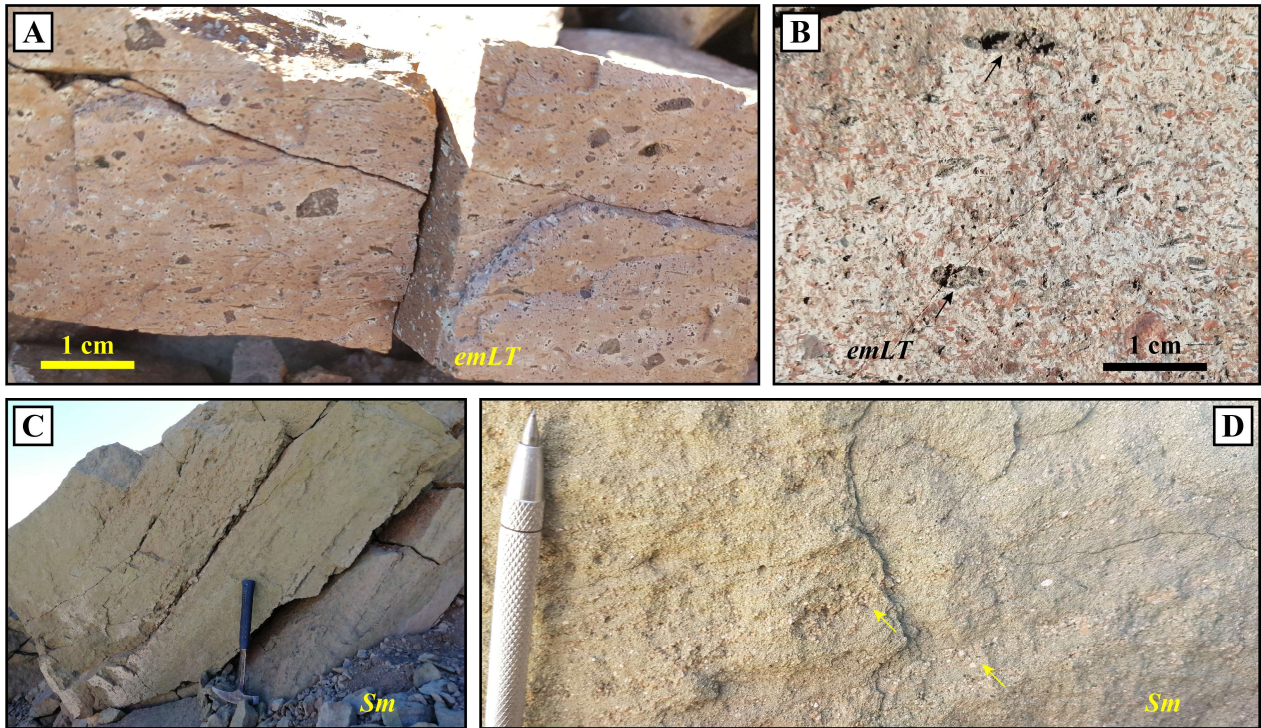
**Figura 4.14: Tramo ET-9 de la columna el Tapado.** A) Set de fangolitas, areniscas y evaporitas (*Fl + Swr + Ec*), en contacto neto sobre un paquete de areniscas macizas (*Sm*). Una falla normal local ejerce un desplazamiento decimétrico. B) Paquete de *Sm* en contacto neto sobre set de *Fl + Swr + Ec*. C) *Wavy bedding* entre las facies *Fl* y *Swr*, con numerosos niveles de *Ec* intercalados. D) *Lenticular bedding* entre las facies *Fl* (laminación notoria) y *Swr*, con lentes de *Ec*. E) Niveles irregulares de *Fm* (sin laminación) y *Swr*, con estructuras de corte y relleno y fragmentos semiconsolidados de *Swr*, junto a niveles costrosos de *Ec*. F) Acercamiento a facies *Sm*, mostrando gradación normal.

Entre el tramo anterior y el siguiente se halla un filón de composición andesítica, en que se intercalan niveles clásticos discontinuos de pocos centímetros de espesor, en textura peperítica. El

dominio coherente es porfídico, con un ~12% de fenocristales de plagioclasa y ~4% de anfíbola, en una masa fundamental afanítica de color marrón, mientras que los sedimentos se disponen en niveles milimétricos irregulares, comúnmente con halos finos de alteración a arcillas. El sedimento es muy bien seleccionado y consta de plagioclasa > cuarzo > máficos (cloritizados pervasivamente) > líticos volcánicos; como fase ligante, se reconoce cemento carbonático (~10%). Algunos niveles milimétricos se componen de fragmentos cloritizados tamaño grava fina del dominio coherente, envueltos por un agregado cristalino fino de color pardo claro, con sedimentos relictos dispersos; tales niveles podrían representar zonas de reacción por contraste de temperatura entre los dominios coherente y clástico, con fragmentación del primero y fusión parcial del segundo.

**ET-10:** Consiste en una sucesión de tres tobas de ceniza y lapilli vítreas, macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), de composición andesítica a dacítica (Figura 4.10). El primer depósito tiene soldamiento incipiente y color rojo marrón. Contiene un 10-15% de juveniles vítreos de hasta 5 mm, con formas ameboidales y generalmente aplanadas (*fiamme*), algunos con cristales primarios de plagioclasa. Un 8-13% de la roca consiste en cristales orientados de plagioclasa >> anfíbola, y de manera subordinada (1-3%) se hallan líticos lávicos porfídicos negros de hasta 2 mm, angulosos, con fenocristales de plagioclasa. La matriz es de vidrio fino y esquirlas, presenta algunas vesículas redondeadas y alteración masiva pervasiva a óxidos de hierro. La composición del material juvenil se infiere como andesítica.

El segundo depósito presenta soldamiento moderado a penetrativo y color verde grisáceo (Figura 4.15A). Consta de *fiamme* (10-15%) de hasta 5 cm de largo, muy aplanadas y reemplazadas pervasivamente por clorita; contienen cristales primarios de plagioclasa, anfíbola y cuarzo. También se observa un 15-20% de cristales fragmentales, de plagioclasa > cuarzo (localmente embahiado) > anfíbola. Además, se hallan líticos (7-12%) angulosos de hasta 3 cm, de tipo lávico intermedio, color marrón a negro, con fenocristales de plagioclasa y anfíbola; algunos de ellos presentan bordes cóncavos. La matriz es muy abundante, y presenta texturas de desvitrificación a modo de numerosas litofisas de 1-3 mm de diámetro. Considerando lo anterior, la composición del material juvenil se infiere como dacítica.



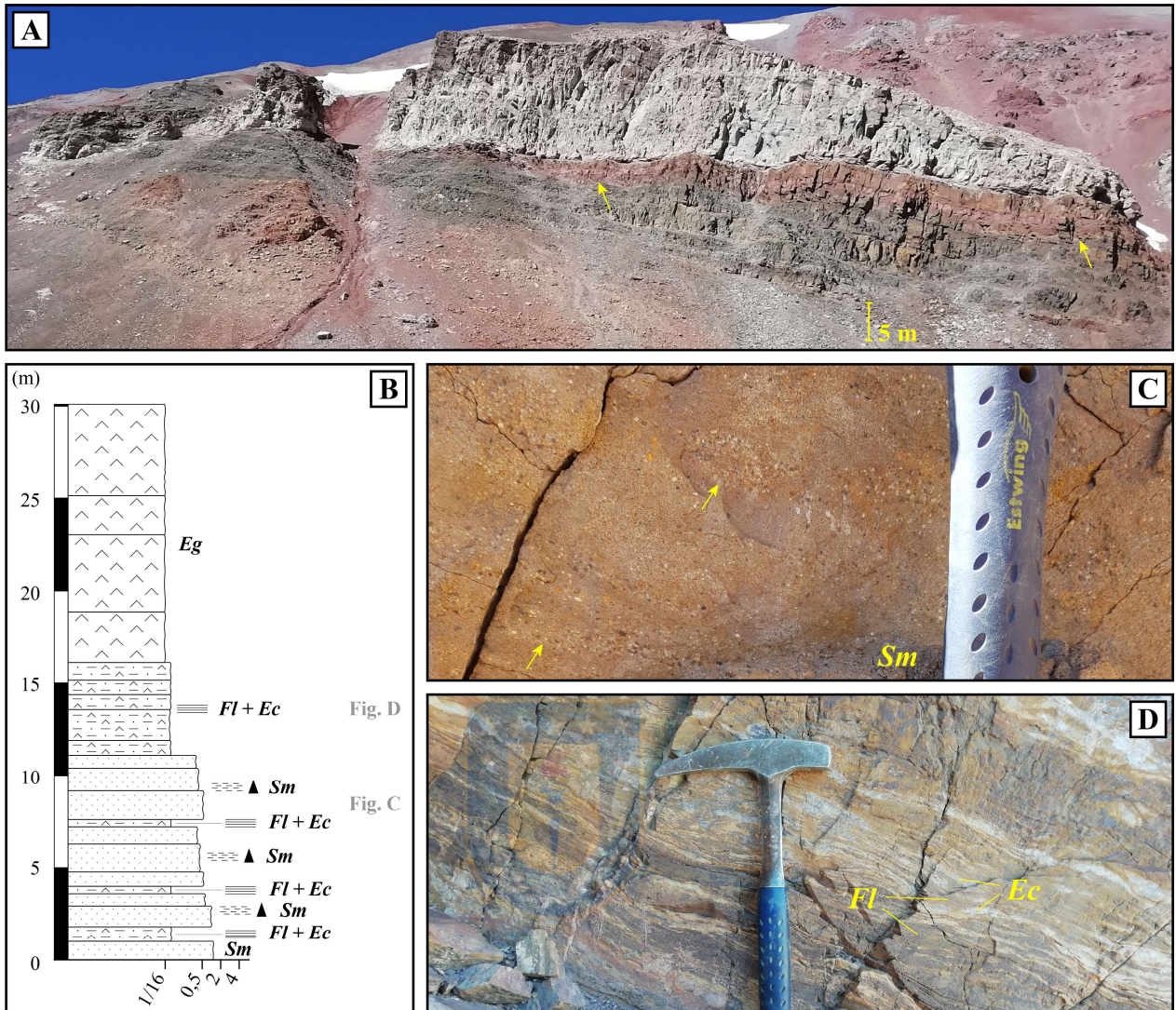
**Figura 4.15: Tramos ET-10 y ET-11 de la columna el Tapado. A)** Toba de ceniza y lapilli vítrea de la facies *emLT*, de composición dacítica. Tiene una pátina rosácea de alteración a arcillas. **B)** Toba de ceniza y lapilli vítrea de la facies *emLT*, de composición andesítica. La matriz presenta una pátina de arcillas blancas, los feldespatos alteración a arcillas pardas, y los juveniles (flechas) cloritización avanzada. **C)** Capas tabulares de areniscas macizas (facies *Sm*) en el tramo ET-11. **D)** Acercamiento a la facies *Sm*, que muestra niveles milimétricos de arena muy gruesa a grava fina (flechas) normalmente gradados hacia un dominio de arena media, definiendo una laminación horizontal difusa.

El tercer depósito tiene grado moderado de soldamiento y color gris violáceo. Presenta cristales orientados y *fiamme* pequeñas rodeando a los fragmentos mayores (Figura 4.15B). Contiene un 12-23% de juveniles vítreos de hasta 4 cm, la mayoría aplanados (*fiamme*), otros más equidimensionales, con cristales primarios de plagioclasa y anfíbola; se encuentran moderada a pervasivamente reemplazados por clorita y arcillas, y tienen halos finos de arcillas blancas. También se observa un 18-23% de cristales, correspondientes a plagioclasa (hasta 4 mm) >> anfíbola (hasta 2 mm), además de escasos líticos lávicos andesíticos (1-2%) de hasta 2 mm, angulosos y con textura afanítica. La matriz se compone de vidrio fino y esquirlas aplanadas, desvitrificadas a agregados cristalinos finos. Dados los rasgos expuestos, la composición del material juvenil se infiere como andesítica. A continuación del tramo descrito, hay un segmento de ~28 m de espesor cubierto.

**ET-11:** Consiste en una sucesión de areniscas macizas (facies *Sm*) de grano medio a muy grueso, de color verde pardo, formando capas tabulares de espesor decimétrico (Figura 4.15C). Son clasto-soportadas y de selección moderada a mala. Su granulometría más común es arena media, encontrándose también de manera dispersa arena gruesa a muy gruesa e incluso grava fina subordinada, además de un 5-8% de matriz de fango. Usualmente se hallan niveles de pocos milímetros de espesor y reducida continuidad lateral, con arena muy gruesa como tamaño de grano moda, y con gradación normal hacia el dominio de arena media, definiendo una laminación horizontal difusa (Figura 4.15D). Los clastos son principalmente subangulosos, variando a angulosos y subredondeados, y mayormente esféricos, variando a subdiscoidales y subprismoidales (eje largo acorde a la estratificación), y corresponden a plagioclasa > líticos volcánicos intermedios y ácidos > minerales máficos > cuarzo. A continuación de esta sucesión, hay un tramo de ~230 m de espesor cubierto por depósitos de remoción en masa, dentro de los que se hallan bloques métricos de areniscas similares a las de este segmento, y de yeso, pertenecientes al tramo siguiente.

**ET-12:** Intercalaciones rítmicas entre paquetes de capas decimétricas de areniscas macizas (facies *Sm*) de grano medio a muy grueso, y estratos decimétricos de areniscas fangosas con lentes de calcita evaporítica (facies *Fl + Ec*), culminando hacia techo con una sucesión métrica de capas de yeso (facies *Eg*). Se caracteriza por presentar variaciones laterales de potencia y acuñamiento de capas (Figura 4.16A), y posee una tendencia general grano-decreciente, como muestra la sección estratigráfica construida para el tramo (Figura 4.16B).

Las capas de areniscas macizas (facies *Sm*) poseen formas tabulares, espesores de varios decímetros, y se caracterizan por tener selección moderada, con un ~7% de matriz fangosa. La primera capa expuesta tiene estructura maciza y arena gruesa a muy gruesa como granulometría principal. Las capas siguientes coinciden en una estructura mayormente maciza, pero con arena media como tamaño de grano dominante, y presentan numerosos niveles de pocos milímetros de espesor de arena muy gruesa (incluso grava fina subordinada) como tamaño modal, que gradan normalmente a los dominios de arena media (Figura 4.16C), definiendo una laminación difusa, análogamente a lo descrito en el tramo anterior. Los granos son subangulosos a subredondeados, subprismoidales a esféricos, y corresponden a feldespatos > líticos volcánicos intermedios y ácidos > minerales máficos, además de escaso cuarzo.



**Figura 4.16: Tramo ET-12 de la columna el Tapado.** **A)** Vista hacia el ENE de la sucesión sedimentaria de este tramo. Las flechas indican la base de un paquete de capas de *Fl + Ec*, con acuñamiento lateral. Hacia el fondo, se ven las mismas tobas de la Formación El Tapado referidas en la Figura 4.11A. **B)** Sección estratigráfica representativa del tramo, indicando las litofacies presentes y referencias a las siguientes secciones de la figura. **C)** Facies *Sm*, mostrando niveles de arena muy gruesa a grava fina (flechas) con gradación normal hacia dominios más continuos de arena media, que definen una laminación horizontal difusa. **D)** Areniscas fangosas (facies *Fl*) con lentes de calcita evaporítica (facies *Ec*).

Las capas de areniscas fangosas laminadas con lentes evaporíticos (facies *Fl + Ec*) tienen formas tabulares a lenticulares, con espesores desde pocos decímetros hacia la base hasta algunos metros hacia el techo. Las areniscas fangosas (*Fl*) tienen granos principalmente tamaño arena fina a muy fina, esféricos y subangulosos, y corresponden a feldspatos > minerales máficos (mayormente anfíbola) > líticos volcánicos intermedios > cuarzo, con un ~15% de matriz fangosa; se clasifican composicionalmente como feldsarenitas. Presentan laminación horizontal sinuosa fina, marcada por diferencias de contenido de los componentes descritos. Entre estas láminas se intercalan

numerosos lentes de calcita evaporítica (*Ec*) de 1-8 mm de grosor (Figura 4.16D), de color blanco y textura cristalina, conformada por agregados poligonales de grano fino. El tramo culmina con un paquete de varios metros de capas gruesas de yeso (facies *Eg*), con sedimentos finos subordinados.

#### 4.5.2. Asociaciones de facies

##### a) *ET-AF1: Ignimbritas macizas eutaxíticas riódacíticas*

**Definición:** Esta asociación de facies comprende los depósitos descritos en los tramos ET-1 y ET-3 (Figura 4.10), correspondientes a tobas de ceniza y lapilli macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), de composición dacítica a riolítica.

**Interpretación:** Estas ignimbritas son muy similares a las que dominan los afloramientos de la Formación El Tapado en el sector las Tetras (Subcapítulo 4.3), en términos de los rasgos que definen la facies *emLT* (maciza, mala selección, textura eutaxítica), y también en su composición dacítica a riolítica y gran espesor. Por ende, representan una expresión más occidental del volcanismo riódacítico de alta explosividad inferido para la asociación CA-AF1.

La elevada temperatura de las corrientes piroclásticas formadoras se revela en el alto grado de soldamiento y aplanamiento de *fiamme*, especialmente en el tramo ET-3 (Figura 4.11D). A esto se suman las evidencias de erosión termal de líticos en ambos segmentos, dadas por bordes cóncavos irregulares o rugosos.

##### b) *ET-AF2: Lavas andesítico-basálticas a andesíticas*

**Definición:** Esta asociación de facies agrupa los depósitos descritos en los tramos ET-2 y ET-4 (Figura 4.10), consistentes en lavas coherentes andesítico-basálticas a andesíticas (facies *cB* y *cA*).

**Interpretación:** Las facies volcánicas coherentes representan un volcanismo efusivo subaéreo (McPhie *et al.*, 1993), en este caso de composición andesítico-basáltica a andesítica. No se hallaron rasgos que indiquen un medio subacuático (lavas almohadilladas, hialoclastitas u otros). Su espesor es considerable a la escala de la columna, sobre todo en el tramo ET-2 (>100 m), pero se pierde lateralmente a pocos cientos de metros, lo que sugiere una alta proximidad al centro de emisión.

La composición andesítico-basáltica, bajo contenido de cristales y textura vesicular de estas lavas son indicativas de magmas de baja viscosidad. La textura amigdaloidal de las coladas de ET-2 guarda relación con el desarrollo de vesículas mencionado, generado por la exsolución de volátiles (H<sub>2</sub>O y CO<sub>2</sub>, principalmente) a modo de burbujas, que quedaron atrapadas en la lava al cristalizar. Posteriormente, la permeabilidad secundaria permitió el ingreso de fluidos subterráneos, a partir de los cuales precipitaron las zeolitas y calcita de las amígdalas. La disyunción columnar, en tanto, se atribuye a las tensiones internas generadas en las coladas de lava durante su contracción, formando sets de diaclasas perpendiculares a las superficies de enfriamiento (Cas & Wright, 1987).

En Ambiente de formación (Capítulo 5) se discute un probable origen para estas lavas, considerando el contexto estructural de la sucesión y su intercalación entre asociaciones de facies contrastantes (ET-AF1).

*c) ET-AF3: Calcilititas a calcarenitas, con areniscas subordinadas*

**Definición:** Esta asociación de facies engloba los depósitos descritos en el tramo ET-5 (Figura 4.10), consistentes en calcilititas a calcarenitas laminadas (facies *LI*), con intercalaciones menores de areniscas finas a areniscas fangosas laminadas (facies *FI*).

**Interpretación:** Se interpreta que esta asociación se formó en un ambiente lacustre carbonatado, controlado por la decantación de restos calcáreos biogénicos en suspensión desde un cuerpo de agua relativamente somero (Talbot & Allen, 1996). La ausencia de evidencias de acción del oleaje o facies palustres, y el desarrollo ubicuo de laminación fina sugieren que el nivel de agua se mantuvo con mínimas fluctuaciones, favoreciendo la decantación en condiciones de baja energía (Talbot & Allen, 1996).

El origen del barro micrítico se asocia mayormente a la disgregación de filamentos algáceos calcáreos (Nichols, 2009), mientras que los *pellets* suelen atribuirse a restos fecales de organismos sedimentívoros (Adams *et al.*, 1984). La intercalación de areniscas revela aportes menores de sedimentos siliciclásticos al lago, que también se aprecian a escala microscópica en los niveles de *mudstone*. Tales aportes fueron a una tasa lo suficientemente baja para que prevaleciera la sedimentación carbonatada (Nichols, 2009). Finalmente, el hallazgo de esquirlas de caída dispersas en la micrita de las *mudstones* revela actividad volcánica explosiva contemporánea.



*d) ET-AF4: Intercalaciones de areniscas macizas y fangolitas*

**Definición:** Esta asociación de facies contiene los depósitos descritos en el tramo CA-6 (Figura 4.10), correspondientes a intercalaciones centimétricas a decimétricas entre areniscas macizas (facies *Sm*) y fangolitas macizas (facies *Fm*) a laminadas (facies *Fl*).

**Interpretación:** Las intercalaciones centimétricas a decimétricas rítmicas entre niveles tamaño arena con gradación normal (facies *Sm*) y capas tamaño fango finamente laminadas a macizas (facies *Fl* y *Fm*), permiten interpretar estos depósitos volcanoclásticos como sedimentados por corrientes de turbidez en un ambiente lacustre profundo, a partir de aportes con bajo nivel de transporte previo (fluvial o aluvial). Se infiere que algunas capas de *Fm* pudieron formarse directamente por decantación de material fino en suspensión, suministrado al lago por vía fluvial o eólica.

Las corrientes de turbidez son uno de los principales mecanismos de transporte lejos de los márgenes de un lago, y forman sucesiones de capas finas de turbiditas gradadas (Nichols, 2009). En un contexto volcanoclástico, tales corrientes ejercen una segregación entre los cristales y líticos y la ceniza fina, tal que la fracción más densa y gruesa se deposita desde la cabeza y cuerpo del flujo como una capa maciza con gradación variable, y pasa gradualmente a depósitos finos de suspensión de la nube de arrastre (Cas & Wright, 1987).

Algunos niveles de *Sm* presentan mala selección, con fragmentos mayores tamaño grava fina, que corresponden a clastos pumíceos o tobáceos (Figura 4.12E y F). Esto se debe a los contrastes de densidad propios del material piroclástico, que hacen que una buena selección hidráulica no se traduzca en una buena selección granulométrica (Cas & Wright, 1987). El desarrollo de pliegues sinsedimentarios de pequeña escala en capas de *Fl* (Figura 4.12G) puede atribuirse a deslizamientos por efectos de pendiente (*slumps*), o a deformación inducida tectónicamente. Un origen como *slumps* es probable, dado el ambiente deposicional turbidítico, indicativo de una cuenca inestable (Elliott & Williams, 1988). Estos pliegues sinsedimentarios, sumado a la presencia de numerosas superficies erosivas irregulares (Figura 4.12E), apuntan a inestabilidades en la superficie de los depósitos producto de la pendiente, lo que usualmente está ligado a una sedimentación rápida.

El material volcanoclástico evidencia un transporte previo al ingreso al lago, principalmente por la reducción granulométrica de los fragmentos. Sin embargo, el nivel de transporte habría sido en general bajo, como indican los bajos grados de esfericidad y redondez, y la preservación común de vitroclastos. Algunos niveles, en que la preservación de las texturas piroclásticas de los fragmentos es excepcionalmente buena (cristales euhedrales, esquirlas y *fiamme* bien conservadas; Figura 4.12F), habrían sido sometidos esencialmente a transporte y resedimentación, con retrabajo mínimo o nulo (depósitos piroclásticos resedimentados, *sensu* Cas & Wright, 1987), lo que sugiere una deposición relativamente sineruptiva.

*e) ET-AF5: Intercalaciones de areniscas con rizaduras de oleaje y fangolitas laminadas*

**Definición:** Esta asociación de facies incluye los depósitos descritos en los tramos ET-7 y ET-8 (Figura 4.10), dominados por intercalaciones entre areniscas con rizaduras de oleaje (facies *Swr*) y fangolitas laminadas (facies *Fl*). También se incluyen depósitos piroclásticos resedimentados (facies *Sm*) y tobas de ceniza y lapilli macizas (facies *mLT*), que se intercalan subordinadamente.

**Interpretación:** La asociación de arenas con rizaduras de oleaje y fango laminado representa una alternancia de transporte traccional por flujos oscilatorios y decantación de fango desde suspensión, que puede ligarse a un ambiente lacustre somero (Nichols, 2009; Melchor *et al.*, 2012; Rajchl *et al.*, 2008). El moteado desarrollado en las fangolitas es común para este tipo de ambiente, y es atribuible a procesos pedogénicos (Tucker, 2003).

La toba de ceniza y lapilli maciza al inicio de esta asociación (tramo ET-7) se encuentra encerrada en base y techo por sucesiones lacustres de ambiente profundo y somero, respectivamente, por lo que su emplazamiento fue muy probablemente subacuático. Los ejemplos bien documentados de ignimbritas depositadas en caliente en ambientes subacuáticos son relativamente escasos, y se restringen a aguas someras (Cas & Wright, 1991). En el caso de esta roca, como evidencias de una probable deposición en caliente se tiene una foliación atribuida a soldamiento a escala mesoscópica, juveniles mayormente aplanados, y una fábrica de soldamiento incipiente a escala microscópica (PIM-107; Anexo B: Descripción petrográfica), parcialmente obliterada por texturas de recristalización y alteración pervasiva a esmectitas, carbonato y clorita.

Los depósitos piroclásticos resedimentados (facies *Sm*; Figura 4.13C) tienen un tamaño de grano grueso (arena media a grava fina) y preservan texturas piroclásticas en cristales y vitroclastos, lo que indica un escaso transporte o retrabajo, y apunta a una deposición relativamente sineruptiva. El carácter macizo de los depósitos se condice con la incapacidad del oleaje de formar estructuras sedimentarias, dado el tamaño de grano.

La arenisca maciza (facies *Sm*) en el límite superior (Figura 4.13E) se interpreta como producto de un flujo no confinado de inundación (*flash flood*), debido a un evento lluvioso esporádico capaz de generar un flujo cargado de sedimento, que al llegar a una planicie se expandió y descargó su material rápidamente, formando un depósito de marcada geometría tabular (facies de este tipo son mucho más comunes en las dos asociaciones de facies siguientes). Esto implica el desarrollo de un entorno subaéreo en la parte alta de esta asociación, coherente con el ambiente lacustre somero dominante. Dadas estas condiciones, es probable que la toba de ceniza y lapilli vítrea (facies *mLT*) intercalada entre esta arenisca y un depósito de *Swr + Fl* (Figura 4.13E) haya sido depositada en un ambiente subaéreo o subacuático de escasa profundidad.

f) *ET-AF6: Areniscas con rizaduras de oleaje, fangolitas y evaporitas, con intercalaciones de areniscas macizas*

**Definición:** Esta asociación de facies comprende los depósitos descritos en el tramo ET-8 (Figura 4.10), consistentes en sets de capas finas de areniscas con rizaduras de oleaje (facies *Swr*), fangolitas laminadas a macizas (facies *Fl* y *Fm*), y calcita evaporítica (facies *Ec*), entre los que se intercalan paquetes de capas tabulares de areniscas macizas (facies *Sm*).

**Interpretación:** La dupla deposicional *Fl + Swr* representa el mismo proceso interpretado para ET-AF5, mientras que la intercalación de numerosos niveles evaporíticos (*Ec*) determina un ambiente de lago salino para esta asociación, lo que involucra parámetros ambientales adicionales. Para formar un lago salino, la tasa de evaporación debe exceder el flujo de ingreso, lo que ocurre en climas áridos o semiáridos, y la cuenca debería estar hidrológicamente cerrada, o al menos el flujo de salida debe estar restringido (Eugster & Hardie, 1978).

Habrían prevalecido condiciones de baja energía en el lago, con fango laminado dominante, en relación de *wavy bedding* y *lenticular bedding* respecto a la arena (Figura 4.14C y D). Esta última

muestra rizaduras simétricas, variando a laminación sinuosa o estructura maciza en las distintas capas, probablemente asociadas a una influencia variable del oleaje en su sedimentación. En sectores, las capas tienen una geometría irregular y estructuras de corte y relleno, el fango es macizo e incluye fragmentos de arenisca semiconsolidada (Figura 4.14E). Esto se atribuye a un mayor grado de energía de las corrientes de densidad responsables de los aportes arenosos, siendo capaces de erosionar localmente depósitos previos; el estado semiconsolidado de la arena puede explicarse por la cristalización de carbonato autigénico, que habría funcionado como cemento.

Dado que la tasa de evaporación y, por ende, la precipitación química, son normalmente continuas, la producción de evaporitas depende mayormente de la frecuencia de aportes clásticos al lago (Hardie *et al.*, 1978). Estos, a su vez, podrían tener un control estacional con mayor flujo de sedimento en el invierno (Nichols, 2009), pero es más común que estén espaciados de manera bastante irregular (Hardie *et al.*, 1978). La última opción se considera más plausible para esta asociación de facies, ya que la disponibilidad de material volcanoclástico en el lago debió responder en mayor medida a la recurrencia de actividad volcánica explosiva cercana.

En cuanto a los paquetes de areniscas macizas (facies *Sm*), la marcada geometría tabular de las capas y los niveles normalmente gradados indican una deposición traccional mediante pulsos menguantes, a partir de flujos no confinados de alta energía (Benvenuti, 2003). La selección, redondez, esfericidad y composición de los granos de *Sm* apuntan a un transporte relativamente corto. Su estructura maciza a difusamente laminada se atribuye a una deposición rápida, ligada a factores como una alta concentración de sedimentos o a una abrupta pérdida de competencia del flujo. Por lo tanto, se interpretan como depósitos de flujos no confinados de inundación (*flash floods*), que habrían tenido lugar durante etapas de exposición subaérea.

Este escenario es consistente con la actividad de cursos fluviales efímeros durante grandes lluvias, ya que los aportes clásticos son abundantes, y el paso desde un flujo canalizado a uno expandido por una planicie involucra un quiebre importante en su dinámica, propiciando una rápida descarga sedimentaria. Sin embargo, no se descarta un origen aluvial, como podría ser el caso de porciones distales de abanicos aluviales, con sedimentación ligada a un alto régimen de flujo, similar a la inferida para la asociación QT-AF2.

g) *ET-AF7: Ignimbritas macizas eutaxíticas, andesíticas a dacíticas*

**Definición:** Esta asociación de facies incluye los depósitos descritos en el tramo ET-10 (Figura 4.10), consistentes en tobas de ceniza y lapilli macizas y eutaxíticas (facies *emLT*), de composición andesítica a dacítica.

**Interpretación:** Estos depósitos tienen menor potencia y un contenido de sílice más reducido respecto a los de ET-AF1. Se atribuyen a eventos eruptivos de menor envergadura y explosividad, asociados a un volcanismo andesítico-dacítico que venía registrándose desde las facies resedimentadas del tramo ET-6.

En este caso la deposición ocurrió en un medio subaéreo, lo que es consistente con la progresiva aridificación del ambiente indicada por las facies de lago salino y depósitos de inundación de la asociación ET-AF6.

h) *ET-AF8: Areniscas macizas, con intercalaciones de areniscas laminadas y evaporitas*

**Definición:** Esta asociación de facies engloba las rocas descritas en los tramos ET-11 y ET-12 (Figura 4.10), correspondientes a paquetes de areniscas macizas (*Sm*), intercalados con sets de capas finas rítmicas de areniscas fangosas laminadas (facies *Fl*) y evaporitas carbonatadas (facies *Ec*), y un depósito final grueso de yeso evaporítico (facies *Eg*).

**Interpretación:** Como en la asociación anterior, se infiere que las capas tabulares de areniscas macizas se habrían formado por flujos no confinados de inundación (*flash floods*) extendidos sobre una llanura en condiciones subaéreas. Los depósitos intercalados, compuestos por capas finas de areniscas fangosas laminadas y evaporitas carbonatadas (facies *Fl* y *Ec*), se interpretan como producto de sedimentación en lagos efímeros, en los que habría habido decantación de sedimento fino suspendido en eventos de inundación, y precipitación de carbonato de calcio potenciada por altas tasas de evaporación (Lowenstein & Hardie, 1985). Los depósitos de *flash floods* y de lagos efímeros constituyen una asociación característica de ambientes deposicionales áridos (Nichols, 2009). El paquete de capas de yeso con que culmina la columna representaría una etapa final prolongada de sedimentación química, en que una evaporación más avanzada permitió la precipitación de minerales más solubles.

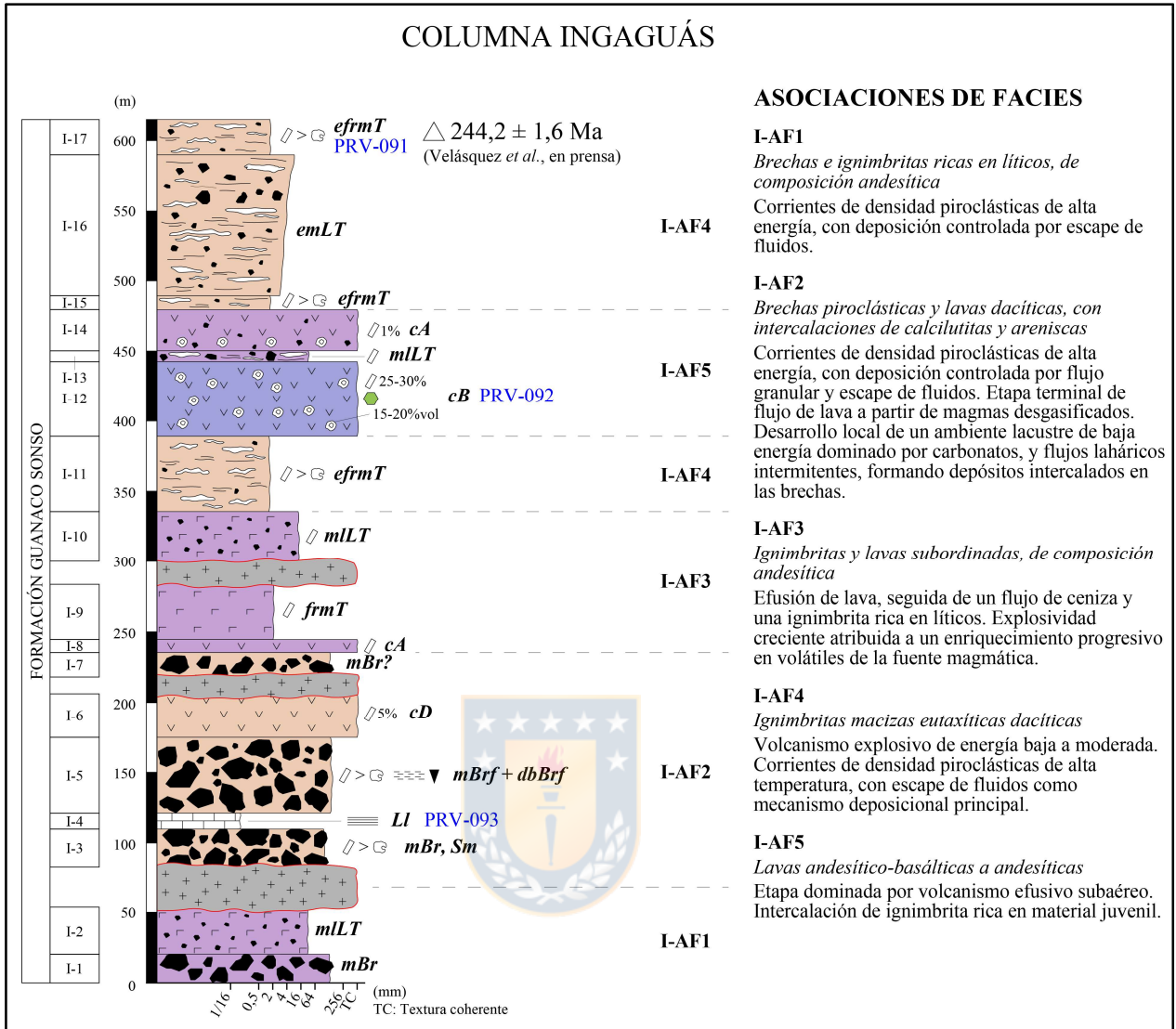
Los lagos efímeros son cuerpos de agua temporales formados en zonas desérticas a partir de lluvias intensas ocasionales capaces de activar ríos e inundar una cuenca, donde el sedimento fino suspendido decanta desde el agua estancada, y la evaporación avanzada propicia la precipitación de minerales (Nichols, 2009). Ciclos repetidos de inundación y evaporación resultan en una serie de duplas deposicionales de una capa de sedimento fino sobreyacida por un nivel evaporítico, de pocos milímetros a centímetros de espesor (Lowenstein & Hardie, 1985), como se observa en la asociación *Fl + Ec* (Figura 4.16D). La sinuosidad en la laminación de las areniscas fangosas puede ser atribuida a un retrabajo por parte del oleaje inducido por el viento en el cuerpo de agua somero (Hardie *et al.*, 1978).

#### 4.6. COLUMNA INGAGUÁS

La columna Ingaguás (Figura 4.17) fue levantada en la ladera este del valle del río Ingaguás, a la latitud de la quebrada Matusalén (Figura 2.3). Se constituye de rocas lávicas y piroclásticas principalmente, con escasos niveles sedimentarios, pertenecientes a la Formación Guanaco Sonso, formando un homoclinal que manta suavemente hacia el oeste. La sucesión se encuentra intruida por una serie de filones monzograníticos, que podrían corresponder a pulsos puntuales del magmatismo asociado al Complejo Plutónico Piuquenes, plutón que está en contacto con esta formación hacia el oeste a través de la falla Baños del Toro. Por el este, en tanto, la sucesión es cortada hacia techo por la intrusión de los Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio. A diferencia de las columnas anteriores, esta no cuenta con datos de la campaña de terreno efectuada para esta Memoria de Título, sino que fue levantada previamente por los geólogos del SERNAGEOMIN Miguel Ortiz y Ricardo Velásquez, y es parte de la carta Pisco Elqui-Río La Gloria y Paso del Agua Negra (Velásquez *et al.*, en prensa). El aporte de este trabajo es su empleo para el análisis de facies, asociaciones de facies y ambiente de formación.

##### 4.6.1. Descripción

**I-1:** Sobre una base cubierta, se expone un paquete de capas métricas de brechas piroclásticas macizas (facies *mBr*), con líticos principalmente volcánicos polimícticos. La composición juvenil se infiere como andesítica, aunque su determinación resulta difícil, dado que presenta una alteración de afinidad propilitica que le confiere un tono verdoso.



**Figura 4.17: Columna Ingaguás.** Hacia el lado izquierdo se encuentran los tramos de descripción y las facies correspondientes, y hacia el lado derecho las asociaciones de facies definidas. La leyenda y simbología de las columnas se encuentra en la Figura 1.3.

**I-2:** Sucesión de tobas de lapilli y ceniza macizas ricas en líticos (facies *mILT*). Los líticos tienen tonalidades claras y corresponden a intrusivos y tobas. Se encuentran envueltos en una matriz de vidrio fino de color gris, de composición aparentemente andesítica. El contacto entre este tramo y el siguiente se encuentra interrumpido por la intrusión de un filón monzogranítico.

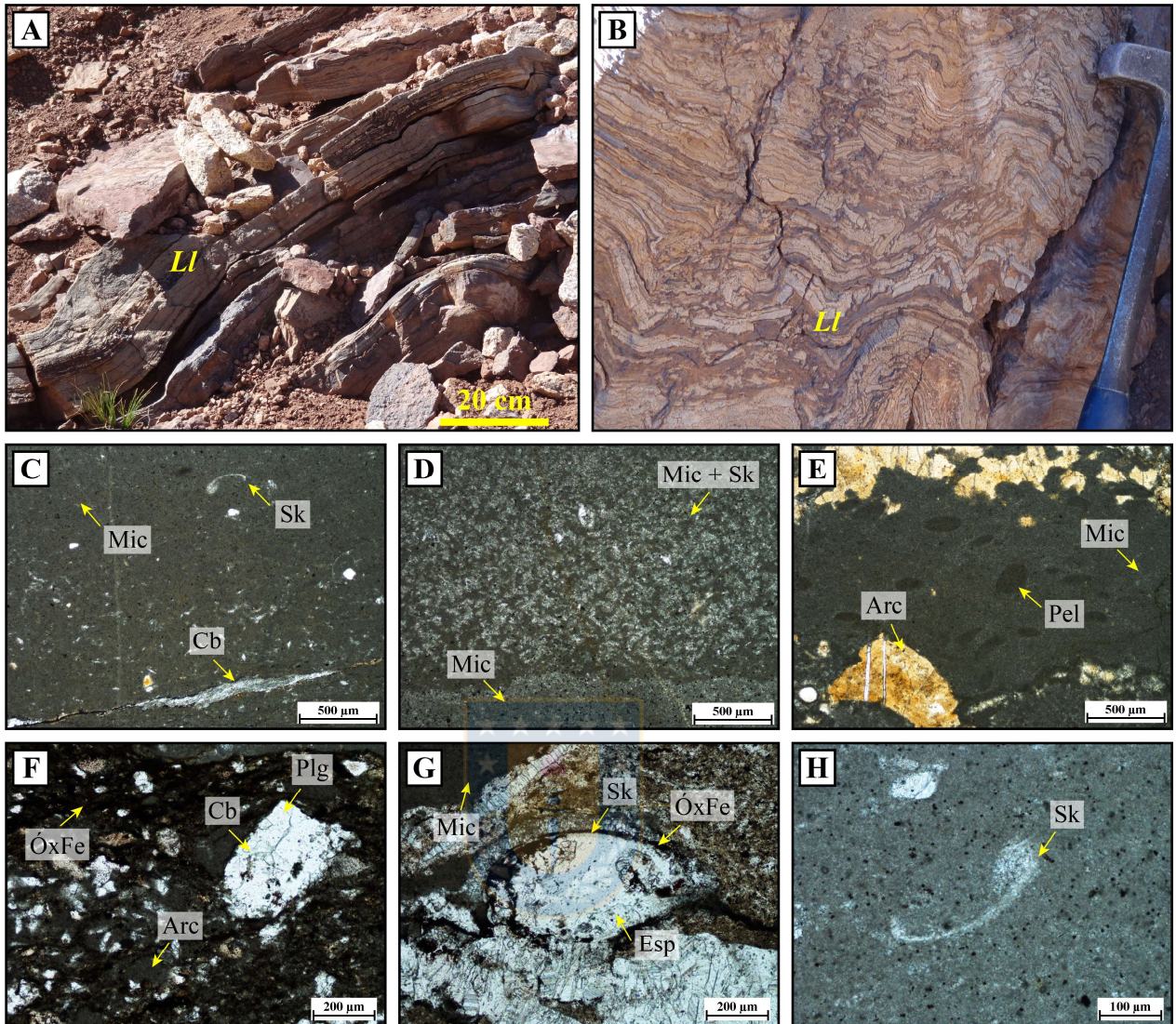
**I-3:** Corresponde a una brecha piroclástica maciza (facies *mBr*) de color rojizo, matriz-soportada, con clastos decimétricos a centimétricos de intrusivos ácidos. Presenta intercalaciones de areniscas finas a medias de color gris (facies *Sm*).

**I-4:** Calcilititas y calcarenitas subordinadas, con laminación planar horizontal (facies L1) (Figura 4.18A y B). Se disponen en capas muy bien estratificadas de geometría tabular a lenticular, de ~4-30 cm de espesor, conformando un set continuo de ~11 m de potencia. La laminación es fina, regular y bien desarrollada, con niveles de ~3-8 mm de grosor. En general, muestran una fuerte deformación interna, evidenciando plegamientos, fracturas, disgregaciones y desplazamiento interno de capas (Figura 4.18B).

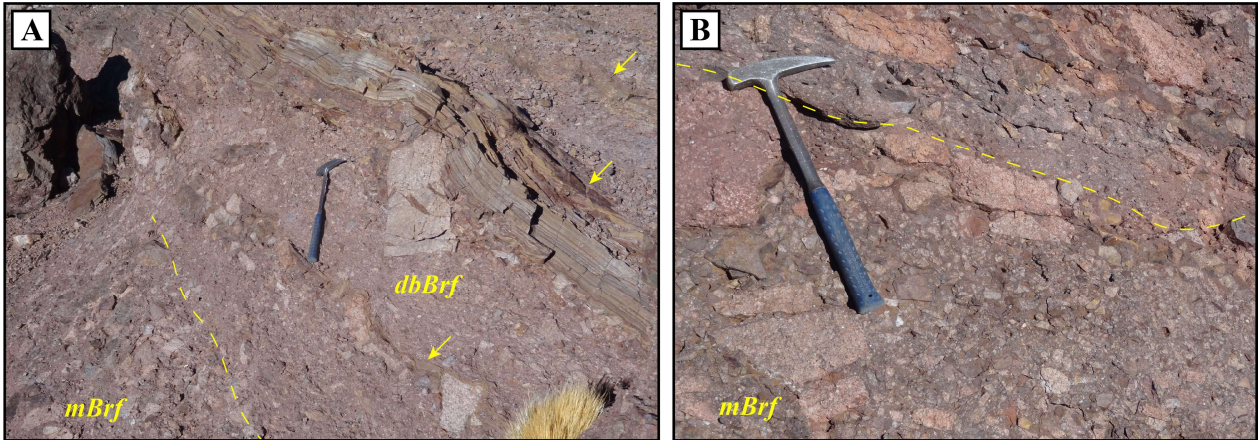
Este tramo cuenta con la descripción del corte transparente PRV-093 (Anexo B: Descripción petrográfica), correspondiente a una *mudstone*, lo que ha permitido profundizar en su textura y composición. Bajo el microscopio, se observa que se compone de láminas milimétricas con límites netos a gradacionales, con marcadas variaciones en sus componentes. La mayor parte de ellos posee barro micrítico como componente principal, acompañado de una proporción escasa a abundante de fragmentos esqueléticos y *pellets*, además de arcillas (Figura 4.18C, D y E). Otros niveles subordinados están dominados por detritos de cristales y líticos tamaño arena fina, parcialmente orientados, en una matriz arcillosa (Figura 4.18F). Los fragmentos esqueléticos observados consisten en restos de valvas muy pequeñas y delgadas, en las que se distinguen relictos de articulaciones con las valvas faltantes (Figura 4.18G y H). Teniendo en cuenta su tamaño, forma y grosor, se considera que pertenecen muy probablemente al grupo de los conchostracos u ostrácodos, no siendo posible determinar taxones más precisos.

**I-5:** Agrupa una sucesión de brechas a brechas tobáceas con fábrica orientada, macizas (facies *mBrf*) a difusamente estratificadas (facies *dbBrf*). Su espesor es decimétrico a métrico, y son principalmente matriz-soportadas, con algunos dominios clasto-soportados. En términos generales, tienen mala selección, pero mejor que la de las brechas en los tramos anteriores. La facies más común corresponde a *mBrf*, caracterizada por su carácter macizo y una fábrica orientada de bloques y lapilli con su eje largo subparalelo al plano de estratificación (Figura 4.19). De manera más local, se intercala la facies *dbBrf*, que además de la fábrica señalada desarrolla estratificación difusa (Figura 4.19A). En ambas facies, se observan patrones de gradación inversa a lo largo de las capas, definidos por la proporción y tamaño de líticos (Figura 4.19).





**Figura 4.18: Tramo I-4 de la columna Ingaguás.** A) Afloramiento de calcilitas y calcarenitas con laminación planar, evidenciando plegamientos internos. B) Fracturamiento y disgregación de niveles carbonatados. C) Nivel de *mudstone*, con micrita (Mic) abundante y restos esqueléticos (Sk) dispersos, cortado por una vetilla de carbonato (Cb). LPP. D) Lámina enriquecida en restos esqueléticos, sobre una de micrita dominante. LPP. E) Nivel de micrita con *pellets* (Pel), entre láminas de arcillas (Arc) parcialmente recristalizadas. LPP. F) Lámina enriquecida en componentes siliciclásticos, con cristales de plagioclasa (Plg) pseudomorfizados por carbonato, en una matriz de arcilla alterada a óxidos de hierro (ÓxFe). LPP. G) Concha delgada (reemplazo por óxidos de hierro) rellena con esparita (Esp). La valva superior es circundada por otro relleno de esparita, cristalizada perpendicular a ella. LPP. H) Valva delgada, conservando relictos de su zona de articulación con la valva faltante. LPP.



**Figura 4.19: Tramo I-5 de la columna Ingaguás. A)** Parte inferior del tramo, exhibiendo brechas a brechas tobáceas macizas (*mBrf*) a difusamente estratificadas (*dbBrf*). Las capas de la última facies presentan clastos más grandes acumulados hacia techo (gradación inversa), y están coronadas por niveles irregulares de calcilutitas (flechas). En la parte izquierda de la imagen, la fábrica de los clastos se torna subvertical, debido a la acomodación en torno a un clasto métrico (ausente). **B)** Brechas de la facies *mBrf* en la parte superior del tramo. Se aprecia una fábrica generalizada subparalela a la estratificación y gradación inversa irregular de líticos.

Composicionalmente, se reconocen líticos juveniles centimétricos a decimétricos (~5-15%) y cristales (~5-10%) de plagioclasa ~ cuarzo, envueltos en una matriz de vidrio fino (5-40%) de color rojizo, producto de hematización; considerando que parte del cuarzo puede provenir de los bloques intrusivos, la composición del material juvenil se infiere como dacítica. Los líticos constituyen el 35-80% del volumen de los depósitos, y son de tipo intrusivos ácidos principalmente (promedio ~9 cm, máximo ~50 cm), seguidos por lávicos intermedios grises a rojizos (promedio ~6 cm, máximo ~1 m), y tobáceos ácidos de manera subordinada. En la parte inferior del tramo, las capas se encuentran usualmente coronadas por niveles estratificados de ~3-25 cm de espesor de calcilutitas, muy similares a las del tramo anterior (Figura 4.19A). Estos tienen formas tabulares a irregulares, presentan cambios bruscos de espesor, y en sectores se mezclan parcialmente con la matriz vítrea, rodeando a los fragmentos líticos.

**I-6:** Paquete de lavas dacíticas coherentes (facies *cD*) de color rojo y textura afanítica a levemente porfídica, con pequeños y escasos fenocristales de plagioclasa (~5%). Hacia techo, se encuentra intruida por un filón monzogranítico de grano medio, que también afecta a la capa siguiente.

**I-7:** Brecha volcánica a volcano-sedimentaria de color blanco anaranjado, con líticos volcánicos fuertemente silicificados. En sectores, presenta clastos métricos de intrusivos levemente

brechizados. Posee un alto grado de alteración en matriz y líticos, por lo que se asigna a la facies *mBr* con un grado de incerteza.

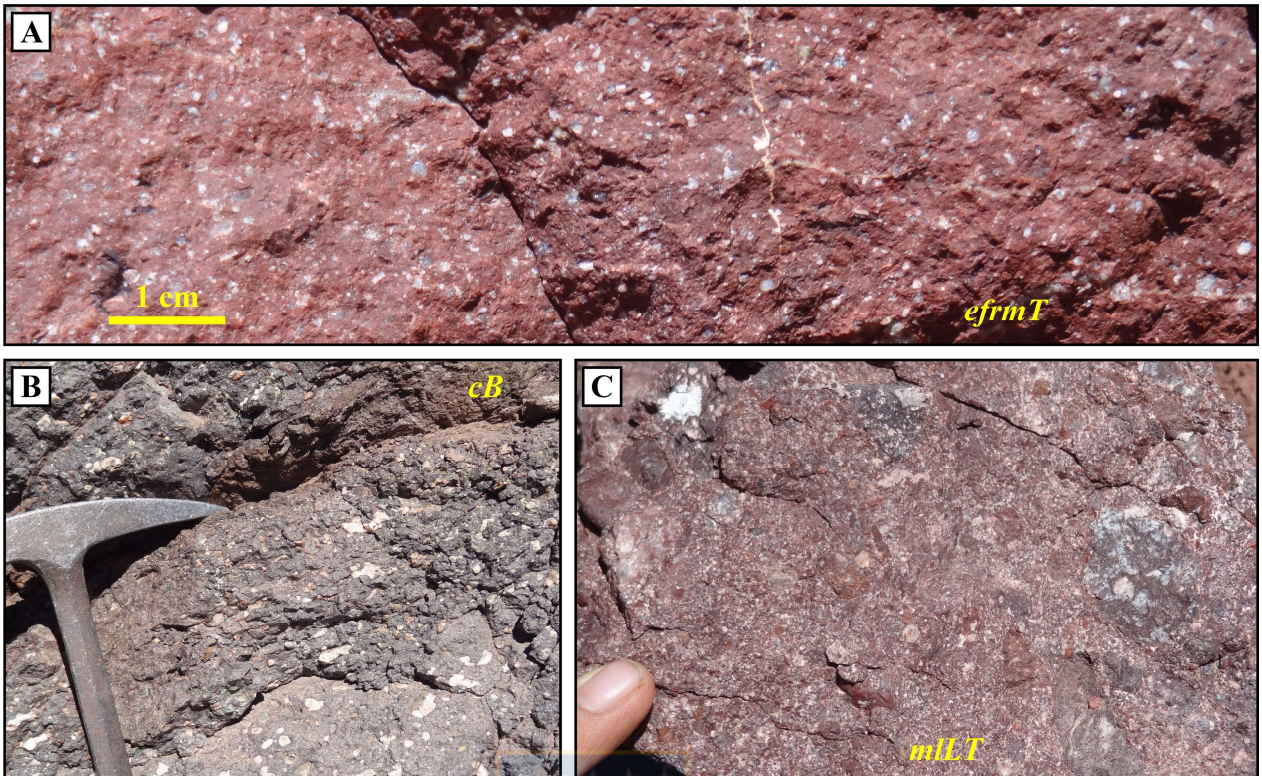
**I-8:** A lo anterior sobreyace una lava andesítica coherente (facies *cA*) de color gris oscuro verdoso, con escasos fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental afanítica.

**I-9:** Se conforma de tobas de ceniza vítreas, macizas y ricas en vidrio fino (facies *frmT*), de color gris a negro. Contienen un 30-35% de cristales de plagioclasa, inmersos en una matriz de vidrio fino, y su composición se infiere como andesítica. El contacto con el tramo superior no se observa debido a la intrusión de un filón monzogranítico, el cual es de grano grueso y presenta vetillas enjambradas de epidota y calcita.

**I-10:** Sobre el filón se hallan tobas de lapilli y ceniza ricas en líticos (facies *mLLT*) de color gris, con clastos de 2-3 cm de tono pardo rojizo y cristales de plagioclasa en la matriz.

**I-11:** Tobas de ceniza vítreas, macizas, eutaxíticas y ricas en vidrio fino (facies *efrmT*), de color rojizo y composición dacítica (Figura 4.20A). Contienen un 25-35% de cristales de hasta 3 mm, de plagioclasa > cuarzo, junto con *fiamme* (5-10%) de hasta 1 cm de largo, en una matriz de vidrio fino y esquirlas moderadamente soldadas, con hematitización avanzada.

**I-12:** Paquete de lavas coherentes basálticas a andesítico-basálticas (facies *cB*) de color gris verdoso, con textura amigdaloidal. En sectores, alcanzan un ~15-20%vol de vesículas y amígdalas de calcita, zeolitas y arcillas (Figura 4.20B), mientras que otros dominios son más cristalinos y menos vesiculares. Su composición se infiere como basáltica a andesítica-basáltica, dado su índice de color y la presencia de fenocristales de olivino (4-13%). La descripción del corte transparente PRV-092 (Anexo B: Descripción petrográfica) denota la presencia de clinopiroxeno como mineral máfico predominante, y el desarrollo de textura subofítica a intersertal.



**Figura 4.20: Tramos superiores de la columna Ingaguás.** A) Toba de ceniza vítrea de la facies *efrmT* en el tramo I-11, mostrando cristales de plagioclasa y cuarzo en una matriz vítrea abundante. Esta facies se repite en los tramos I-15 e I-17, manteniendo su composición. B) Lavas amigdaloidales de composición andesítico-basáltica a basáltica del tramo I-12 (facies *cB*). Las amígdalas son de calcita, zeolitas y arcillas. C) Toba de lapilli y ceniza de la facies *mLT*, tramo I-13.

**I-13:** Toba de lapilli y ceniza rica en líticos (facies *mLT*) de color rojo. Contiene un 30-40% de líticos (Figura 4.20C), dentro de los cuales la población mayoritaria es de tipo andesítica monomítica de color rojo a negro violáceo, comúnmente difícil de distinguir de la matriz, con tamaños desde pocos milímetros a  $\sim 4$  cm, formas alargadas a equidimensionales, bordes redondeados, y con contenido variable de fenocristales de plagioclasa; debido a estas características, se consideran juveniles. En menor medida, se reconocen líticos accidentales o accesorios de tipo volcánico intermedio a ácido, más pequeños (hasta 1 cm) y con bordes angulosos. Estos se encuentran inmersos en una matriz vítrea leve a moderadamente soldada y con una fuerte hematización (al igual que los juveniles), la que también alberga abundantes cristales fragmentales de plagioclasa (25-35%) de 1-3 mm, comúnmente orientados rodeando a los fragmentos mayores.

**I-14:** Paquete de lavas andesíticas coherentes (facies *cA*) de color gris negro, con textura levemente porfídica (~1% de fenocristales de plagioclasa). Contienen líticos aislados, más abundantes hacia la base, y también en su parte inferior presentan amígdalas de calcita.

**I-15:** Toba de ceniza vítrea, maciza, eutaxítica y rica en vidrio fino (facies *efrmT*) de color rojizo, muy similar a las de I-11. Contiene líticos angulosos aislados de hasta 3 mm, de tipo volcánico intermedio a básico.

**I-16:** Paquete potente de tobas de lapilli y ceniza macizas y eutaxíticas (facies *emLT*) de color gris, con tonos de alteración verdes a azules. Incluyen líticos de longitudes máximas de ~15 mm y moda de ~5 mm, mostrando una tendencia creciente hacia los niveles superiores; corresponden a líticos lávicos afaníticos intermedios a básicos y, en menor medida, sienograníticos. También contienen *fiamme* de 3-4 mm de largo y ~1 mm de ancho, además de cristales, que se encuentran pervasivamente alterados o transformados en vidrio; todo lo anterior envuelto por una matriz de vidrio fino. En sectores, se observan niveles alterados de color blanco a celeste, ricos en sílice criptocristalino.

**I-17:** Tobas de ceniza vítreas, macizas, eutaxíticas y ricas en vidrio fino (facies *efrmT*), de color rojizo. Son muy similares a las de I-11 e I-15 y, al igual que en este último, incluyen líticos angulosos aislados de hasta 3 mm, de tipo volcánico intermedio a básico. El tramo cuenta con la descripción del corte transparente PRV-091 (Anexo B: Descripción petrográfica), que profundiza en las texturas de los cristales, *fiamme* y esquirlas vítreas. Este segmento es el más joven de la presente columna, previo al contacto por intrusión con los Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio; por ende, para constreñir la edad de la sucesión, una muestra de las tobas fue datada mediante U-Pb en circón, entregando una edad de  $244,2 \pm 1,6$  Ma (Velásquez *et al.*, en prensa).

#### 4.6.2. Asociaciones de facies

a) *I-AF1: Brechas e ignimbritas ricas en líticos, de composición andesítica*

**Definición:** Esta asociación de facies incluye los depósitos descritos en los tramos I-1 e I-2 (Figura 4.17), correspondientes a brechas piroclásticas macizas (facies *mBr*) y tobas de lapilli y ceniza macizas ricas en líticos (facies *mLLT*), de composición andesítica.

**Interpretación:** Se interpretan como facies proximales asociadas a un volcanismo andesítico explosivo, precursor de corrientes de densidad piroclásticas de alta energía. La estructura maciza y mala selección tanto de la brecha (*mBr*) como de la toba de lapilli y ceniza (*mLLT*) señalan al escape de fluidos como control deposicional dominante (Branney & Kokelaar, 2002; Sulpizio & Dellino, 2008).

*b) I-AF2: Brechas piroclásticas y lavas dacíticas, con intercalaciones de calcilutitas y areniscas*

**Definición:** Esta asociación de facies comprende los depósitos descritos en los tramos I-3 a I-7 (Figura 4.17), dominados por brechas piroclásticas macizas (facies *mBr*), y brechas piroclásticas macizas a difusamente estratificadas con fábrica orientada (facies *mBrf* + *dbBrf*), de composición dacítica. También se incluyen lavas dacíticas (facies *cD*), y depósitos locales de calcilutitas a calcarenitas laminadas (facies *LI*) y areniscas macizas (facies *Sm*), intercalados en las brechas.

**Interpretación:** Dadas sus características, se infiere que las facies brechosas de los tramos I-3 e I-5 habrían formado a partir de corrientes de densidad piroclásticas de alta energía con partes inferiores concentradas, en que el mecanismo de soporte y, por ende, de deposición, está controlado por componentes variables entre escape de fluidos y flujo granular (Branney & Kokelaar, 2002). En I-3, la estructura maciza, muy mala selección y ausencia de fábricas apuntan a un mayor control del escape de fluidos, probablemente potenciado por la abundante matriz vítrea. En tanto, I-5 tiene dominios mejor seleccionados, una fábrica orientada de líticos con su eje largo paralelo a la estratificación, y desarrollo en algunos sectores de estratificación difusa (asociación *mBrf* + *dbBrf*), lo que indica una influencia mayor de la componente de flujo granular, a través del cizalle y transferencia de energía entre los clastos.

En I-5, se observan patrones de gradación inversa a escala decimétrica, definidos por el tamaño de los líticos y su proporción respecto a la matriz (Figura 4.19). La gradación inversa puede deberse a procesos combinados de tamizaje y presión cinéticas (*kinetic sieving* y *kinematic squeezing*), que operan en flujos cuya parte basal está dominada por flujo granular (Sulpizio & Dellino, 2008). Esto sugiere que la corriente formadora habría funcionado mediante pulsos sucesivos, tal que en cada uno el transporte pudo proseguir hasta que las fuerzas de impulso fueron sobrepasadas por las de

fricción y el conjunto se detuvo *en masse*, como propone el modelo pulsativo de Sulpizio & Dellino (2008).

En cuanto a los niveles sedimentarios intercalados en los depósitos piroclásticos, las areniscas de I-3 (facies *Sm*) pueden atribuirse a eventos laháricos intermitentes durante la actividad piroclástica, probablemente mediante flujos hiperconcentrados, como sugiere el carácter macizo y clasto-soportado de los depósitos, y la ausencia de estructuras erosivas locales (Smith & Lowe, 1991). Por su parte, para los niveles de calcilitas en I-5, asociados a la sedimentación lacustre de I-4 (ver abajo), se infiere que habrían sido removidos por la corriente de densidad piroclástica en estado semiconsolidado (como sugiere su mezcla parcial con la matriz vítrea de las brechas), y transportados en la parte superior de cada pulso por efectos de boyancia, lo que es coherente con su asociación a niveles de clastos más gruesos (Figura 4.19A).

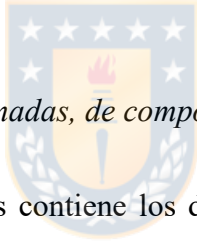
La sucesión carbonatada de la facies *Ll* (tramo I-4) representa un subambiente local dentro de esta asociación. Corresponde a un sistema lacustre de baja energía dominado por decantación de restos calcáreos biogénicos, principalmente micrita, muy similar a aquel desarrollado con más amplitud en la columna el Tapado (asociación ET-AF3). Se reconocen escasos aportes terrígenos a modo de láminas finas de fango y arena dentro de las *mudstones* (Figura 4.18E y F), que también se habrían acumulado desde suspensión. Las proporciones variables de fragmentos esqueléticos entre láminas micríticas (Figura 4.18C y D) apuntan a cambios recurrentes en las condiciones ambientales que controlan la proliferación de carbonatos biogénicos. El tamaño reducido, forma simétrica y grosor muy delgado reconocido en las valvas (Figura 4.18C y D) son característicos de organismos calcáreos de agua dulce. Se considera que pertenecen muy probablemente al grupo de los conchostracos u ostrácodos, no siendo posible determinar taxones más precisos. No obstante, tanto conchostracos como ostrácodos son comunes en cuencas continentales lacustres de fondo poco profundo (Gallego & Breitzkreuz, 1994). Finalmente, la deformación dúctil-frágil observada en estas capas se atribuye a un proceso post-litificación, en que la reología de las calizas habría facilitado su plegamiento y posterior fragmentación.

Las lavas dacíticas del tramo I-6 podrían representar un evento terminal asociado a la etapa de alta explosividad registrada en las brechas subyacentes. La erupción de estas últimas pudo involucrar la exsolución de la mayor parte de los volátiles disponibles y dejar un magma relativamente

desgasificado en la cámara, facilitando una etapa posterior de extrusión de manera coherente, como se ha documentado en centros volcánicos recientes (Cas & Wright, 1987).

La interpretación del tramo I-7 es compleja, debido al alto grado de alteración de la matriz y líticos. Considerando su caracterización como facies piroclástica (*mBr*), sería representativa de una etapa póstuma de volcanismo explosivo. Sin embargo, no se puede descartar que se trate de un depósito volcano-sedimentario, ligado a un evento lahárico tipo avalancha de detritos o flujo de detritos, comunes en un contexto volcánico proximal (Smith & Lowe, 1991).

En síntesis, se considera que los productos volcánicos dacíticos que conforman esta asociación representan la evolución desde una etapa de volcanismo explosivo de alta energía (brechas) hacia una de efusión de lavas, probablemente ligada a una intensa desgasificación de la fuente magmática. Los sedimentos carbonatados intercalados en las brechas se interpretan como un subambiente lacustre local de baja energía, mientras que los niveles de areniscas podrían ser producto de flujos laháricos.



c) *I-AF3: Ignimbritas y lavas subordinadas, de composición andesítica*

**Definición:** Esta asociación de facies contiene los depósitos descritos en los tramos I-8 a I-10 (Figura 4.17), correspondientes a una lava andesítica (facies *cA*), una toba de ceniza maciza rica en finos (facies *frmT*), y una toba de lapilli y ceniza maciza rica en líticos (facies *mLT*), las dos últimas también de composición andesítica.

**Interpretación:** La facies *frmT* consiste en una toba de ceniza con estructura maciza, mala selección, abundante matriz vítrea y líticos escasos a ausentes, los que no superan el tamaño ceniza gruesa. La estructura maciza y mala selección indican que el escape de fluidos fue el control deposicional dominante, lo que puede atribuirse a la abundante fracción fina (baja permeabilidad) o a un elevado contenido de gases en la corriente (Sulpizio & Dellino, 2008). Por lo tanto, esta facies se interpreta como un equivalente de menor energía de la facies *mLT*, es decir, una ignimbrita formada a partir de una corriente de densidad piroclástica empobrecida en líticos, cuyo control deposicional principal es el escape de fluidos desde el depósito en agradación.



Esta asociación de facies está ligada a un volcanismo andesítico principalmente explosivo, de menor energía respecto a I-AF1. Involucra una etapa breve de efusión de lava (*cA*), seguida por una ignimbrita empobrecida en líticos (*frmT*), y una ignimbrita enriquecida en líticos (*mLT*). Esta evolución se atribuye a un enriquecimiento progresivo en volátiles de la fuente magmática, probablemente asociado a inyección de magma juvenil, capaz de inducir la transición desde efusividad a explosividad creciente.

*d) I-AF4: Ignimbritas macizas eutaxíticas dacíticas*

**Definición:** Esta asociación de facies incluye los depósitos descritos en el tramo I-11 y los tramos I-15 a I-17 (Figura 4.17), consistentes en tobas de ceniza macizas ricas en finos (facies *frmT*), y tobas de lapilli y ceniza macizas y eutaxíticas (facies *emLT*).

**Interpretación:** Las ignimbritas dacíticas de esta asociación registran un volcanismo explosivo de energía baja a moderada, generador de corrientes de densidad piroclásticas de alta temperatura cuyo control deposicional principal fue el escape de fluidos desde el depósito en agradación.

Como se planteó en la asociación I-AF3, se considera que la facies *frmT* tiene un origen muy similar al de la facies *mLT*, pero a partir de corrientes de densidad piroclásticas de baja energía, como indica su baja proporción y tamaño de líticos. En esta asociación, se suma el reconocimiento de una fábrica eutaxítica (facies *efrmT*), con *fiamme* de pocos milímetros de largo y soldamiento moderado, como se aprecia en el corte transparente PRV-091 (Anexo B: Descripción petrográfica), lo que apunta a una alta temperatura de las corrientes formadoras.

La facies *emLT* en el tramo I-16 se caracteriza por presentar gradación inversa de líticos, que puede estar relacionada a un incremento en la competencia de la corriente de densidad piroclástica formadora, o a una disponibilidad creciente de líticos más grandes, por ejemplo, debido a un colapso de la fuente o a avalanchas de rocas proximales (Branney & Kokelaar, 2002).

e) *I-AF5: Lavas andesítico-basálticas a andesíticas*

**Definición:** Esta asociación de facies engloba los depósitos descritos en los tramos I-12 a I-14 (Figura 4.17), correspondientes a lavas coherentes andesítico-basálticas a andesíticas (facies *cB* y *cA*), y una toba de lapilli y ceniza maciza rica en líticos (facies *mLLT*), intercalada entre ellas.

**Interpretación:** Esta asociación representa una etapa de volcanismo efusivo andesítico-basáltico a andesítico, con un episodio explosivo subordinado representado por la facies *mLLT*. Marca un contraste importante en términos de composición y estilo eruptivo respecto a los depósitos de I-AF4 que la encierran, por lo que se infiere que es probable que estas asociaciones hayan estado vinculadas a más de un centro eruptivo en relativa proximidad, posiblemente alimentados desde fuentes distintas.

La textura coherente de las lavas implica un ambiente subaéreo (McPhie *et al.*, 1993), en tanto el desarrollo de vesículas se relaciona a un alto grado de exsolución de volátiles, que quedaron atrapados como burbujas al cristalizar la lava. Localmente, el flujo lávico tuvo la energía suficiente para remover e incluir líticos volcánicos desde el sustrato (tramo I-14).

Por su parte, el episodio explosivo (facies *mLLT*, tramo I-13) se asocia a un mayor contenido de volátiles en el magma al momento de la erupción. El depósito de lapilli y ceniza macizo y mal seleccionado generado indica una deposición rápida controlada por escape de fluidos, a partir de una corriente de densidad piroclástica de alta concentración en su parte basal (Branney & Kokelaar, 2002). Las diferencias de forma, textura, color y contenido de fenocristales de los líticos juveniles sugieren una variabilidad en el comportamiento reológico del magma, que podría asociarse a una zonación de la cámara magmática (Hernando *et al.*, 2019).

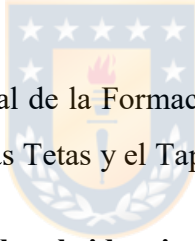
## 5. AMBIENTE DE FORMACIÓN Y CORRELACIONES

La Figura 5.1 muestra el esquema estratigráfico compuesto a partir de las columnas levantadas en el área de estudio. En él se aprecian los productos volcánicos y ambientes sedimentarios que caracterizan a las formaciones El Tapado y Guanaco Sonso en las distintas localidades. En el caso del sector las Tetas, existe un intervalo sin información estratigráfica entre las columnas colina Arcoíris y quebrada las Tetas, estimado en ~200 m. La columna integrada de la localidad presente en el esquema estratigráfico se confeccionó acorde a los criterios expuestos en el Anexo C: Construcción de la columna integrada sector las Tetas.

En los párrafos siguientes se presentan interpretaciones ambientales para las formaciones El Tapado y Guanaco Sonso, a partir de la estratigrafía realizada y su contextualización a escala regional.

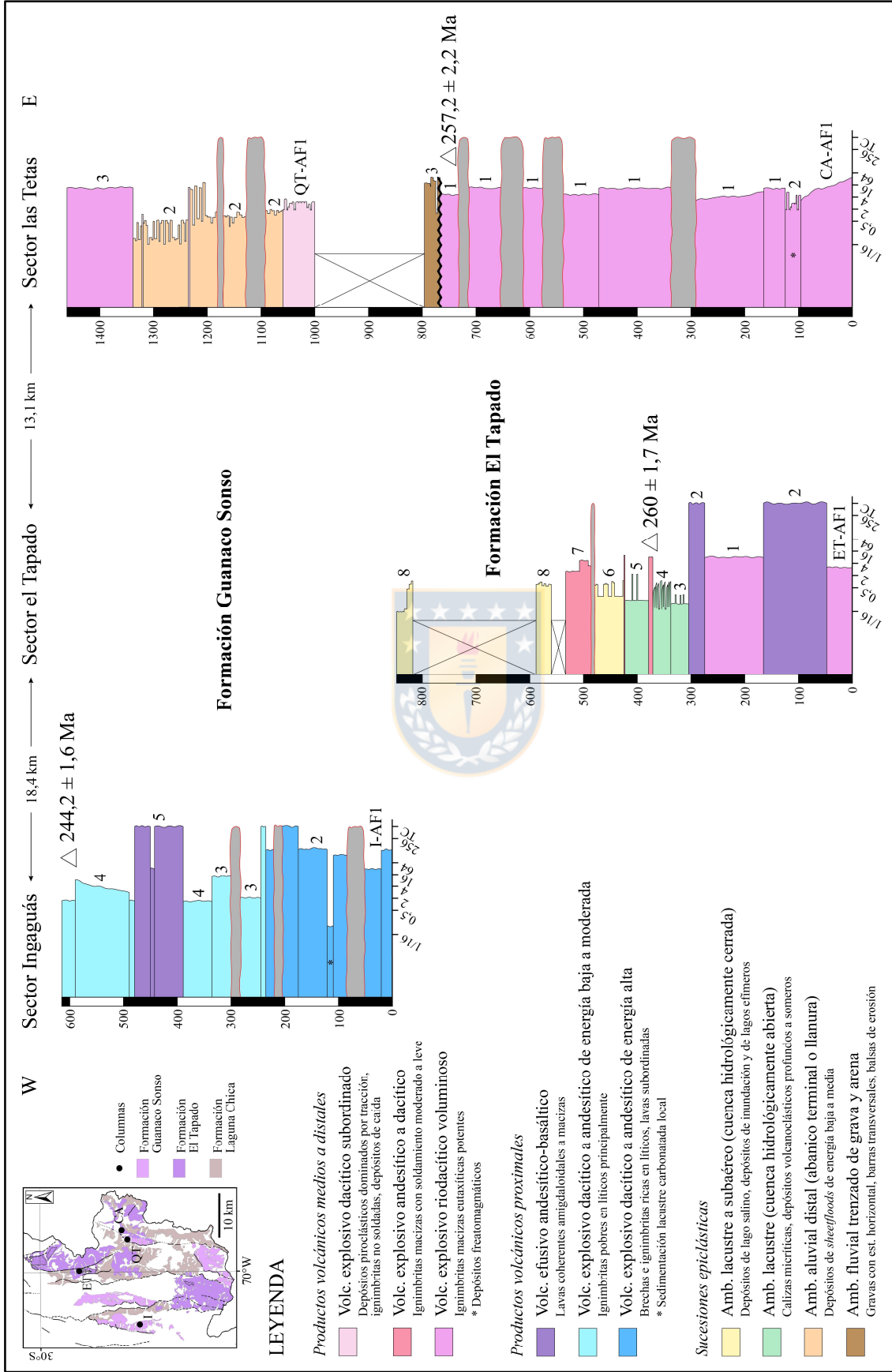
### 5.1. FORMACIÓN EL TAPADO

Se analiza la evolución paleoambiental de la Formación El Tapado, de manera conjunta para las dos localidades estudiadas (sectores las Tetas y el Tapado).

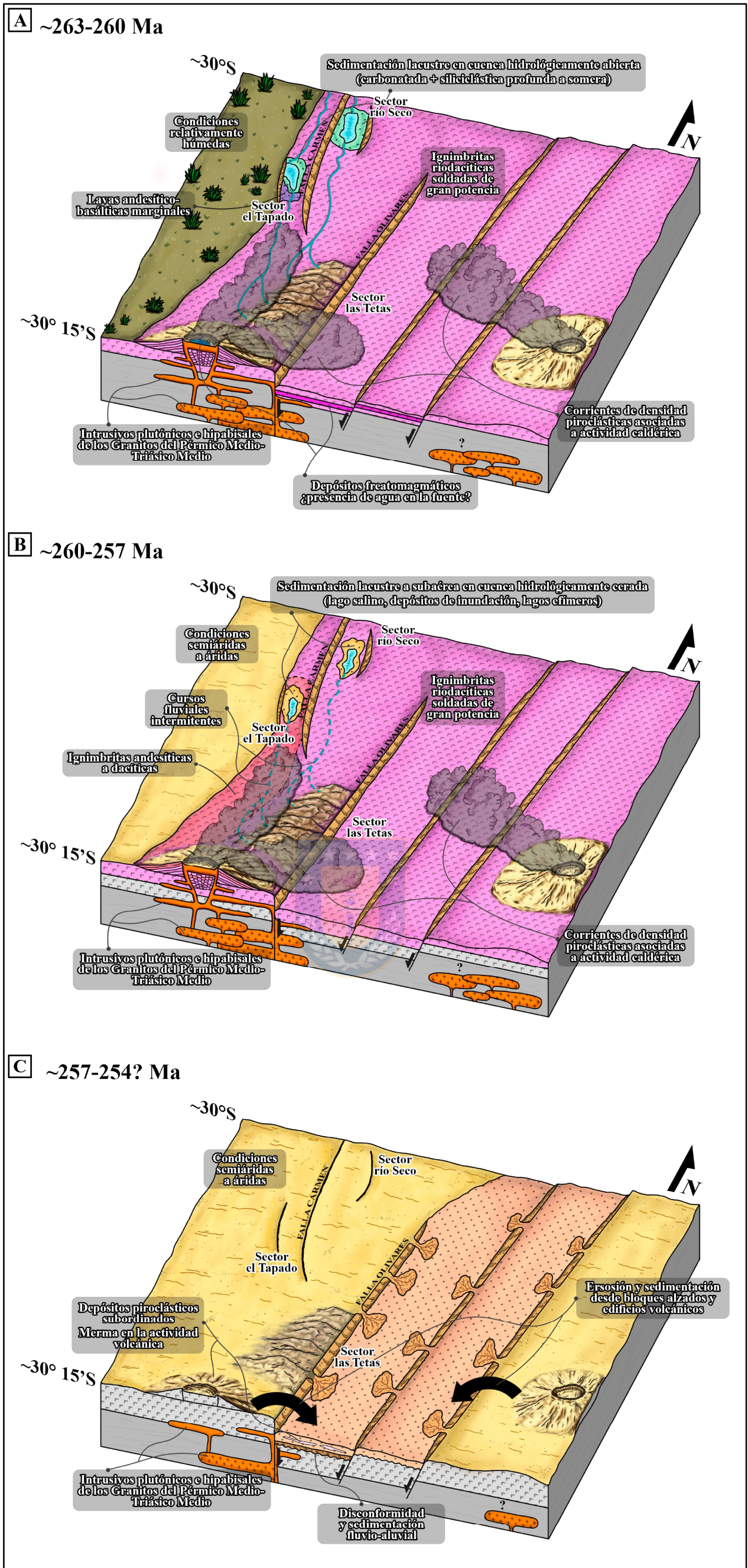


#### 5.1.1. Contexto tectónico-estructural: subsidencia asociada a extensión

En el área de estudio, en los sectores proximales a la falla Olivares se reconoce el mayor espesor acumulado de la Formación El Tapado, que se concentra en el bloque colgante hacia el este. Dicho espesor decrece considerablemente del lado occidental de la estructura, a tal punto que, en el sector Inaguás, la unidad está ausente y la Formación Guanaco Sonso se dispone directamente en discordancia sobre la Formación Laguna Chica (Figura 2.3). Lo anterior sugiere que la falla Olivares pudo haber tenido un rol importante en la generación de espacio de acomodación para estas sucesiones, mediante subsidencia ligada a extensión durante el Pérmico, como se ilustra en el esquema paleoambiental de la Figura 5.2.



**Figura 5.1: Esquema estratigráfico general del área de estudio.** La leyenda fue simplificada a partir de los tipos de productos volcánicos y ambientes sedimentarios principales. Las edades U-Pb en círculo son de Velásquez *et al.* (en prensa). La columna integrada del sector las Tetás fue construida según los criterios expuestos en el Anexo C. Referencias a las asociaciones de facies definidas para cada columna se indican a su lado derecho.



**Figura 5.2:** Esquema paleoambiental para las formaciones El Tapado y Guanaco Sonso en los sectores las Tetas-el Tapado. Se señalan con rótulos los principales procesos y productos asociados a cada etapa. Los depósitos volcánicos y sedimentarios se representan con los mismos colores empleados en la Figura 5.1. Otras tonalidades se han utilizado para indicar las condiciones climáticas en superficie. Periodos de edad acotados de acuerdo a las edades U-Pb en circón de Velásquez *et al.* (en prensa) (Figura 5.1), y a la edad más antigua obtenida en rocas volcánicas asignadas a la Formación Guanaco Sonso (~254 Ma, U-Pb en circón, Murillo *et al.*, 2017), para limitar la etapa de predominio sedimentario con que inicia la unidad. Estos y otros criterios para la construcción de este esquema se reúnen en el Subcapítulo 5.3. **A**) ~263-260 Ma. Acumulación de depósitos volcánicos en los sectores las Tetas y el Tapado, y sedimentación lacustre bajo condiciones relativamente húmedas en el último sector. **B**) ~260-257 Ma. Acumulación de depósitos volcánicos en el sector las Tetas, y predominio de sedimentación lacustre bajo condiciones semiáridas a áridas en el sector el Tapado. **C**) ~257-254? Ma. Sedimentación fluvio-aluvial en el sector las Tetas. No se registra sedimentación en el sector el Tapado.

Por su parte, la falla Carmen corresponde a una estructura normal reactivada como inversa, que en el sector el Tapado pone en contacto la sucesión estudiada en la columna homónima con un paquete de ignimbritas ácidas hacia el este, ambos bloques casi coetáneos y pertenecientes a la Formación El Tapado (Velásquez *et al.*, en prensa) (Figura 2.3). Más hacia el norte, en la cabecera del río Seco, se expone una sucesión lacustre de la misma unidad, cuyo espesor se acota entre la falla Carmen y otra falla normal con manteo opuesto, formando un *graben* (Murillo *et al.*, 2017) (Figura 2.3). Se presume que tales fallas pudieron tener actividad extensional durante el Pérmico, tal que habrían generado espacio de acomodación mediante subsidencia tectónica, para albergar estos depósitos volcánicos y sedimentarios (Figura 5.2). Esto se condice con la noción de que los procesos de extensión continental son los agentes más importantes para la creación de cuencas lacustres en el registro geológico (Nichols, 2009; *e.g.* Smith, 1995; Buatois *et al.*; 1996).

En el caso de la sucesión lacustre del sector el Tapado, si bien no ha sido posible asociarla a una estructura extensional particular, resulta muy probable que haya tenido un control estructural en la generación de su espacio de acomodación, considerando el contexto tectónico establecido (Figura 5.2). Este escenario también ofrece una posible explicación para la seguidilla de fallas normales de separación decimétrica que cortan internamente a este paquete estratificado (Figuras 4.14E y 4.15A).

### 5.1.2. Volcanismo

#### *a) Tipo de centros volcánicos*

Como se planteó en el análisis de facies, las ignimbritas riódacíticas potentes, dominantes en el sector las Tetas y la parte baja de la columna el Tapado (Figuras 5.1 y 5.2A-B), se interpretan como formadas a partir de corrientes de densidad piroclásticas de alto flujo de masa y temperatura, indicativas de erupciones ligadas a subsidencia de caldera, probablemente a través de fisuras, con columnas eruptivas bajas. En tanto, la actividad freatomagmática registrada en el sector las Tetas podría ser producto de la interacción del magma vesicular con un lago de cráter caldérico. Tales características son consistentes con las de centros volcánicos riolíticos (*sensu* Cas & Wright, 1987), que son complejos multifocales desarrollados típicamente en ambientes tectónicos extensionales.

La asociación de ignimbritas andesíticas a dacíticas y de menor potencia, reconocida en el sector el Tapado (Figuras 5.1 y 5.2B), se atribuye a actividad eruptiva de menor volumen y explosividad, a partir de magmas menos enriquecidos en volátiles.

*b) Proximidad respecto a los centros de emisión y paleotopografía*

Los mantos ignimbríticos gruesos, como los descritos en este trabajo, son los componentes principales de los flancos de bajo ángulo en torno a centros riolíticos, que pueden extenderse por varias decenas de kilómetros (Cas & Wright, 1987). Esto es consistente con la distancia de alcance plausible para corrientes piroclásticas ricas en ceniza derivadas de grandes erupciones, sobre todo las de tipo subcrítico (Bursik & Woods, 1996), como se infiere para las ignimbritas estudiadas.

En los sectores las Tetas y el Tapado, la ausencia de facies proximales de calderas silícicas, tales como brechas co-ignimbríticas y lavas o domos riolíticos, indican que las localidades corresponden a sectores medios a distales respecto al centro o centros de emisión (Figuras 5.1 y 5.2). Además, las ignimbritas riodacíticas tienen presencia importante en ambas localidades, pero con una reducción importante de espesor acumulado desde el sector las Tetas hacia el sector el Tapado (Figura 5.1). En este sentido, el carácter medio a distal de los depósitos volcánicos y su reducción de espesor hacia el noroeste del sector las Tetas sugieren que los centros eruptivos responsables podrían haberse ubicado hacia el sur o hacia el este dicha localidad, a la escala de kilómetros a decenas de kilómetros (Figura 5.2).

En el sector las Tetas no se observaron evidencias de un control importante de la paleotopografía en la dinámica de deposición o la geometría de las capas, lo que, sumado a la continuidad lateral de los depósitos tabulares a lo largo de varios kilómetros, sugiere una agradación sobre una paleosuperficie relativamente llana y extensa en dicho sector (Figura 5.2A-B).

*c) Lavas andesítico-basálticas: fuente profunda y rol estructural*

En la parte baja de la columna el Tapado, ocurre la intercalación entre ignimbritas potentes asociadas a un volcanismo riodacítico explosivo y coladas de lava ligadas a un volcanismo efusivo andesítico-basáltico (Figura 5.1). Las primeras corresponden a la asociación de facies más común

de la Formación El Tapado en el área de estudio, en tanto las segundas son facies relativamente escasas dentro de esta unidad (Velásquez *et al.*, en prensa).

Teniendo en cuenta lo anterior y el contexto tectónico extensional, es posible que fallas normales hayan actuado como ejes de volcanismo fisural andesítico-basáltico en esta zona, siendo alimentadas por diques provenientes de un reservorio magmático profundo, probablemente ligado al arco volcánico pérmico. Las fisuras eruptivas tienden a formarse de manera normal al esfuerzo principal mínimo (Mazzarini *et al.*, 2008 y referencias allí señaladas), lo que es consistente con la actividad extensional de estructuras casi N-S en este sector durante el Guadalupiano-Lopingiano. Además, la extrusión a través de fisuras es común en lavas de composición basáltica o similar a basáltica, que forman usualmente coladas tabulares uniformes (Cas & Wright, 1987).

Además, se considera ampliamente que las cámaras magmáticas riolíticas serían generadas y alimentadas por magmas máficos de una fuente mantélica. Ocasionalmente, los diques máficos alcanzan la superficie, pero generalmente solo por fuera del centro riolítico, que actuaría como una zona de sombra para estos magmas (Cas & Wright, 1987). Por ende, se estima como una posibilidad razonable que estas lavas correspondan a un producto marginal del volcanismo asociado a los complejos riolíticos responsables de las ignimbritas (Figura 5.2).

#### *d) Intrusivos plutónicos e hipabisales coetáneos*

Hacia el sur del sector las Tetas, afloran ampliamente intrusivos plutónicos e hipabisales ácidos de los Granitos del Pérmico Medio-Triásico Medio, principalmente junto al valle del río Colorado, donde se emplazan en buena parte a lo largo de la traza de la falla Olivares, y en menor medida en el valle del río la Gloria (Figura 2.3). Su edad se ha constreñido en dichos sectores entre ~262-255 Ma, mediante dataciones U-Pb en circón (Velásquez *et al.*, en prensa).

Dada la similitud composicional de estos intrusivos con los productos volcánicos de la Formación El Tapado, sumado al control geocronológico señalado, se considera que estos intrusivos podrían representar las raíces de un sistema volcánico pérmico, cuya estructura superficial no ha sido preservada debido a la exhumación y erosión posteriores, como se ilustra en el esquema paleoambiental de la Figura 5.2. La posición del edificio se condice con lo planteado anteriormente sobre la proximidad relativa de los sectores las Tetas y el Tapado respecto a la fuente.



El emplazamiento de buena parte de estos cuerpos junto a la traza de la falla Olivares sugiere que su ascenso desde cámaras magmáticas profundas pudo haberse focalizado en parte a través de esta estructura (Figura 5.2).

### 5.1.3. Sedimentación

#### *a) Relación entre sedimentación y volcanismo*

La proporción entre material volcánico y sedimentario es bastante dispar entre los sectores las Tetas y el Tapado. En el sector las Tetas, la acumulación sucesiva de ignimbritas riolíticas potentes, sin intercalaciones sedimentarias, sugiere una etapa prolongada en que la tasa de agradación de material piroclástico fue muy superior a la tasa de deposición sedimentaria. Este escenario se condice con su ubicación dentro de un arco activo (Figura 5.2A-B).

Por otro lado, en el sector el Tapado son dominantes los depósitos sedimentarios, en ambientes lacustres y de planicie de inundación (Figura 5.1). La mayor parte de los sedimentos albergados en esta zona corresponden a material volcanoclástico, con abundante vidrio volcánico, cristales y líticos lávicos y tobáceos. Su composición y bajos índices de retrabajo apuntan a fuentes relativamente cercanas dentro de un terreno volcánico, con distancias cortas de transporte hacia el lago. Lo anterior es consistente con la ubicación de este sector, más marginal respecto al arco del Guadalupiano-Lopingiano (Figura 5.2A-B).

Sin embargo, el volcanismo participó de manera importante en el relleno del sector el Tapado. De manera evidente, a través de las ignimbritas y lavas que conforman parte importante de la columna (Figura 5.1). Y también dentro de las sucesiones sedimentarias lacustres, mediante la intercalación de depósitos piroclásticos resedimentados entre areniscas y fangolitas (ET-AF4 y 5), y la inclusión de esquirlas vítreas en calcilitas micríticas (ET-AF3). Lo anterior podría ser reflejo de un volcanismo de productividad variable, pero activo la mayor parte del tiempo.

#### *b) Evolución ambiental: clima, tectónica y relleno de la cuenca*

Las asociaciones de facies analizadas en el sector el Tapado muestran la evolución desde una cuenca hidrológicamente abierta (*balanced-fill*, sensu Carroll & Bohacs, 1999), dominada por

facies carbonatadas y siliciclásticas profundas a someras depositadas en un ambiente de agua fresca, hacia una cuenca hidrológicamente cerrada (*underfilled*, *sensu* Carroll & Bohacs, 1999), con prevalencia de procesos de evaporación, caracterizada por facies someras con abundantes niveles evaporíticos, intercaladas con depósitos de inundación e ignimbritas subaéreas (Figura 5.1).

La evolución hidrológica de un lago depende del balance relativo entre el aporte de agua y sedimento (control climático) y el espacio de acomodación potencial (control tectónico) (Carroll & Bohacs, 1999). En cuanto al control climático, se ha relacionado típicamente la sedimentación en ambientes de agua fresca con condiciones húmedas, y la precipitación de evaporitas y períodos de exposición subaérea con condiciones relativamente áridas (Talbot & Allen, 1996). Además, como se planteó anteriormente, las facies de lagos salinos se atribuyen a climas semiáridos a áridos (Eugster & Hardie, 1978), y la asociación entre facies de lagos efímeros y depósitos de inundación se considera típica de ambientes áridos (Nichols, 2009). Por lo tanto, se considera que el clima habría tenido un rol ambiental preponderante, estableciendo una etapa inicial bajo condiciones relativamente húmedas (Figura 5.2A) y una etapa posterior en condiciones semiáridas a áridas (Figura 5.2B-C).

Lo anterior es consistente con la evolución paleoclimática propuesta por Limarino *et al.* (2014) para Sudamérica meridional durante el Paleozoico Superior, que involucra una etapa final (Guadalupeano alto-Lopingiano) caracterizada por condiciones semiáridas a áridas, cuyo máximo coincide con la extinción masiva del Pérmico-Triásico. Este calentamiento global se atribuye a la emisión de CO<sub>2</sub> desde grandes provincias ígneas (LIP), y en el margen SW de Gondwana, se ha propuesto que el magmatismo Choiyoi habría calentado sustrato rico en materia orgánica y carbonatos generando CO<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub>, lo que sumado a sus emisiones propias habrían amplificado el cambio climático global (Spalletti & Limarino, 2017).

En cuanto al control tectónico, la subsidencia podría jugar un rol importante: una subsidencia avanzada lleva a la formación de cuencas con mayor espacio de acomodación disponible, lo que hace menos probable su relleno completo con agua y sedimento e inhibe su interconexión mediante cursos fluviales (Carroll & Bohacs, 1999). Considerando el contexto extensional en que se enmarca esta sucesión lacustre, tal escenario es probable como factor en la progresiva escasez hídrica

registrada. Sin embargo, su relevancia en comparación a la variable climática no es clara, y se requiere más información para conocer su rol en la evolución hidrológica durante la sedimentación.

Similarmente, la colmatación de la cuenca lacustre por relleno volcánico-sedimentario ofrece una posible explicación para la progresiva somerización del ambiente, y la instauración de condiciones subaéreas en la parte alta de la columna (aunque no así para la sedimentación química, que apunta más bien a un déficit de agua). Si bien es difícil determinar su influencia con claridad, es pertinente señalar al relleno de la cuenca como un factor que pudo ser relevante en su evolución ambiental.

#### **5.1.4. Relaciones estratigráficas regionales**

##### *a) Equivalencia con el Choiyoi superior*

En la cordillera Frontal argentina, la sección superior del Grupo Choiyoi se caracteriza por productos voluminosos asociados a un volcanismo mayormente riolítico y explosivo, en general ignimbritas con altos grados de soldamiento (Llambías, 1999, en Rocher & Vallecillo, 2014).

Charchaflí (2003) describió sucesiones de tobas de lapilli tipo flujos de ceniza en la cordillera Frontal argentina (~29,4°S), a pocos kilómetros del límite internacional. Reporta 2 edades U-Pb en circón, una de  $262,6 \pm 0,7$  Ma en una toba dacítica y una de  $263,7 \pm 0,7$  Ma en una toba riolítica, y asignó estas capas de manera no oficial a la Secuencia Guanaco Sonso, correlacionándola con la sección superior del Grupo Choiyoi. Lo anterior entrega antecedentes de un volcanismo silícico explosivo característico del Choiyoi superior, geocronológicamente constreñido dentro del rango de edad de la Formación El Tapado.

Se estima que los antecedentes expuestos en el área de estudio para la Formación El Tapado, en términos de asociaciones de facies y control geocronológico, son suficientes para considerarla un equivalente en territorio chileno de la sección superior del Grupo Choiyoi. A partir de la contextualización dentro de esta gran unidad, cabe destacar algunas características de la provincia magmática Choiyoi consistentes con lo interpretado en este trabajo, y particularmente útiles para la reconstrucción paleoambiental (Figura 5.2):

- **Contexto tectónico-estructural:** El contexto tectónico de la cordillera Frontal durante el Pérmico ha sido constreñido a través del Grupo Choiyoi. Estructuralmente, esta unidad ha sido caracterizada como un complejo ígneo emplazado en un ambiente extensional, por la relación entre la distribución y espesor de los depósitos volcánicos, su estrecha relación con fallas normales (en algunos casos sineruptivas), y otros rasgos estructurales indicativos de extensión (Heredia *et al.*, 2002; Giambiagi y Martínez, 2008; Rocher & Vallecillo, 2014). Lo anterior se complementa con el análisis geoquímico de sus secciones inferior a superior, a partir del cual se interpreta la evolución de un arco desarrollado en condiciones extensionales en un contexto de subducción (Rocher *et al.*, 2015).  
En el territorio argentino adyacente al área de estudio se han reportado una serie de fallas normales de escala regional, de tendencia NNE-SSW y manteo principalmente hacia el oeste (Heredia *et al.*, 2002; Cardó *et al.*, 2005; Malizia *et al.*, 1999) (Figura 2.1). Tales estructuras controlan la acomodación del Grupo Choiyoi en zonas de *graben*, y han sido relacionadas a la etapa extensional del Pérmico-Triásico, durante la cual la extensión se habría propagado de este a oeste, creando sucesivos depocentros (Heredia *et al.*, 2002). Tales estructuras se han representado en el esquema de la Figura 5.2.
- **Arquitectura del terreno volcánico:** La arquitectura de las unidades ignimbríticas del Choiyoi superior en la cordillera Frontal se ha caracterizado como una sucesión de mantos potentes y continuos relativamente horizontales, relacionados con extensos *plateaus* ignimbríticos conformados por la superposición de depósitos provenientes de diferentes centros eruptivos (Llambías *et al.*, 1993).
- **Posibles centros de emisión:** En el territorio argentino adyacente al área aflora una franja N-S de ~20 km de ancho de rocas del Grupo Choiyoi (carta Paso del Agua Negra; Malizia *et al.*, 1999). En ella se describen sucesiones de varios cientos de metros de lavas riolíticas y mantos ignimbríticos asignados a la sección superior del grupo. En particular, el cerro Pata del Indio, ubicado ~20 km al SE del Paso del Agua Negra, es considerado un centro de emisión constituido por un relleno de caldera (Sato & Llambías, 1993, en Malizia *et al.*, 1999). Por lo tanto, es probable que el volcanismo riodacítico del área de estudio provenga en parte de esta zona colindante, como se esquematiza en la Figura 5.2.
- **Lavas máficas subordinadas:** Las rocas máficas conforman una parte escasa de los productos volcánicos de la provincia magmática del Choiyoi, aflorando usualmente entre

paquetes félsicos, sobre todo en la región de los Andes (Bastías-Mercado *et al.*, 2020). Asimismo, son relativamente comunes como productos asociados en otras grandes provincias magmáticas silíceas (*SLIP*). Algunos ejemplos son la provincia jurásica de Chon Aike en la Patagonia argentina-chilena (Pankhurst *et al.*, 1998), y las provincias de Gawler y Whitsunday en Australia, del Mesoproterozoico y Cretácico Inferior, respectivamente (Huang *et al.*, 2016; Bryan *et al.*, 2000).

*b) Posible relación con la Formación Horcajo (San Juan, Argentina)*

Rocher & Vallecillo (2014) describieron en el sector las Caletas, cordillera Frontal de San Juan, Argentina (~31,9°S), una sucesión potente de ignimbritas, lavas y rocas siliciclásticas de la Formación Horcajo, la unidad más joven del Grupo Choiyoi en esa zona, representativa de su sección superior. La Figura 5.3 presenta una comparación entre la columna integrada del sector las Tetás y una versión modificada de la sección del sector las Caletas.

Como se aprecia en la figura citada, existe una similitud importante entre las asociaciones de facies de la Formación El Tapado y aquellas de las subunidades de la Formación Horcajo bajo la discordancia interna. La Formación El Tapado agrupa ignimbritas eutaxíticas riódacíticas potentes y depósitos freatomagmáticos subordinados, atribuidos a volcanismo explosivo tipo caldera. Por su parte, la porción inferior de la Formación Horcajo consta de ignimbritas y mesobrechas riolíticas y depósitos freatomagmáticos subordinados asociados a actividad tipo caldera, además de lavas voluminosas derivadas de etapas efusivas intermedias (Rocher & Vallecillo, 2014). Las diferencias más notorias corresponden a la ocurrencia de las riolitas y mesobrechas mencionadas, que denotan un ambiente evidentemente más proximal respecto al centro de emisión. Sin embargo, ambas sucesiones se caracterizan por un volcanismo riódacítico explosivo, con ignimbritas macizas eutaxíticas potentes como productos principales.

COMPARACIÓN ENTRE LAS COLUMNAS INTEGRADAS DE LOS SECTORES LAS TETAS (FORMACIONES EL TAPADO Y GUANACO SONSO) Y LAS CALETAS (FORMACIÓN HORCAJO) EN SAN JUAN, ARGENTINA

Columna integrada sector las Tetras (~30,2°S)  
(mod. de Velásquez *et al.*, en prensa)

Columna integrada sector las Caletas (~31,9°S)  
(mod. de Rocher & Vallecillo, 2014)

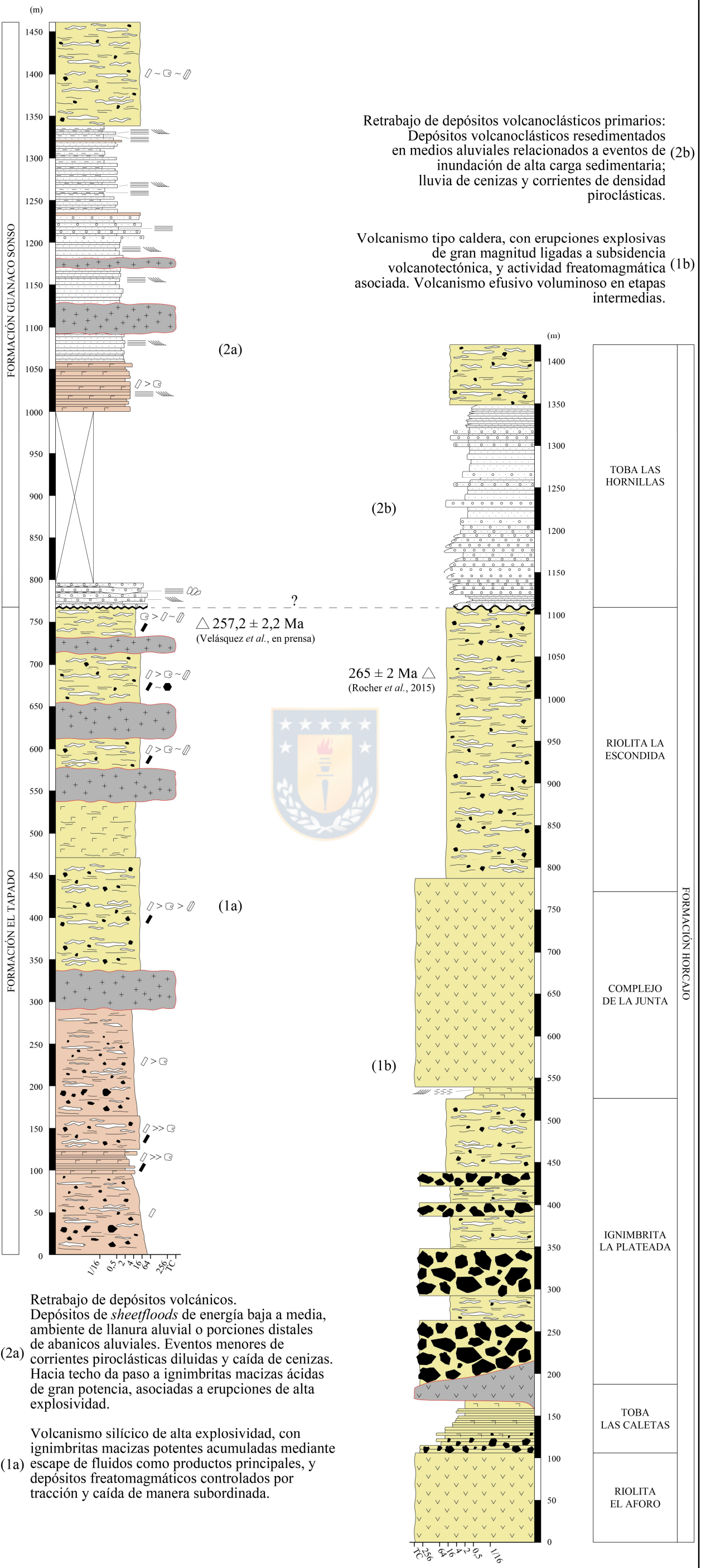


Figura 5.3: Comparación entre las columnas integradas de los sectores las Tetras (formaciones El Tapado y Guanaco Sonso) y las Caletas (Formación Horcajo) en San Juan, Argentina. Se propone un posible nexo entre la disconformidad que separa las unidades señaladas en Chile y la discordancia que superpone a la Toba Las Hornillas sobre otras unidades informales de la Formación Horcajo. Se señalan las asociaciones de facies sobre y bajo las discontinuidades en cada sección, destacando sus similitudes.

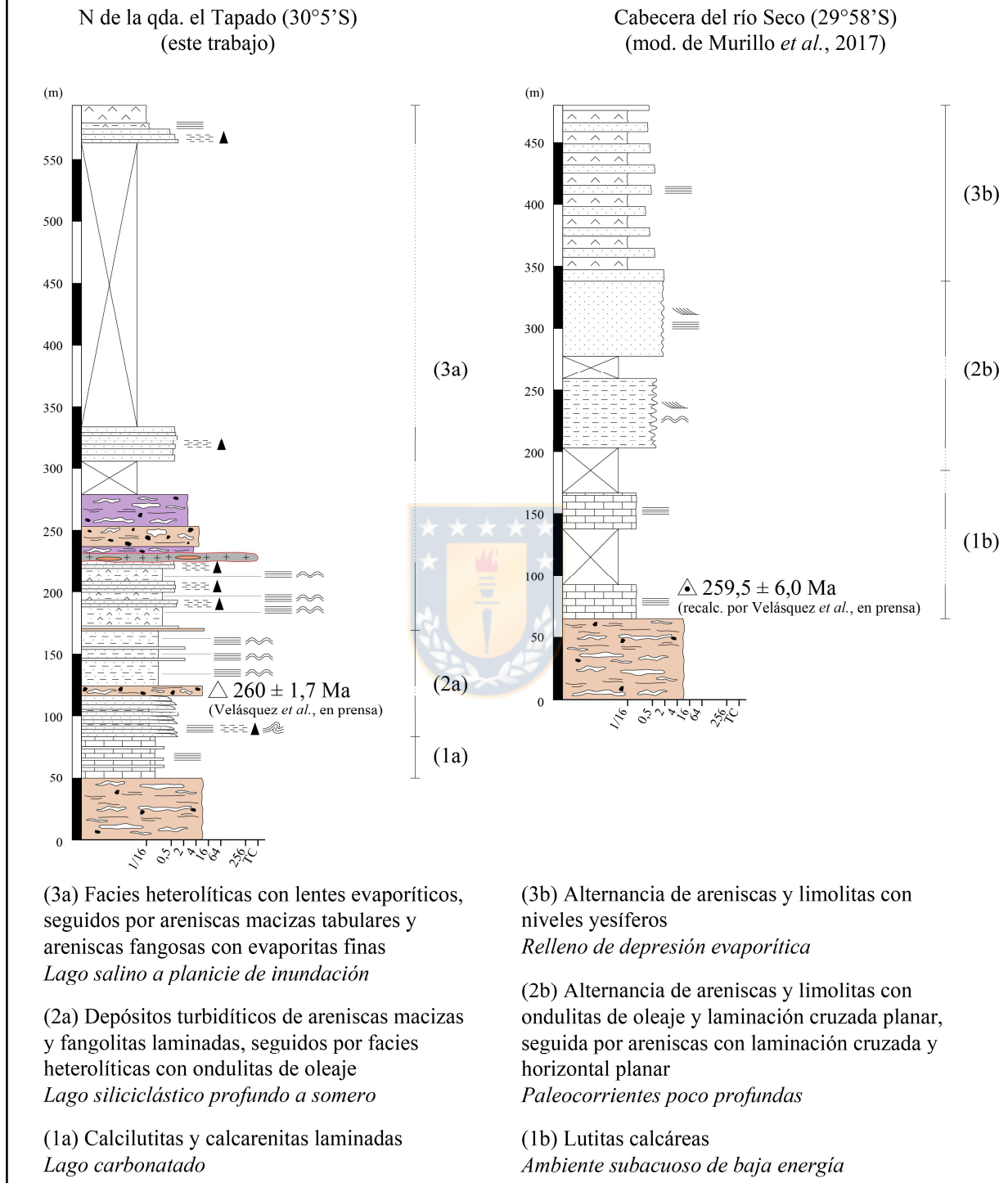
Hacia techo de la Formación El Tapado se tiene una edad U-Pb en circón de  $257,2 \pm 2,2$  Ma (Velásquez *et al.*, en prensa), mientras que en partes superiores de la Riolita La Escondida, Rocher *et al.* (2015) reportaron una edad U-Pb en circón de  $265 \pm 2$  Ma. La diferencia de edad es considerable y pone en duda una correlación directa entre las formaciones. De hecho, la última podría corresponderse con la edad de los pulsos volcánicos finales asociados a la Formación Laguna Chica, de  $\sim 264$ -265 Ma, unidad que también se caracteriza por paquetes piroclásticos riodacíticos (Salazar & Coloma, 2016; Velásquez *et al.*, en prensa). Sin embargo, la relación no es sencilla de establecer, ya que existen sesgos derivados de los errores de las edades, además de una posible diacronía de los procesos a escala regional. Se rescata de esta comparación la afinidad de la Formación El Tapado con sucesiones asignadas al Choiyoi superior, en términos de asociaciones de facies y composición.

*c) Comparación entre las sucesiones lacustres de los sectores el Tapado y río Seco*

En la cabecera del río Seco (Figura 2.3) aflora una sucesión lacustre descrita por Murillo *et al.* (2017), quienes la incluyeron en la unidad informal estratos de quebrada el Tapado (Mpodozis & Cornejo, 1988) y reportaron una edad en circones detríticos de  $\sim 175$  Ma ( $n=2$ ), empleada para asignar estas rocas al Jurásico. Recientemente, Velásquez *et al.* (en prensa) recalcularon la edad señalada considerando criterios estadísticos adicionales, y obtuvieron una nueva edad de  $259,5 \pm 6,0$  Ma ( $n=5$ ). Esta última es consistente con la edad U-Pb en circón de  $260 \pm 1,7$  Ma informada por los mismos autores al norte de la quebrada el Tapado (Figura 2.3), en una ignimbrita intercalada en la sucesión lacustre estudiada en la columna del mismo nombre. Por lo tanto, ambos paquetes sedimentarios pueden considerarse coetáneos, dentro del Guadalupiano alto.

La Figura 5.4 profundiza en la similitud en términos de asociaciones de facies entre las sucesiones lacustres señaladas anteriormente, considerando para ello desde el tramo ET-5 de la columna el Tapado (Figura 4.11). Ambas secciones evidencian una evolución estratigráfica similar, que inicia con sedimentación carbonatada en un ambiente de baja energía, prosigue con relleno siliciclástico parcialmente retrabajado por flujos oscilatorios, y culmina con dominio de evaporitas y sedimentos finos. En tanto, la diferencia más notoria corresponde a la intercalación de ignimbritas en la columna el Tapado.

## COMPARACIÓN ENTRE ASOCIACIONES DE FACIES SEDIMENTARIAS DE LA FORMACIÓN EL TAPADO EN LOS SECTORES EL TAPADO Y RÍO SECO



**Figura 5.4:** Comparación entre asociaciones de facies sedimentarias de la Formación El Tapado en los sectores el Tapado y río Seco. Se divide en tres asociaciones de facies para facilitar la comparación, señalando la interpretación sobre el ambiente deposicional dada para cada una por los respectivos autores.



La similitud en cuanto a asociaciones de facies, sumado al control geocronológico y cercanía geográfica, sugieren que estas localidades podrían ser representativas de un ambiente sedimentario común, desarrollado en una zona marginal del arco volcánico durante el Guadalupiano alto, como se plantea en el esquema paleoambiental de la Figura 5.2.

Más hacia el sur en el área de estudio, en la comba del río la Gloria desde el este hacia el norte (Figura 2.3), Velásquez *et al.* (en prensa) describieron una sucesión de areniscas carbonatadas y limolitas pertenecientes a la asociación sedimentaria de la Formación El Tapado. Una edad U-Pb en circón de ~258 Ma en una toba intercalada en ella confirma su contemporaneidad con las sucesiones anteriores.

## 5.2. FORMACIÓN GUANACO SONSO (SECTOR LAS TETAS)

Se analiza la evolución paleoambiental de la parte baja de la Formación Guanaco Sonso, estudiada en el sector las Tetras.

### 5.2.1. Disconformidad y etapa inicial de sedimentación

La asociación CA-AF3 de la columna colina Arcoíris se ha interpretado como representativa de un sistema fluvial trenzado de grava y arena; mientras que en la columna quebrada las Tetras, las asociaciones QT-AF1 y 2 se consideran indicativas de un ambiente de llanura aluvial o porción distal de abanico aluvial dominado por *sheetfloods*, con eventos piroclásticos locales. Dada la separación geográfica entre estas columnas (mapa en Figura 2.3), es probable que exista una relación lateral entre las asociaciones de facies señaladas, teniendo en cuenta la afinidad entre ambientes fluviales y aluviales en contextos similares en el registro geológico, que comúnmente establecen transiciones tanto verticales como laterales (*e.g.* Waresback & Turbeville, 1990; Kim *et al.*, 2009). Este y otros criterios (expuestos en el Anexo C) fueron considerados para la construcción de la columna integrada del sector las Tetras, presente en el esquema estratigráfico de la Figura 5.1.

La disconformidad que separa las formaciones El Tapado y Guanaco Sonso marcó el inicio de una etapa dominada por procesos epiclásticos. Las características de los depósitos son coherentes con las de una sucesión aluvio-fluvial post-eruptiva, con sedimentos provenientes de centros eruptivos retrabajados, como propone el modelo de facies para volcanes riolíticos de Cas & Wright (1987).

Considerando el contexto extensional y las características de las asociaciones de facies, se infiere que la sedimentación habría ocurrido muy probablemente a través de sistemas de abanicos aluviales desde los bloques alzados, como muestra el esquema paleoambiental de la Figura 5.2C.

### 5.2.2. Volcanismo

Los depósitos piroclásticos de QT-AF1 y aquellos intercalados en QT-AF2 son poco potentes, formados por corrientes de densidad piroclásticas de concentración moderada a baja, dominadas por procesos traccionales y de caída de cenizas (Figura 5.1). Dado lo anterior, se estima que corresponden a productos de erupciones menores, indicativos de una merma en la actividad eruptiva, coincidente con esta etapa dominada por procesos epiclásticos que inició después de los ~257 Ma (Figuras 5.1 y 5.2C).

Por su parte, la ignimbritas riolíticas potentes de QT-AF3 representan un evento más importante de volcanismo explosivo subaéreo. Esta asociación se asemeja a las de la subyacente Formación El Tapado en cuanto a facies y composición, a la vez que se distingue notoriamente de aquellas que caracterizan a la Formación Guanaco Sonso en el sector Ingaguás, bajo los mismos criterios (Figura 5.1). De lo anterior se desprende que la reactivación volcánica registrada en la parte baja de la Formación Guanaco Sonso presenta rasgos heredados de la etapa volcánica previa.

### 5.2.3. Relaciones estratigráficas regionales

#### *a) Posible relación con la Toba Las Hornillas (San Juan, Argentina)*

La Figura 5.3 (referida anteriormente en la sección de la Formación El Tapado) muestra una comparación entre la columna integrada del sector las Tetas y una columna de la Formación Horcajo, levantada por Rocher & Vallecillo (2014) en el sector las Caletas, San Juan, Argentina (~31,9°S). En dicha figura se plantea un posible vínculo entre las discontinuidades estratigráficas reconocidas en ambos sectores, y también entre los depósitos que las sobreyacen, a partir de sus asociaciones de facies, como se explica a continuación.

En el sector las Tetas, la Formación Guanaco Sonso cubre en disconformidad a la Formación El Tapado, y se conforma por una sucesión potente de conglomerados y areniscas fluvio-aluviales,

cubiertas por ignimbritas eutaxíticas riolíticas. Similarmente, en el sector las Caletas, la Toba Las Hornillas sobreyace en marcada discordancia a otras subunidades informales de la Formación Horcajo (Ignimbrita La Plateada y Riolita La Escondida; Rocher & Abarzúa, 2013), y se constituye por un paquete de conglomerados y areniscas volcanoclásticas, seguido por ignimbritas eutaxíticas riolíticas. Para la Toba Las Hornillas, Rocher & Abarzúa (2013) reportaron evidencias de deposición en un ambiente extensional. Los mismos autores señalan que tales capas forman parte de una unidad litoestratigráfica diferente, tal vez relacionada al *rifting* triásico, y que probablemente debería ser segregada del Grupo Choiyoi.

Este escenario abre la posibilidad de un significado de orden mayor para la disconformidad que separa a las formaciones El Tapado y Guanaco Sonso en el área de estudio, al conectarla con la discordancia interna de la Formación Horcajo en Argentina. Podría tratarse de una misma discontinuidad estratigráfica, ligada a una etapa dominada por procesos epiclásticos a escala regional durante el Lopingiano alto. Es posible que un evento de tal magnitud pudiera asociarse a un *peak* de exhumación a escala regional, en un contexto extensional. Sin embargo, se requiere un mayor control estratigráfico, estructural y geocronológico para evaluar esta hipótesis.

*b) Posible relación con la cuenca extensional San Félix*

En Chile, el desarrollo de cuencas clásticas extensionales durante el Triásico está bien documentado en unidades como la Formación San Félix. Salazar *et al.* (2020) realizaron análisis U-Pb en circones detríticos en muestras de la porción inferior y superior de la unidad en la localidad de la Puntilla (~29,1°S), obteniendo edades máximas deposicionales de  $253.8 \pm 1.9$  Ma y  $250.3 \pm 2.6$  Ma, respectivamente. A partir de ello, sugieren que la deposición de los miembros 1 a 4 de la formación inició después de los 255 Ma, extendiéndose durante el Ladiniano. De esto se extrae que la discontinuidad y etapa de dominio sedimentario con que inicia la Formación Guanaco Sonso en el sector las Tetos (<257 Ma) fueron relativamente coetáneas al inicio del *rifting* triásico a escala regional. Sin embargo, hasta el momento no se tienen evidencias de una relación directa entre estos eventos.

### 5.3. ESQUEMA PALEOAMBIENTAL DE LOS SECTORES LAS TETAS-EL TAPADO

En este apartado se reúnen los criterios para la construcción del esquema paleoambiental propuesto en la Figura 5.2, el cual incluye los principales procesos inferidos para la Formación El Tapado (Subcapítulo 5.1) y para la Formación Guanaco Sonso en el sector las Tetas (Subcapítulo 5.2).

**Localidades:** El ambiente interpretado se enmarca en el contexto de un centro volcánico riolítico (sección 5.2.1(a)), con una zona de acomodación interior (sector las Tetas) y otra más marginal (sector el Tapado) respecto al eje del arco volcánico pérmico. Se incluye el sector río Seco, debido a la similitud estratigráfica y ambiental que presenta la sucesión sedimentaria lacustre que aflora en ese lugar (Murillo *et al.*, 2017), respecto a la estudiada en el sector el Tapado, como se especifica en la sección 5.1.4(c).

**Etapas evolutivas:** Se han definido tres etapas evolutivas, las dos primeras relacionadas a la Formación El Tapado (~263-260 Ma y ~260-257 Ma), y la última a la Formación Guanaco Sonso (~257-254? Ma). Los períodos de edad se han acotado de acuerdo a las edades U-Pb en circón de Velásquez *et al.* (en prensa) (Figura 5.1), y a la edad más antigua obtenida en rocas volcánicas asignadas a la Formación Guanaco Sonso (~254 Ma, U-Pb en circón, Murillo *et al.*, 2017), para limitar la etapa de predominio sedimentario con que inicia la unidad. En cada etapa se indican los principales procesos interpretados a partir del análisis de facies, así como los depósitos volcánicos y sedimentarios asociados a cada una, representados con los mismos colores de la Figura 5.1.

**Centros eruptivos y volcanismo:** Se han representado dos centros eruptivos referenciales en el esquema, cuya posición se aproxima considerando lo siguiente: 1) el más occidental se sitúa en una zona donde aflora un conjunto de intrusivos graníticos coetáneos a las volcanitas de la Formación El Tapado, interpretados como las posibles raíces de un sistema volcánico pérmico, como se detalla en la sección 5.1.2(d); 2) el más oriental hace referencia al cerro Pata del Indio, ubicado al este del área de estudio en territorio argentino, e interpretado como un centro de emisión pérmico (Sato & Llambías, 1993, en Malizia *et al.*, 1999), como se profundiza en la sección 5.1.4(a). La ubicación propuesta para estos centros es consistente con la proximidad a la fuente inferida para los sectores las Tetas-el Tapado a partir de las asociaciones de facies (sección 5.1.2(b)). También en función de ellas (sección 5.1.2(a)), se esquematizan erupciones asociadas a subsidencia de caldera, con

generación de columnas eruptivas bajas, precursoras de corrientes de densidad piroclásticas de alto flujo de masa y temperatura.

**Estructuras:** Se propone una probable actividad extensional durante el Pérmico de las fallas Olivares y Carmen, junto a otra falla normal en el sector río Seco, dado el control que ejercen en la acomodación de los depósitos de la Formación El Tapado, como se especifica en la sección 5.2.1. También se incluyen fallas normales con manteo hacia el oeste, que cortan internamente al Grupo Choiyoi en el territorio argentino adyacente al área de estudio, y que han sido relacionadas a una etapa extensional desarrollada durante el Pérmico-Triásico (Heredia *et al.*, 2002) (sección 5.1.4(a)). Considerando lo anterior, se estima que su actividad pudo haber continuado durante la etapa C, controlando la sedimentación aluvial registrada en el sector las Tetas mediante sistemas de abanicos aluviales (sección 5.2.1). En otro ámbito, se ilustra el posible rol de la falla Olivares como vía de ascenso magmático, inferido por el emplazamiento de intrusivos pérmicos junto a la traza de esta estructura (sección 5.1.2(d)).

**Clima:** Se han propuesto estadios climáticos, con condiciones relativamente húmedas en la etapa A, y condiciones semiáridas a áridas en las etapas B y C. Esto se sustenta en el análisis de las asociaciones de facies del sector el Tapado, y es consistente con la evolución climática propuesta por Limarino *et al.* (2014) para Sudamérica meridional durante el Paleozoico, como se detalla en la sección 5.1.3(c).

#### **5.4. FORMACIÓN GUANACO SONSO (SECTOR INGAGUÁS)**

Se analiza la evolución paleoambiental de la Formación Guanaco Sonso en el sector Ingaguás, a partir de una sección de su parte media.

##### **5.4.1. Migración del eje del volcanismo**

Existe un marcado contraste entre las asociaciones de facies de la Formación Guanaco Sonso en las columnas las Tetas e Ingaguás. La primera está dominada por sucesiones epiclásticas fluviales y aluviales, con escasos aportes piroclásticos, a excepción de la parte alta, donde aparece una ignimbrita riolítica potente, similar a las que caracterizan a la sucesión subyacente de la Formación El Tapado. En tanto, la segunda se encuentra dominada por productos volcánicos proximales, con

niveles epiclásticos subordinados asociados a sedimentación lacustre y flujos laháricos. Esto se atribuye a un efecto conjunto de la locación de las columnas y la tasa de actividad volcánica representada en cada sucesión, ya que la columna las Tetas exhibe un ambiente medio a distal durante un período de merma en la actividad volcánica, mientras que la columna Ingaguás muestra un ambiente volcánico proximal con actividad eruptiva relativamente continuada.

Integrando lo expuesto previamente, el volcanismo del Guadalupiano alto-Lopingiano se concentra en la parte oriental de la zona de estudio, con facies medias a distales ligadas a centros eruptivos ubicados probablemente desde la parte meridional del área hasta varios kilómetros hacia el este en territorio argentino, mientras que el volcanismo triásico se sitúa mayormente en la parte occidental, con facies proximales (Figura 5.1). Por lo tanto, se evidencia que la etapa magmática asociada a la Formación Guanaco Sonso implicó una migración del arco volcánico hacia el borde del continente a esta latitud.

Lo anterior se condice con la distribución de rocas volcánicas e intrusivas en el área Pisco Elqui-Río La Gloria y Paso del Agua Negra, tal que las de edad pérmica se concentran en el Dominio Oriental, y triásicas en el Dominio Occidental, de acuerdo al cuadro cronoestratigráfico de Velásquez *et al.* (en prensa). Un escenario similar podría extenderse al resto del margen W de Gondwana, como sugiere la distribución a lo largo de la cordillera Frontal de afloramientos volcánicos pérmicos (principalmente en Argentina) y triásicos (principalmente en Chile).

#### **5.4.2. Ambiente proximal y tipo de centro volcánico**

La columna Ingaguás en rocas de la Formación Guanaco Sonso ofrece un acercamiento a la evolución de un terreno volcánico en un ambiente proximal. Se agrupan episodios intermitentes de efusión de lavas, corrientes de densidad piroclásticas de alta energía y flujos de ceniza empobrecidos en líticos, en un rango composicional intermedio a ácido, mostrando en sectores marcados contrastes verticales que sugieren más de una fuente de emisión (*e.g.* asociaciones I-AF4 e I-AF5; Figura 5.1). Este carácter variado y fluctuante del volcanismo en términos de estilo eruptivo y composición del material juvenil sugiere un origen ligado a un complejo multifocal intermedio a silícico (*sensu* Cas & Wright, 1987). Estos se caracterizan por la asociación de lavas andesíticas a dacíticas y depósitos piroclásticos gruesos andesíticos a riolíticos, ligados a la

actividad de varios edificios volcánicos tipo caldera y estratovolcanes (Cas & Wright, 1987 y referencias allí señaladas).

Teniendo en cuenta lo anterior, asociaciones de facies como I-AF2 podrían atribuirse a actividad volcánica tipo caldera. Dicha asociación consta de brechas derivadas de corrientes de densidad piroclásticas de alta energía, con intercalación de depósitos de flujos laháricos, sedimentación lacustre en zonas de estancamiento, y flujos de lava dacíticos presumiblemente ligados a una etapa post-caldera, depósitos que constituyen comúnmente el relleno de ambientes de intracaldera (Lipman, 2000). Se requiere un mayor grado de información para comprender la geometría y dinámica de los edificios volcánicos, tales como evidencias de paleorrelieve, estructuras de colapso, o deformación de depósitos por resurgencia de domos, cuya observación es dificultada por la calidad de los afloramientos.

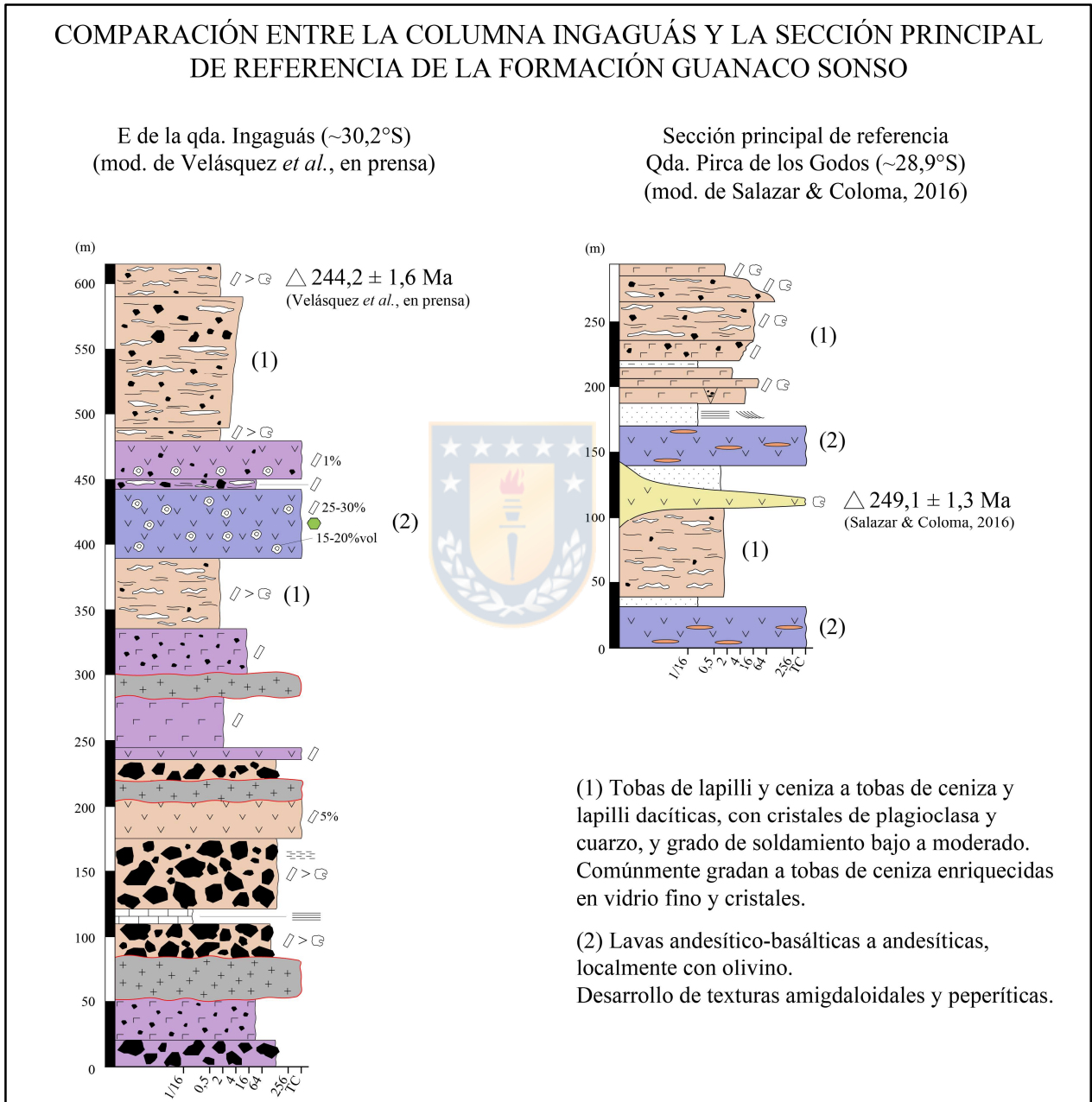
Ejemplos recientes de estos centros eruptivos multifocales son el de Luzon suroccidental en las islas Filipinas (Wolfe & Self, 1983) y el de Kyushu meridional en Japón (Aramaki, 1984), mientras que un equivalente antiguo corresponde al de la cuenca jurásica de Santa Rita en Arizona, EEUU (Busby & Bassett, 2007). En ellos, los depósitos son acomodados en grandes depresiones volcano-tectónicas, comúnmente asociadas a fallas extensionales regionales, formando estructuras tales como zonas de *rift* (Wolfe & Self, 1983), *graben* volcano-tectónicos (Aramaki, 1984) o cuencas de *strike-slip* (Busby & Bassett, 2007).

### **5.4.3. Relaciones estratigráficas regionales**

#### *a) Comparación con la sección principal de referencia*

La sección principal de referencia de la Formación Guanaco Sonso fue levantada en la quebrada Pirca de los Godos (~28,9°S), en el área de la carta Cerros de Cantaritos-Laguna Chica, por Salazar & Coloma (2016). En ese trabajo, dicha sección se correlaciona con una columna levantada en la quebrada los Amarillos (López *et al.*, 2015), ubicada ~2,5 km hacia el este, que se destaca por la presencia de fallas normales que habrían generado espacio de acomodación local, y que controlan marcados cambios laterales de facies dentro de la sucesión.

Dada la alta variabilidad lateral de facies que caracteriza a esta unidad, el criterio para comparar se basa en la identificación de asociaciones de facies que indiquen patrones comunes en cuanto a estilo eruptivo y composición del material juvenil. La Figura 5.5 compara la parte superior de la columna Ingaguás con la sección principal de referencia de la Formación Guanaco Sonso.



**Figura 5.5:** Comparación entre la columna Ingaguás y la sección principal de referencia de la Formación Guanaco Sonso. Se indican las dos asociaciones de facies reconocidas en ambas secciones, que denotan episodios diferenciables por su estilo eruptivo y composición del material juvenil.



Se reconocen dos asociaciones de facies presentes en ambas secciones de manera intercalada: (1) tobas de lapilli y ceniza a tobas de ceniza dacíticas, con cristales de plagioclasa y cuarzo y grado de soldamiento bajo a moderado, y (2) lavas andesítico-basálticas a andesíticas. Además, la edad de  $244,2 \pm 1,6$  Ma en una toba de ceniza hacia techo de la columna Ingaguás (Velásquez *et al.*, en prensa) es consistente con la edad de  $249,1 \pm 1,3$  Ma en un domo riolítico de la sección principal de referencia, ambas edades obtenidas mediante análisis U-Pb en circón.

De esta manera, la Formación Guanaco Sonso en su sección de referencia y en la parte superior de la columna Ingaguás, presenta un carácter episódico en cuanto a estilo eruptivo y composición juvenil, entre un volcanismo piroclástico explosivo dacítico y uno efusivo andesítico a andesítico-basáltico.

Salazar & Coloma (2016) resaltaron la contemporaneidad del Complejo Plutónico Chollay (Triásico Medio) y la Formación Guanaco Sonso (Lopingiano alto-Triásico Medio), relacionadas parcialmente por intrusión. Esto también ocurre en el área de estudio, ya que la misma unidad volcánica es intruida por el Complejo Plutónico Piuquenes (equivalente a esta latitud del C. P. Chollay), en el que se ha reportado una edad Ar-Ar en biotita de  $240,4 \pm 0,4$  Ma, ~5 km al SW de la columna Ingaguás (Velásquez *et al.*, en prensa). Esta relación de intrusión entre unidades coetáneas, sumado a la alta explosividad indicada por las ignimbritas, el desarrollo local de ambientes lacustres y fallas normales de desplazamiento corto, han sido empleados para asociar la Formación Guanaco Sonso con sistemas volcánicos tipo caldera (Salazar & Coloma, 2016; López *et al.*, 2015), lo que es consistente con la interpretación de complejos volcánicos multifocales intermedios a silícicos argumentada en este trabajo.

## 5.5. EVOLUCIÓN DEL VOLCANISMO DURANTE EL PÉRMICO-TRIÁSICO

La Formación El Tapado, en el sector las Tetras, denota un volcanismo progresivamente más silícico de base a techo, con ignimbritas de composición dacítica a marcadamente riolítica, lo que sugiere procesos avanzados de diferenciación en la fuente magmática. La presencia común de anfíbola en los depósitos es indicativa de magmas hidratados, asociables a un contexto de subducción activa, con aporte de fluidos desde la placa subductante. Este escenario es consistente con lo interpretado para la sección superior del Grupo Choiyoi a partir de datos petrográficos y geoquímicos, que

apuntan a magmas emplazados en una corteza no engrosada, con diferenciación avanzada controlada por cristalización fraccionada, en el contexto de un arco magmático asociado a extensión (Rocher *et al.*, 2015).

La Formación Guanaco Sonso presenta asociaciones de facies que indican episodios volcánicos de composición y estilo eruptivo variado y fluctuante, asociable a un arco volcánico dinámico, lo que marca una diferencia notoria respecto al volcanismo previo representado por la Formación El Tapado. A su vez, se distingue del volcanismo del Triásico Superior que aflora en la cordillera Frontal chilena, representado por lavas andesítico-basálticas acompañadas de ignimbritas dacíticas subordinadas en las formaciones La Totorá y San Félix (Salazar *et al.*, 2013; Salazar & Coloma, 2016), a las que se suman sucesiones piroclásticas ácidas más potentes en el caso de la Formación Pastos Blancos (Ortiz & Merino, 2015; Murillo *et al.*, 2017). Sin embargo, es posible establecer una conexión con ambas etapas de magmatismo. En el sector las Tetas, hacia la base de la unidad, se hallan ignimbritas riolíticas potentes derivadas de un estilo eruptivo similar al que caracteriza a la Formación El Tapado. En tanto, la columna Ingaguás exhibe una gran proporción de productos de volcanismo explosivo, mostrando una tendencia decreciente de energía hacia techo, y la misma sección también incluye lavas que se hacen progresivamente más pobres en sílice, probablemente con una mayor influencia mantélica en su fuente. Por lo tanto, se considera que las columnas estudiadas reflejan el carácter transicional del magmatismo asociado a la Formación Guanaco Sonso, entre aquel típico del Grupo Choiyoi y aquel característico de la antesala al ciclo Andino.

## 6. CONCLUSIONES

La gran mayoría de las muestras de las formaciones Laguna Chica, El Tapado y Guanaco Sonso descritas petrográficamente corresponden a rocas piroclásticas, con cantidad menor de rocas lávicas y sedimentarias. Las rocas piroclásticas se clasifican texturalmente como tobas de ceniza y lapilli en mayor medida, encontrándose también tobas de lapilli y ceniza y tobas de ceniza. Composicionalmente, la mayoría son vítreas, variando a cristalinas. En general son macizas, matriz-soportadas y mal seleccionadas; es común el desarrollo de soldamiento incipiente a denso, sobre todo en las muestras de la Formación El Tapado. El vidrio siempre se encuentra desvitricado, con texturas felsofídicas a granofíricas en el vidrio fino y esquirlas, y agregados micropoiquilíticos y esferulitas axiales en las *fiamme*. Los cristales consisten principalmente en plagioclasa, cuarzo (comúnmente embahiado) y sanidina, con anfíbola y biotita en menor medida. Los líticos son de tipo lávico y tobáceo, en general intermedios a ácidos, y en su mayoría se consideran accidentales o accesorios, mientras que otros se presumen como juveniles, especialmente en muestras de la Formación Laguna Chica. Los minerales de alteración más abundantes son las arcillas y óxidos de hierro, con presencia frecuente de carbonato, epidota y clorita. Las rocas lávicas corresponden a un nivel de dacita de la Formación Laguna Chica, capas de andesita y riolita de la Formación El Tapado, y un nivel de basalto de olivino de la Formación Guanaco Sonso. En tanto, las rocas sedimentarias consisten en dos tipos de areniscas (litarenita feldespática y feldsarenita lítica) y una roca carbonatada (capas finas de *mudstone* y *grainstone*) de la Formación El Tapado, además de un nivel de *mudstone* de la Formación Guanaco Sonso.

La Formación El Tapado, entre los sectores las Tetas y el Tapado, está dominada por depósitos volcánicos, principalmente ignimbritas macizas eutaxíticas riodacíticas de gran potencia. Estas ignimbritas se infieren como producto de corrientes de densidad piroclásticas de alta temperatura y concentración, con deposición controlada por escape de fluidos; se atribuyen a erupciones de alto flujo de masa asociadas a subsidencia de caldera, con columnas eruptivas bajas. Localmente, dan paso a ignimbritas estratificadas y tobas macizas, de composición dacítica, interpretadas como depósitos freatomagmáticos.

En el sector el Tapado, se registra el desarrollo de un ambiente lacustre dentro de la Formación El Tapado. El análisis de facies apunta a la transición desde una cuenca hidrológicamente abierta

(sedimentación carbonatada a volcanoclástica en ambiente profundo a somero) a una hidrológicamente cerrada (depósitos de lago salino, ignimbritas subaéreas, depósitos de inundación y de lagos efímeros) durante el Guadalupiano alto-Lopingiano bajo. Las asociaciones de facies señalan como principal factor responsable de esto al clima, que habría pasado desde condiciones relativamente húmedas hacia condiciones semiáridas a áridas, lo que es consistente con la evolución paleoclimática propuesta por Limarino *et al.* (2014). Se sugiere una relación directa con la sucesión lacustre descrita por Murillo *et al.* (2017) en la cabecera del río Seco, sobre la base de sus asociaciones de facies y geocronología recalculada por Velásquez *et al.* (en prensa). También se reconocen paquetes de lavas andesítico-basálticas a andesíticas, interpretadas como productos efusivos subaéreos marginales.

Estas sucesiones son características de sectores medios a distales dentro de un terreno volcánico dominado por centros riolíticos multifocales. Se considera probable que estructuras tales como las fallas Olivares o Carmen hayan tenido actividad extensional durante el Pérmico, generando espacio de acomodación, dadas las cuantiosas variaciones en el espesor acumulado en torno a ellas. A partir de las asociaciones de facies y el control geocronológico de la Formación El Tapado, se postula esta unidad como un equivalente en territorio chileno de la sección superior del Grupo Choiyoi. Esta relación ha permitido complementar el esquema paleoambiental propuesto para el área de estudio con los depósitos y estructuras documentados en el territorio argentino adyacente.

El tramo inferior de la Formación Guanaco Sonso consiste en una potente sucesión sedimentaria, dispuesta en disconformidad sobre la Formación El Tapado en el sector las Tetas. Dicha sucesión consta de conglomerados estratificados, areniscas y fangolitas subordinadas, interpretados como depósitos de río trenzado de grava y arena; seguidos por un conjunto de areniscas laminadas y conglomerados, inferidos como depósitos distales de abanico aluvial dominado por *sheetfloods*. Se sugiere que la sedimentación habría ocurrido a través de sistemas de abanicos aluviales desde los bloques alzados, con material proveniente en gran medida desde centros eruptivos retrabajados.

Coetáneamente, se desarrolló una etapa de merma en la actividad volcánica (después de los ~257 Ma), caracterizada por depósitos piroclásticos poco potentes, de caída y traccionales, intercalados en las capas sedimentarias. Posteriormente, se registra una reactivación del volcanismo riolítico explosivo, representado por ignimbritas macizas eutaxíticas potentes.

La evolución de la Formación Guanaco Sonso durante el Triásico Medio está representada en el sector Ingaguás por depósitos volcánicos proximales, consistentes en lavas, brechas e ignimbritas con contenido variable de líticos, a los que se asocian niveles epiclásticos subordinados atribuidos a sedimentación lacustre y flujos laháricos. Se propone un origen ligado a un complejo multifocal intermedio a silícico, debido al carácter variado y fluctuante del volcanismo en términos de estilo eruptivo y composición del material juvenil. Tales rasgos se reconocen también en la sección principal de referencia de la unidad, a los  $\sim 28,9^{\circ}\text{S}$  (Salazar & Coloma, 2016). Se postula que la etapa magmática asociada a la Formación Guanaco Sonso implicó una migración del arco volcánico hacia el borde del continente a esta latitud, a partir de la separación geográfica entre los sectores las Tetas e Ingaguás, y la proximidad a la fuente volcánica indicada por las asociaciones de facies en cada localidad.

La Formación El Tapado denota un volcanismo progresivamente más silícico, manteniendo un carácter hidratado (presencia de anfíbola), que sugiere el aporte de fluidos desde el *slab* en un contexto de subducción. Esto se condice con lo interpretado para el Choiyoi superior, enmarcado en un arco magmático asociado a extensión (Rocher *et al.*, 2015). En tanto, el volcanismo de la Formación Guanaco Sonso presenta una composición y estilo eruptivo variado y fluctuante, de carácter transicional entre aquel típico del Grupo Choiyoi y aquel característico de la antesala al ciclo Andino (*e.g.* formaciones La Totorá y San Félix).

## REFERENCIAS

- ADAMS, A., MACKENZIE, W. & GUILFORD, C. 1984. Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope. Wiley: 106 pp. Chichester.
- ARAMAKI, S. 1984. Formation of the Aira caldera, southern Kyushu, ~22,000 years ago. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **89**, N°B10: 8485-8501.
- ARDILL, J., FLINT, S., CHONG, G. & WILKE, H. 1998. Sequence stratigraphy of the Mesozoic Domeyko basin, northern Chile. *Journal of the Geological Society*. Vol. **155**: 71-88.
- ARÉVALO, C. 2005. Carta Copiapó, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, N°91: 54 pp, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- ASHMORE, P. 1982. Laboratory modelling of gravel braided stream morphology. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. **7**: 201-225.
- BASTÍAS-MERCADO, F., GONZÁLEZ, J. & OLIVEROS, V. 2020. Volumetric and compositional estimation of the Choiyoi Magmatic Province and its comparison with other Silicic Large Igneous Provinces. *Journal of South American Earth Sciences*. 102749.
- BENVENUTI, M. 2003. Facies analysis and tectonic significance of lacustrine fan-deltaic successions in the Pliocene–Pleistocene Mugello Basin, Central Italy. *Sedimentary Geology*. Vol. **157**: 197-234.
- BLAIR, T. & MCPHERSON, J. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*. Vol. **64**: 450-489.
- BÖRGEL, R. 1983. Geomorfología. Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar. Tomo **II**: 182 pp. Santiago.
- BRANNEY, M. 1991. Eruption and depositional facies of the Whorneyside Tuff Formation, English Lake District: An exceptionally large-magnitude phreatoplinian eruption. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **103**: 886-897.
- BRANNEY, M. & KOKELAAR, P. 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. The Geological Society, Memoir 27: 143 pp. London.
- BRANNEY, M., KOKELAAR, B. & MCCONNELL, B. 1992. The Bad Step Tuff: a lava-like rheomorphic ignimbrite in a calc-alkaline piecemeal caldera, English Lake District. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **54**: 187-199.

- BRYAN, S., EWART, A., STEPHENS, C., PARIANOS, J. & DOWNES, P. 2000. The Whitsunday Volcanic Province, Central Queensland, Australia: lithological and stratigraphic investigations of a silicic-dominated large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **99**: 55-78.
- BUATOIS, L., MÁNGANO, M., WU, X. & ZHANG, G. 1996. Trace fossils from Jurassic lacustrine turbidites of the Anyao Formation (central China) and their environmental and evolutionary significance. *Ichnos: An International Journal of Plant & Animal*. Vol. **4**: 287-303.
- BURSIK, M. & WOODS, A. 1996. The dynamics and thermodynamics of large ash flows. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **58**: 175-193.
- BUSBY, C. & BASSETT, K. 2007. Volcanic facies architecture of an intra-arc strike-slip basin, Santa Rita Mountains, Southern Arizona. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **70**: 85-103.
- CARDÓ, R., DÍAZ, I., CEGARRA, M., HEREDIA, N., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, R. & SANTAMARÍA, G. 2005. Hoja Geológica 3169-I, Rodeo, provincia de San Juan. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino*. Boletín N°**272**: 47 pp, 1 mapa escala 1:250.000. Buenos Aires.
- CARDÓ, R., DÍAZ, I., LIMARINO, O., LITVAK, V., POMA, S. & SANTAMARIA, G. 2007. Hoja Geológica 2969-III, Malimán, provincias de San Juan y La Rioja. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino*. Boletín N°**320**: 52 pp, 1 mapa escala 1:250.000. Buenos Aires.
- CARROLL, A. & BOHACS, K. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology*. Vol. **27**: 99-102.
- CAS, R. & WRIGHT, J. 1987. *Volcanic Successions, Modern and Ancient*. Allen and Unwin: 528 pp. London.
- CAS, R. & WRIGHT, J. 1991. Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **53**: 357-380.
- CHARCHAFLIÉ, D. 2003. Geological, structural and geochronological framework of the Veladero North area, Cordillera Frontal, Argentina. Tesis de Magister. University of British Columbia (Inédito): 125 pp.
- CHARRIER, R., PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *The Geology of Chile* (Moreno, T. & Gibbons, W., editors). The Geological Society: 21-114. London.
- COIRA, B., DAVIDSON, J., MPODOZIS, C. & RAMOS, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*. Magmatic Evolution of the Andes. Vol. **18**: 303-332.

- COLLINSON, J. 1996. Alluvial sediments. Sedimentary environments: processes, facies, and stratigraphy (3rd edition) (Reading, H. editor). Blackwell Science: 37-82. Oxford.
- COLOMA, F., VALIN, X., OLIVEROS, V., VÁSQUEZ, P., CREIXELL, C., SALAZAR, E., DUCEA, M. 2017. Geochemistry of Permian to Triassic igneous rocks from northern Chile (28°-30°15'S): Implications on the dynamics of the proto-Andean margin. *Andean Geology*. Vol. **44**: 147-178.
- CORNEJO, P., MATTHEWS, S. & PÉREZ, C. 2003. The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24°-27°S). Congreso Geológico Chileno N° 10. Actas. Concepción.
- CREIXELL, C., LABBÉ, M., ARÉVALO, C. & SALAZAR, E. 2013. Geología del área Estación Chañar-Junta de Chingoles, Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*, N°150: 85 pp, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- CREIXELL, C., OLIVEROS, V., VÁSQUEZ, P., NAVARRO, J., VALLEJOS, D., VALIN, X., GODOY, E. & DUCEA, M. 2016. Geodynamics of Late Carboniferous-Early Permian forearc in north Chile (28°30'-29°30'S). *Journal of the Geological Society*. Vol. **173**: 757-772.
- DECKART, K., HERVÉ, F., FANNING, C., RAMÍREZ, V., CALDERÓN, M. & GODOY, E. 2014. U-Pb geochronology and Hf-O isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, south-central Chile. *Andean Geology*. Vol. **41**: 49-82.
- D'ELIA, L., MURAVCHIK, M., FRANZESE, J. & LÓPEZ, L. 2012. Tectonostratigraphic analysis of the Late Triassic-Early Jurassic syn-rift sequence of the Neuquén Basin in the Sañicó depocentre, Neuquén Province, Argentina. *Andean Geology*. Vol. **39**: 133-157.
- DEL REY, A., DECKART, K., ARRIAGADA, C. & MARTÍNEZ, F. 2016. Resolving the paradigm of the late Paleozoic-Triassic Chilean magmatism: Isotopic approach. *Gondwana Research*. Vol. **37**: 172-181.
- ELLIOTT, C. & WILLIAMS, P. 1988. Sediment slump structures: a review of diagnostic criteria and application to an example from Newfoundland. *Journal of Structural Geology*. Vol. **10**: 171-182.
- ESPINOZA, M., MONTECINO, D., OLIVEROS, V., ASTUDILLO, N., VÁSQUEZ, P., REYES, R., CELIS, C., GONZÁLEZ, R., CONTRERAS, J., CREIXELL, C. & MARTÍNEZ, A. 2019. The synrift phase of the early Domeyko Basin (Triassic, northern Chile): Sedimentary, volcanic, and tectonic interplay in the evolution of an ancient subduction-related rift basin. *Basin Research*. Vol. **31**: 4-32.
- EUGSTER, H. & HARDIE, L. 1978. Lakes: chemistry, geology, physics (Lerman, A., editor). Springer-Verlag: 237-294. Berlin, Heidelberg.



- FAUQUÉ, L. 2010. Hoja Geológica 2969-I, Pastillos. provincias de San Juan y La Rioja. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino*. Boletín N°557.
- FOSDICK, J., CARRAPA, B. & ORTÍZ, G. 2015. Faulting and erosion in the Argentine Precordillera during changes in subduction regime: Reconciling bedrock cooling and detrital records. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **432**: 73-83.
- FREUNDT, A. 1999. Formation of high-grade ignimbrites Part II. A pyroclastic suspension current model with implications also for low-grade ignimbrites. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **60**: 545-567.
- FUENTES, P., FERNÁNDEZ, C., DÍAZ-ALVARADO, J. & DÍAZ-AZPIROZ, M. 2019. Using 3D kinematic models in subduction channels. The case of the Chañaral tectonic mélange, Coastal Cordillera, northern Chile. *Gondwana Research*. Vol. **74**: 251-270.
- GALLEGO, O. & BREITKREUZ, C. 1994. Conchostracos (Crustacea-Conchostraca) paleozoicos de la Region de Antofagasta, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **21**, N°1: 31-53.
- GIAMBIAGI, L. & MARTINEZ, A. 2008. Permo-Triassic oblique extension in the Potrerillos-Uspallata area, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **26**: 252-260.
- GONZÁLEZ, J., OLIVEROS, V., CREIXELL, C., VELÁSQUEZ, R., VÁSQUEZ, P. & LUCASSEN, F. 2018. The Triassic magmatism and its relation with the Pre-Andean tectonic evolution: Geochemical and petrographic constrains from the High Andes of north central Chile (29°30' - 30°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **87**: 95-112.
- HARDIE, L., SMOOT, J. & EUGSTER, H. 1978. Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. Modern and ancient lake sediments, Vol. 2 (Matter, A. & Tucker, M., editors). International Association of Sedimentologists Special Publication: 7-41.
- HEIN, F. & WALKER, R. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*. Vol. **14**: 562-570.
- HEREDIA, N., FERNÁNDEZ, L., GALLASTEGUI, G., BUSQUETS, P. & COLOMBO, F. 2002. Geological setting of the Argentine Frontal Cordillera in the flat-slab segment (30°00'-31°30' S latitude). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**: 79-99.
- HERNANDO, I., PETRINOVIC, I., GUTIÉRREZ, D., BUCHER, J., FUENTES, T. & ARAGÓN, E. 2019. The caldera-forming eruption of the quaternary Payún Matrú volcano, Andean back-arc of the southern volcanic zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **384**: 15-30.

- HERVÉ, F., FANNING, C., CALDERÓN, M. & 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*. Vol. **184**: 436-446.
- HUANG, Q., KAMENETSKY, V., EHRIG, K., MCPHIE, J., KAMENETSKY, M., CROSS, K., MEFFRE, S., AGANGI, A., CHAMBEFORT, I., DIREEN, N., MAAS, R. & APUKHTINA, O. 2016. Olivine-phyric basalt in the Mesoproterozoic Gawler silicic large igneous province, South Australia: Examples at the Olympic Dam Iron Oxide Cu-U-Au-Ag deposit and other localities. *Precambrian Research*. Vol. **281**: 185-199.
- JONES, R., KIRSTEIN, L., KASEMANN, S., LITVAK, V., POMA, S., ALONSO, R. & HINTON, R. 2016. The role of changing geodynamics in the progressive contamination of Late Cretaceous to Late Miocene arc magmas in the southern Central Andes. *Lithos*. Vol. **262**: 169-191.
- KAY, S. & MPODOZIS, C. 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**: 39-57.
- KAY, S., RAMOS, V., MPODOZIS, C. & SRUOGA, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*. Vol. **17**: 324-328.
- KIM, S., KIM, Y., JO, H., JEONG, K. & CHOUGH, S. 2009. Depositional facies, architecture and environments of the Sihwa Formation (Lower Cretaceous), mid-west Korea with special reference to dinosaur eggs. *Cretaceous Research*. Vol. **30**: 100-126.
- KLEIMAN, L. & JAPAS, M. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S – 36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*. Vol. **473**: 283-299.
- LIMARINO, C., CÉSARI, S., SPALLETTI, L., TABOADA, A., ISBELL, J., GEUNA, S. & GULBRANSON, E. 2014. A paleoclimatic review of southern South America during the late Paleozoic: a record from icehouse to extreme greenhouse conditions. *Gondwana Research*. Vol. **25**: 1396-1421.
- LIPMAN, P. 2000. The central San Juan caldera cluster: regional volcanic framework. Ancient Lake Creede: its Volcano-Tectonic Setting, History of Sedimentation, and Relation of Mineralization in the Creede Mining District (Bethke, P. & Hay, R. editors). *Geological Society of America*. Special Paper **346**: 9-69.
- LLAMBÍAS, E. & SATO, A. 1995. El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **50**: 111-131.
- LLAMBÍAS, E. & SATO, A. 2011. Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. Congreso Geológico Argentino N°18. Relatorio: 53-62. Neuquén.

- LLAMBIAS, E., KLEIMAN, L. & SALVARREDI, J. 1993. El magmatismo gondwánico. Geología y Recursos Naturales de Mendoza (Ramos, V. editor). Congreso Geológico Argentino N°18. Relatorio I: 53-64. Mendoza.
- LÓPEZ, N., SALAZAR, E. & FRANCO, C. 2015. Análisis de facies volcanoclásticas y control estructural de una sección de los Estratos de Guanaco Sonso, a los 29°S, Cordillera Frontal, Región de Atacama. Congreso Geológico Chileno N° 14. Actas Electrónicas. La Serena.
- LOSSADA, A., GIAMBIAGI, L., HOKE, G., FITZGERALD, P., CREIXELL, C., MURILLO, I., MARDONEZ, D., VELÁSQUEZ, R. & SURIANO, J. 2017. Thermochronologic evidence for late Eocene Andean mountain building at 30°S. *Tectonics*. Vol. **36**: 2693-2713.
- LOWENSTEIN, T. & HARDIE, L. 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology*. Vol. **32**: 627-644.
- LUCASSEN, F., FRANZ, G., THIRLWALL, M. & MEZGER, K. 1999. Crustal Recycling of Metamorphic Basement: Late Palaeozoic Granitoids of Northern Chile (~22°S). Implications for the Composition of the Andean Crust. *Journal of Petrology*. Vol. **40**: 1.527-1.551.
- LUCASSEN, F., KRAMER, W., BARTSCH, V., WILKE, H., FRANZ, G., ROMER, R. & DULSKI, P. 2006. Nd, Pb, and Sr isotope composition of juvenile magmatism in the Mesozoic large magmatic province of northern Chile (18-27°S): indications for a uniform subarc mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **152**: 571-589.
- MAKSAEV, V., MUNIZAGA, F. & TASSINARI, C. 2014. Timing of the magmatism of the paleo-Pacific border of Gondwana: U-Pb geochronology of Late Paleozoic to Early Mesozoic igneous rocks of the north Chilean Andes between 20° and 31°S. *Andean Geology*. Vol. **41**: 447-506.
- MAKSAEV, V., MOSCOSO, R., MPODOZIS, C. & NASI, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la alta cordillera del Norte Chico (29°-31°S): geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **21**: 11-51.
- MALIZIA, D., LIMARINO, C., SOSA-GÓMEZ, J., KOKOT, R., NULLO, F. & GUTIÉRREZ, P. 1999. Hoja Geológica 3169-2, Paso del Agua Negra, Provincia de San Juan. *Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino*. Boletín N°288: 192 pp, 1 mapa escala 1:100.000. Buenos Aires.
- MALONEY, K., CLARKE, G., KLEPEIS, K. & QUEVEDO, L. 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics*. Vol. **32**: 1049-1065.

- MARTIN, M., CLAVERO, J. & MPODOZIS, C. 1999. Late Paleozoic to early Jurassic tectonic development of the high Andean principal Cordillera, El Indio region, Chile (29-30°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **12**: 33-49.
- MARTIN, M., CLAVERO, J., MPODOZIS, C. & CUITIÑO, L. 1995. Estudio geológico regional de la franja El Indio, Cordillera de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-95-06*: 2 volúmenes. Santiago.
- MATTHEWS, S., CORNEJO, P. & RIQUELME, R. 2006. Carta Inca de Oro, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°102*: 79 pp, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- MAZZARINI, F., FORNACIAI, A., BISTACCHI, A. & PASQUARÈ, F. 2008. Fissural volcanism, polygenetic volcanic fields, and crustal thickness in the Payen Volcanic Complex on the central Andes foreland (Mendoza, Argentina). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. **9**, N°9: 17 pp.
- MCPHIE, J. 1986. Primary and redeposited facies from a large-magnitude, rhyolitic, phreatomagmatic eruption: Cana Creek Tuff, Late Carboniferous, Australia. *Journal of volcanology and geothermal research*. Vol. **28**: 319-350.
- MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993. Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania: 196 pp. Hobart, Tasmania.
- MELCHOR, R., CARDONATTO, M. & VISCONTI, G. 2012. Palaeoenvironmental and palaeoecological significance of flamingo-like footprints in shallow-lacustrine rocks: an example from the Oligocene–Miocene Vinchina Formation, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. **315**: 181-198.
- MIALL, A. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag: 582 pp. Berlin, Heidelberg.
- MOSCOSO, R. & MPODOZIS, C. 1988. Estilos estructurales en el norte chico de Chile (28-31° S), regiones de Atacama y Coquimbo. *Andean Geology*. Vol. **15**: 151-166.
- MOSCOSO, R., MPODOZIS, C., NASI, C., RIBBA, L. & ARÉVALO, C. (compilador). 2010. Geología de la Hoja El Tránsito, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Preliminar, N°7*: 17 pp, 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- MPODOZIS, C. & CORNEJO, P. 1988. Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°68*: 164 pp, 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.

- MPODOZIS, C. & KAY, S. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **104**: 999-1.014.
- MPODOZIS, C. & RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources (Ericksen, G., Cañas, M. & Reinemud, J. editors). Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sciences Series*. Vol. **11**: 59-90.
- MURILLO, I., VELÁSQUEZ, R. & CREIXELL, C. 2017. Geología de las áreas Guanta-Los Cuartitos y Paso de Vacas Heladas, Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°192-193*: 96 pp, 1 mapa escala 1:100.000, 1 CD con anexos. Santiago.
- MURILLO, I., VELÁSQUEZ, R. & CREIXELL, C. 2018. Etapas volcánicas registradas en la estratigrafía del Carbonífero-Triásico en la Cordillera Frontal chilena entre los 28°30' y los 30°S. Congreso Geológico Chileno N° 15. Actas: 857-860. Concepción.
- NASI, C., MOSCOSO, R. & MAKSAEV, V. 1990. Hoja Guanta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°67*: 141 pp, 1 mapa escala 1:250.000. Santiago.
- NASI, C., MPODOZIS, C., MOSCOSO, R., MAKSAEV, V. & CORNEJO, P. 1985. El Batolito Elqui-Limarí (Paleozoico Superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **25-26**: 77-111.
- NICHOLS, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell: 419 pp. Hoboken.
- OLIVEROS, V., FÉRAUD, G., AGUIRRE, L., FORNARI, M. & MORATA, D. 2006. The Early Andean Magmatic Province (EAMP):  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating on Mesozoic volcanic and plutonic rocks from the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **157**: 311-330.
- OLIVEROS, V., LABBÉ, M., ROSSEL, P., CHARRIER, R. & ENCINAS, A. 2012. Late Jurassic paleogeographic evolution of the Andean back-arc basin: New constrains from the Lagunillas Formation, northern Chile (27°30'-28°30'S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **37**: 25-40.
- OLIVEROS, V., VÁSQUEZ, P., CREIXELL, C., LUCASSEN, F., DUCEA, M., CIOCCA, I., GONZÁLEZ, J., ESPINOZA, M., SALAZAR, E., COLOMA, F. & KASEMANN, S. 2020. Lithospheric evolution of the Pre- and Early Andean convergent margin, Chile. *Gondwana Research*. Vol. **80**: 202-227.
- ORTIZ, M. & MERINO, R. 2015. Geología de las áreas Río Chollay-Matancilla y Cajón del Encierro, Regiones de Atacama y Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería,*

- Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°175-176*: 234 pp, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- 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*. Vol. **81**: 113-136.
- PARADA, M., NYSTRÖM, J. & LEVI, B. 1999. Multiple sources for the Coastal Batholith of central Chile (31-34°S): geochemical and Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implications. *Lithos*. Vol. **46**: 505-521.
- PARDO-CASAS, F. & MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*. Vol. **6**: 233-248.
- PINEDA, G. & EMPARAN, C. 2006. Geología del área Vicuña-Pichasca, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 97*: 40 pp, 1 mapa escala 1.100.000. Santiago.
- RAJCHL, M., ULIČNÝ, D. & MACH, K. 2008. Interplay between tectonics and compaction in a rift-margin, lacustrine delta system: Miocene of the Eger Graben, Czech Republic. *Sedimentology*. Vol. **55**: 1419-1447.
- RAMOS, V. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a Collisional History. *Episodes*. Vol. **11**: 168-174.
- RAMOS, V., CRISTALLINI, E. & PÉREZ, D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **15**: 59-78.
- REBOLLEDO, S. & CHARRIER, R. 1994. Evolución del basamento paleozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31-32°S). *Andean Geology*. Vol. **21**: 55-69.
- REUTTER, K. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Hochkordillere im Bereich 29 südlicher Breite. *Neues Jahrbuch für geologie und Paläontologie*. Vol. **146**: 153-178.
- RIEL, N., JAILLARD, E., MARTELAT, J.E., GUILLOT, S. & BRAUN, J. 2018. Permian-Triassic Tethyan realm reorganization: Implications for the outward Pangea margin. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **81**: 78-86.
- ROCHER S. & ABARZÚA, F. 2013. Interpretación litofacial en depósitos volcanoclásticos resedimentados asociados al volcanismo explosivo permo-triásico de la Cordillera Frontal de San Juan, oeste de Argentina (Resumen). *Latin American Congress of Sedimentology N°6*: 85. São Paulo.

- ROCHER, S. & 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*. Vol. **41**: 589-625.
- ROCHER, S., VALLECILLO, G., CASTRO DE MACHUCA, B. & ALASINO, P. 2015. El Grupo Choiyoi (Pérmico temprano-medio) en la Cordillera Frontal de Calingasta, San Juan, Argentina: volcanismo de arco asociado a extensión. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. **32**: 415-432.
- ROSSEL, P., OLIVEROS, V., DUCEA, M., CHARRIER, R., SCAILLET, S., RETAMAL, L. & FIGUEROA, O. 2013. The Early Andean subduction system as an analog to island arcs: Evidence from across-arc geochemical variations in northern Chile. *Lithos*. Vol. **179**: 211-230.
- SALAZAR, E. 2012. Evolución tectonoestratigráfica de la cordillera de Vallenar: Implicancias en la construcción del oroclino de Vallenar. Tesis de Magíster. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 126 pp, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- SALAZAR, E. & COLOMA, F. 2016. Geología del Área Cerro de Cantaritos-Laguna Chica, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°181*: 171 pp, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- SALAZAR, E., COLOMA, F. & CREIXELL, C. 2013. Geología del área El Tránsito-Lagunillas, Región de Atacama. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N°149*: 117 pp. Santiago.
- SALAZAR, E., VÁSQUEZ, P., VALLEJOS, D., CREIXELL, C., OLIVEROS, V. & DUCEA, M. 2020. Stratigraphic and provenance analysis of Triassic rock units between 28-29° S, northern Chile: implications on the tectonic and paleogeographic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Andean Geology*. Vol. **47**: 207-255.
- SATO, A., LLAMBÍAS, E., BASEI, M. & 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*. Vol. **63**: 48-69.
- SELF, S. 1983. Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism: a case study from New Zealand. *Journal of volcanology and geothermal research*. Vol. **17**: 433-469.
- SELF, S. & SPARKS, R. 1978. Characteristics of widespread pyroclastic deposits formed by the interaction of silicic magma and water. *Bulletin volcanologique*. Vol. **41**: 196.
- SMITH, G. & LOWE, D. 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow – hyperconcentrated flow continuum. Sedimentation in Volcanic Settings (Fisher, R. & Smith, G. editors). SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publication 45: 59-70. Tulsa, Oklahoma.

- SMITH, R. 1995. Reservoir architecture of syn-rift lacustrine turbidite systems, early Cretaceous, offshore South Gabon. *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. **80**: 197-210.
- SMITH, S. 1990. The sedimentology and accretionary styles of an ancient gravel-bed stream: the Budleigh Salterton Pebble Beds (Lower Triassic), southwest England. *Sedimentary Geology*. Vol. **67**: 199-219.
- SOMOZA, R. & GHIDELLA, M. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del sur durante el Cenozoico: Subducción de Nazca, Farallon y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. **60**: 797-809.
- SPALLETTI, L. & LIMARINO, C. 2017. The Choiyoi magmatism in south western Gondwana: implications for the end-permian mass extinction - a review. *Andean Geology*. Vol. **44**: 328-338.
- SPARKS, R., TAIT, S. & YANEV, Y. 1999. Dense welding caused by volatile resorption. *Journal of the Geological Society*. Vol. **156**: 217-225.
- SULPIZIO, R. & DELLINO, P. 2008. Sedimentology, depositional mechanisms and pulsating behaviour of pyroclastic density currents. *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response* (Gottsmann, J. & Martí, J. editors). Elsevier. *Developments in Volcanology*. Vol. **10**: 57-96. Amsterdam.
- TALBOT, J., SELF, S. & WILSON, C. 1994. Dilute gravity current and rain-flushed ash deposits in the 1,8 ka Hatepe Plinian deposit, Taupo, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **56**: 538-551.
- TALBOT, M. & ALLEN, P. 1996. Lakes. *Sedimentary environments: processes, facies, and stratigraphy* (3rd edition) (Reading, H. editor). Blackwell Science: 83-124. Oxford.
- THIELE, R. 1964. Reconocimiento geológico de la alta cordillera del Elqui. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 69 pp., Santiago.
- THOMPSON, A. 1986. Secondary flows and the pool-riffle unit: A case study of the processes of meander development. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. **11**: 631-641.
- TUCKER, M. 2003. *Sedimentary rocks in the field* (3rd edition). John Wiley & Sons: 234 pp. Chichester.
- VELÁSQUEZ, R., COLOMA, F., MURILLO, I., MERINO, R. & ORTIZ, M. En prensa. Geología de las áreas Pisco Elqui-Río La Gloria y Paso del Agua Negra, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica*. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.



- WALKER, G. 1971. Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *The Journal of Geology*. Vol. **79**: 696-714.
- WALKER, G. 1981. Characteristics of two phreatoplinian ashes, and their water-flushed origin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **9**: 395-407.
- WARESBACK, D. & TURBEVILLE, B. 1990. Evolution of a Plio-Pleistocene volcanogenic-alluvial fan: the Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **102**: 298-314.
- WILLNER, A. P., GERDES, A., & MASSONNE, H. J. 2008. History of crustal growth and recycling at the Pacific convergent margin of South America at latitudes 29°-36° S revealed by a U-Pb and Lu-Hf isotope study of detrital zircon from late Paleozoic accretionary systems. *Chemical Geology*. Vol. **253**: 114-129.
- WOLFE, J. & SELF, S. 1983. Structural lineaments and Neogene volcanism in southwestern Luzon. *GMS*. Vol. **27**: 157-172.



**ANEXO A:**  
**Nomenclatura petrográfica**



## ÍNDICE

	<b>Página</b>
<b>GENERALIDADES</b>	1
<b>ROCAS LÁVICAS</b>	1
<b>ROCAS PIROCLÁSTICAS</b>	2
<b>Tufitas</b>	3
<b>ROCAS SEDIMENTARIAS</b>	4
<b>Rocas siliciclásticas</b>	4
<b>Rocas carbonatadas</b>	5
<b>REFERENCIAS</b>	6

## INDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
A. 1. Criterio litológico para la clasificación provisoria de rocas lávicas comunes en ausencia de un análisis químico	2
A. 2. Clasificación de rocas piroclásticas según el tamaño de sus componentes	3
A. 3. Clasificación de tobas de ceniza según la composición de sus fragmentos	3
A. 4. Clasificación de rocas siliciclásticas según el tamaño de sus componentes	4

## INDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>	<b>Página</b>
A. 1. Clasificación de rocas carbonatadas	6

## GENERALIDADES

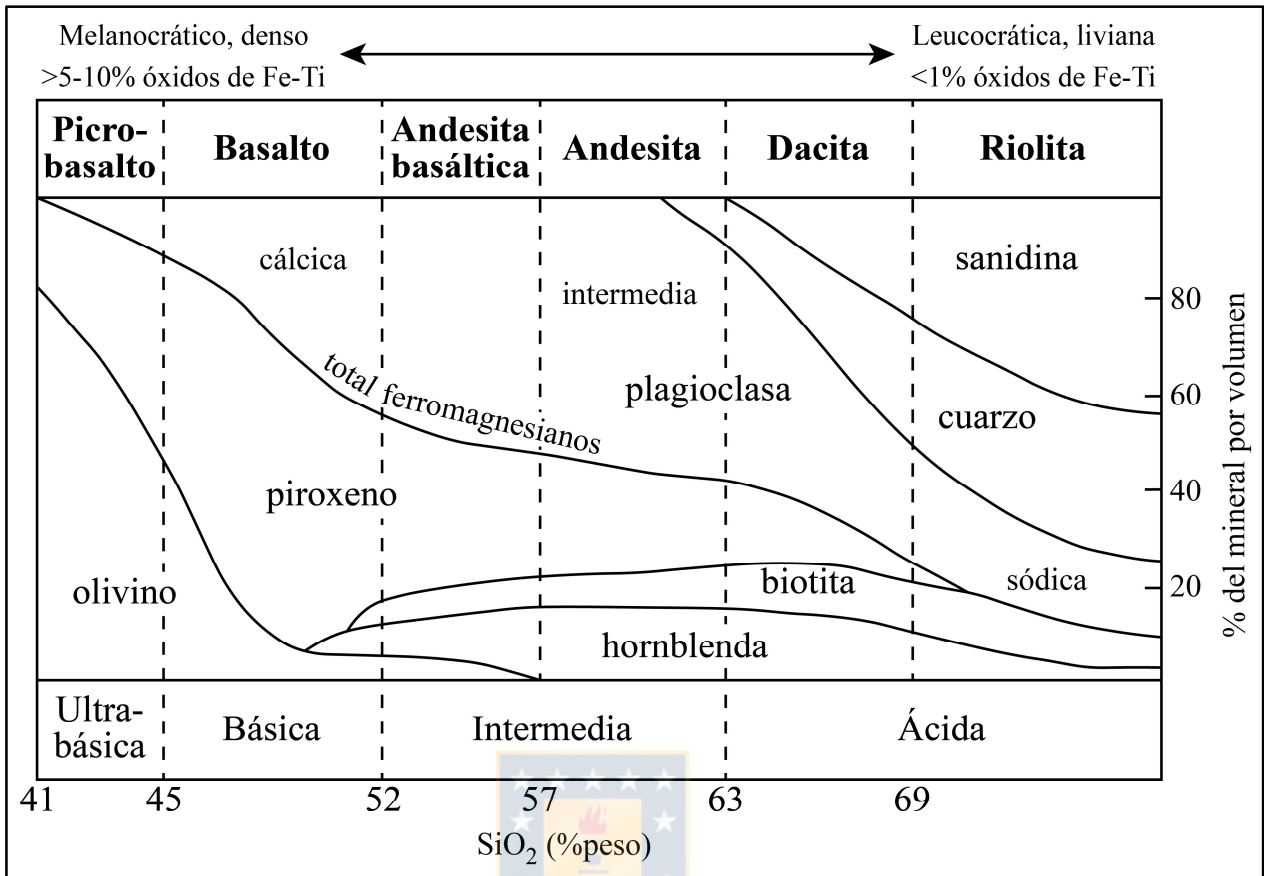
El criterio general establecido para la clasificación de los distintos tipos de rocas analizadas en este estudio sigue aquel que emplea el SERNAGEOMIN. Éste consiste en seguir la propuesta de comisiones internacionales, o bien, nomenclaturas ampliamente aceptadas en la comunidad geológica, efectuando algunas modificaciones con el objetivo de perfeccionar las denominaciones para las distintas litologías.

En el caso de las rocas lávicas y piroclásticas (y tufitas), se tiene como base la clasificación de rocas ígneas de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS), cuya publicación más reciente es la de Le Maitre *et al.* (2002). Para las rocas sedimentarias, en tanto, la nomenclatura utilizada sigue principalmente lo sugerido por Folk (1954, 1980) y Dunham (1962), para rocas siliciclásticas y carbonatadas, respectivamente. Las modificaciones a estas propuestas se señalan oportunamente a lo largo del texto.

## ROCAS LÁVICAS

Para la nomenclatura de rocas lávicas se emplea primeramente la clasificación química propuesta por Le Bas *et al.* (1986), que utiliza un diagrama de álcalis total versus sílice. Dado que las rocas lávicas presentan un grado de alteración variable, que implica modificaciones significativas en el contenido de álcalis, se usa también el diagrama  $Zr/TiO_2$  vs.  $Nb/Y$  de Winchester & Floyd (1977), que involucra elementos de menor movilidad.

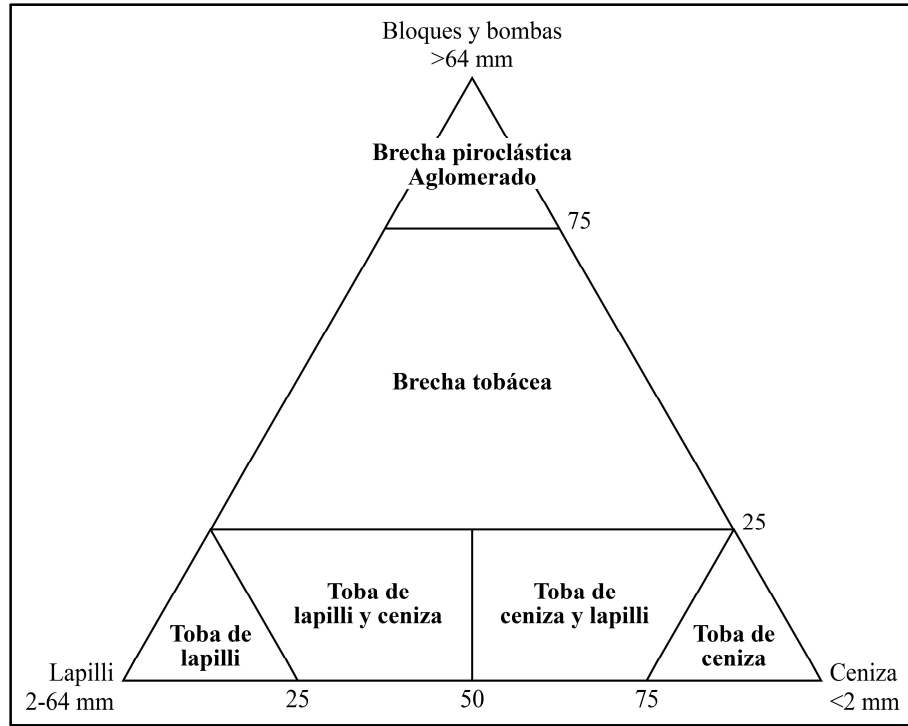
En caso de no contar con un análisis químico, la roca se nombra de acuerdo a su litología, siguiendo la nomenclatura de la clasificación modal QAPF de Streckeisen (1978). Sin embargo, se reconoce la dificultad de determinar la composición modal de una roca lávica, dado el tamaño de sus cristales. Por ende, se emplea una guía para la clasificación provisoria de rocas lávicas, utilizando el término que mejor se aproxime a la composición inferida (Figura A.1).



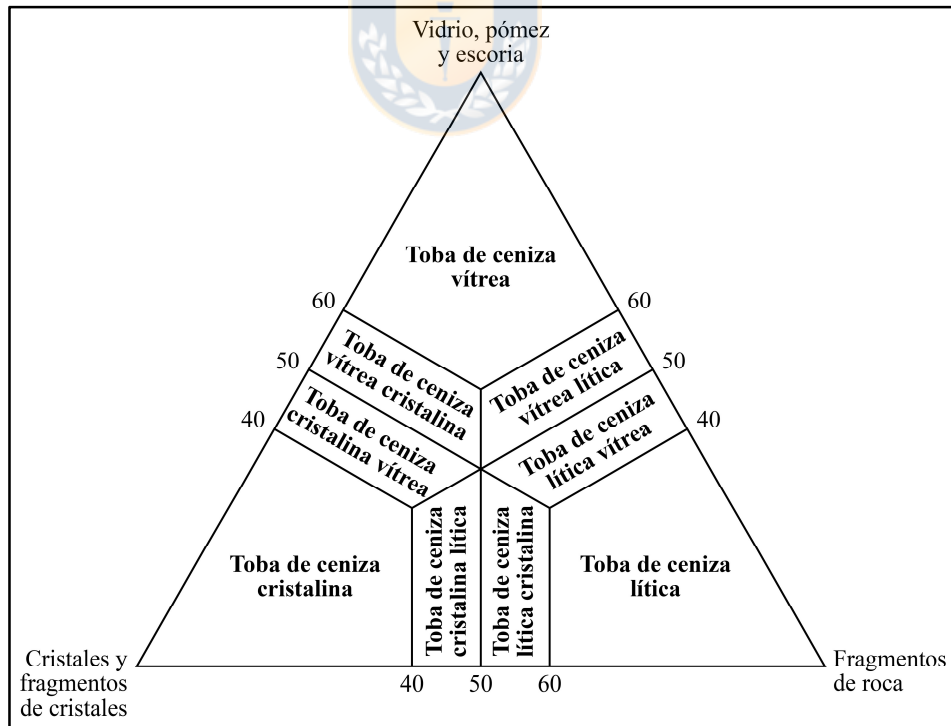
**Figura A.1:** Criterio litológico para la clasificación provisoria de rocas lávicas comunes en ausencia de un análisis químico. El propósito del gráfico es ser una guía y no necesariamente un conjunto de requisitos para el reconocimiento de una litología.

## ROCAS PIROCLÁSTICAS

Para la nomenclatura textural de rocas piroclásticas se utiliza un diagrama modificado de Fisher (1966) (Figura A.2), que incluye la separación entre tobas de lapilli y ceniza y tobas de ceniza y lapilli, según la propuesta de Schmid (1981). La nomenclatura composicional para tobas, en tanto, se hace mediante un diagrama modificado de Schmid (1981) (Figura A.3). Cabe destacar que en este grupo de rocas se excluyen aquellas formadas por procesos de autobrechización de lavas, las que, a pesar de su textura clástica, se clasifican como rocas lávicas al ser productos de procesos eruptivos no explosivos.



**Figura A.2: Clasificación de rocas piroclásticas según el tamaño de sus componentes.** Modificado de Fisher (1966).



**Figura A.3: Clasificación de tobas de ceniza según la composición de sus fragmentos.** Modificado de Schmid (1981).

## Tufitas

Las tufitas se definen como depósitos piroclásticos re trabajados por procesos sedimentarios y posteriormente litificados (Cas & Wright, 1987). La clasificación de la IUGS separa depósitos piroclásticos, tufitas, y depósitos epiclásticos sobre la base del porcentaje de piroclastos que contienen, de modo que los depósitos piroclásticos son aquellos conformados por más de un 75% de piroclastos, las tufitas contienen entre un 75% y un 25%, y los depósitos epiclásticos incluyen menos de un 25% de piroclastos (Schmid, 1981; Le Maitre *et al.*, 2002). Sin embargo, se considera que la composición de los depósitos es menos informativa que el modo de deposición, que puede ser determinado a partir de las estructuras primarias de los depósitos y un análisis de facies (Fisher & Schmincke, 1984; Cas & Wright, 1987; McPhie *et al.*, 1993).

Por lo tanto, la clasificación de tufitas se hace de acuerdo al reconocimiento de su modo de deposición, utilizando el término piroclástico correspondiente a su textura y composición, y sumando el adjetivo “re trabajado/a”.

## ROCAS SEDIMENTARIAS



### Rocas siliciclásticas

Corresponden a rocas sedimentarias compuestas por más de un 50% de granos clásticos silicatados (fragmentos minerales o de roca). Su clasificación textural o granulométrica está basada en el sistema de Folk (1954, 1980), que en este trabajo se ha simplificado para la fracción de tamaño fango, de acuerdo a Nichols (1999) (Figura A.4). Por otra parte, la clasificación composicional para areniscas empleada en este estudio corresponde a la de Folk *et al.* (1970).

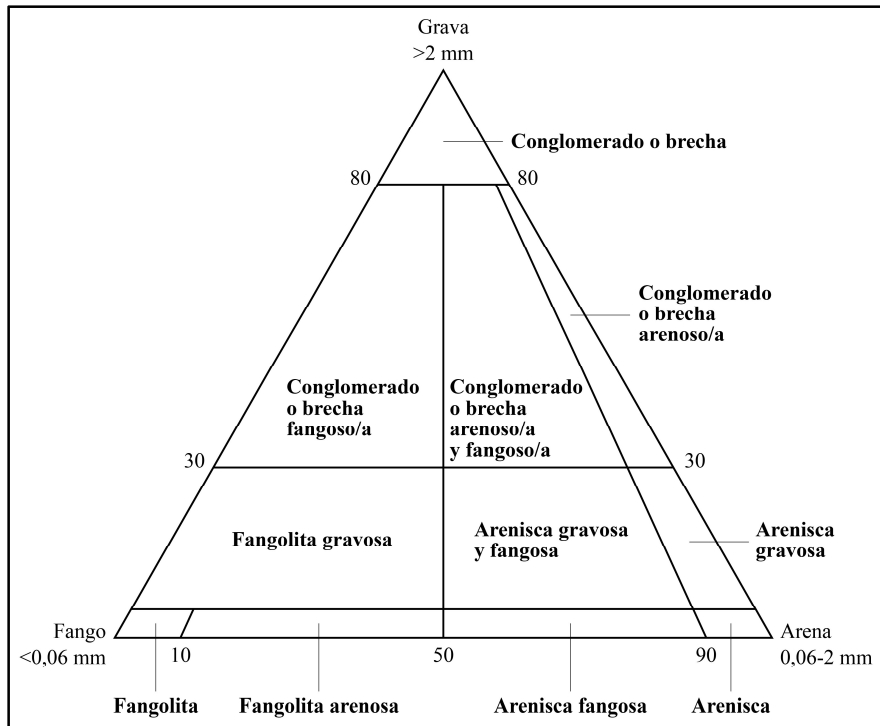


Figura A.4: Clasificación de rocas siliciclásticas según el tamaño de sus componentes. Traducido de Nichols (1999).

## Rocas carbonatadas

Corresponden a rocas sedimentarias compuestas por más de un 50% de material carbonatado (se excluye el cemento, excepto en los casos donde la roca consiste en un precipitado químico). Como clasificación de primer orden para calizas se considera la de Grabau (1904), quien planteó una división en rocas biogénicas, clásticas y químicas, y además subdividió las calizas clásticas de acuerdo a su granulometría en calciruditas, calcarenitas y calcilutitas.

En particular, para calizas biogénicas y clásticas, se emplea la nomenclatura de Dunham (1962), modificada por Embry & Klovan (1971) y Wright (1992). Es necesario señalar que, si bien esta clasificación fue desarrollada principalmente para carbonatos marinos, también es útil para carbonatos lacustres. Sin embargo, tiene una aplicación limitada para los carbonatos 'químicos' formados por procesos de pedogénesis y precipitación desde aguas meteóricas e hidrotermales (Flügel, 2010); para ellos, se recogen los términos más comunes desde distintas fuentes. La clasificación empleada en este trabajo se muestra en la Tabla A.1.



Tabla A.1. Clasificación de rocas carbonatadas.

Rocas carbonatadas (calizas)		
Tipo	Subtipo	Subsubtipo
Caliza biogénica (unida orgánicamente)	<i>Boundstone</i>	<i>Framestone</i> <i>Bindstone</i> <i>Bafflestone</i> <i>Biocementstone</i>
Caliza clástica (puede contener fragmentos de origen biótico, pero el depósito no estaba unido orgánicamente durante la deposición)	Calcirudita	<i>Rudstone</i> <i>Floatstone</i>
	Calcarenita	<i>Grainstone</i> <i>Packstone</i> <i>Wackestone</i>
	Calcilutita Calcifangolita	Calcilimolita <i>Mudstone</i>
Caliza química		<i>Dripstone</i> <i>Flowstone</i> Espeleotema Tufa calcárea Travertino
Caliza recristalizada		Esparita Microesparita Dismicrita

## REFERENCIAS

- CAS, R. & WRIGHT, J. 1987. Volcanic Successions, Modern and Ancient. Allen and Unwin: 528 pp. London.
- DUNHAM, R. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of Carbonate Rocks (Ham, W. editor). American Association of Petroleum, Memoir: 108-121. Tulsa, Oklahoma.
- EMBRY, A. & KLOVAN, J. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. *Bulletin of Canadian petroleum geology*. Vol. **19**: 730-781.
- FISHER, R. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth Science Reviews*. Vol. **1**: 287-298.
- FISHER, R. & SCHMINCKE, H. 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag: 472 pp. Berlin, Heidelberg.
- FLÜGEL, E. 2010. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application (2<sup>nd</sup> Edition). Springer-Verlag: 984 pp. Berlin, Heidelberg.

- FOLK, R. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology*. Vol. **62**: 344-359.
- FOLK, R. 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Co.: 182 pp. Austin, Texas.
- FOLK, R., ANDREWS, P. & LEWIS, D. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand journal of geology and geophysics*. Vol. **13**: 937-968.
- GRABAU, A. 1904. On the classification of sedimentary rocks. *American Geologist*. Vol. **33**: 228-247.
- LE BAS, M., LE MAITRE, R., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*. Vol. **27**: 745-750.
- LE MAITRE, R., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M., BONIN, B. & BATEMAN, P. 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press: 236 pp. Cambridge.
- MCPHIE, J., DOYLE, M. & ALLEN, R. 1993. *Volcanic textures: A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania: 196 pp. Hobart, Tasmania.
- NICHOLS, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell: 419 pp. Hoboken.
- SCHMID, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*. Vol. **9**: 41-43.
- STRECKEISEN, A. 1978. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. Recommendations and suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*. Vol. **134**: 1-14. Stuttgart.
- WINCHESTER, J. & FLOYD, P. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*. Vol. **20**: 325-343.
- WRIGHT, V. 1992. A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*. Vol. **76**: 177-185.

**ANEXO B:**  
**Descripción petrográfica**



## ÍNDICE DE DESCRIPCIONES

	<b>Página</b>
<b><i>Rocas Lávicas</i></b>	2
PIM-08t	3
PIM-12t	4
PIM-57t	5
PRV-092t	6
<b><i>Rocas Piroclásticas</i></b>	7
PIM-02t	8
PIM-07t	9
PIM-10t	10
PIM-13t	11
PIM-15t	12
PIM-16t	13
PIM-17t	14
PIM-18t	15
PIM-21t	16
PIM-23t	17
PIM-26t	18
PIM-27t	19
PIM-29t	20
PIM-35t	21
PIM-37t	22
PIM-42t	23
PIM-45t	24
PIM-47t	25
PIM-50t	26
PIM-52t	27
PIM-53t	28
PIM-58t	29
PIM-59t	30
PIM-61t	31
PIM-63t	32
PIM-66t	33
PIM-90t	34
PIM-97t	35
PIM-107t	36
PRM-053t	37
PRV-091t	38
<b><i>Rocas Sedimentarias</i></b>	39
PIM-105t	40
PIM-106t	41
PIM-108t	42
PRV-093t	43



## INDICE DE TABLAS

Tabla	Página
B. 1. Resumen de información referente a los cortes transparentes descritos	1

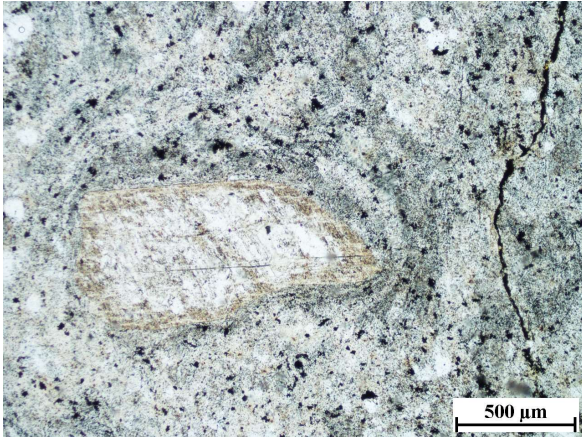
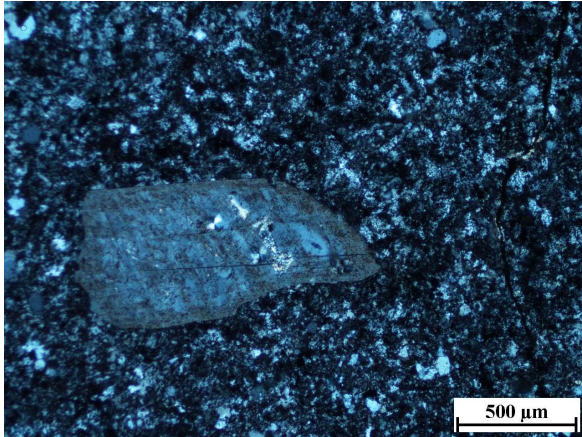


**Tabla B.1: Resumen de información referente a los cortes transparentes descritos. Ubicación, unidad litológica y clasificación petrográfica.**

<b>Muestra</b>	<b>UTM E</b>	<b>UTM N</b>	<b>Unidad</b>	<b>Clasificación</b>
PIM-02	419.833	6.661.563	Formación El Tapado	Toba de ceniza y lapilli vítrea
PIM-07	406.846	6.650.577	Formación Laguna Chica	Toba de ceniza vítrea
PIM-08	404.410	6.651.954	Formación Laguna Chica	Dacita
PIM-10	416.727	6.660.150	Formación El Tapado	Toba de ceniza y lapilli vítrea
PIM-12	416.726	6.660.156	Formación El Tapado	Andesita
PIM-13	416.316	6.660.940	Formación El Tapado	Toba de lapilli y ceniza
PIM-15	413.140	6.666.372	Formación Laguna Chica	Toba de ceniza vítrea
PIM-16	412.915	6.666.499	Formación Laguna Chica	Toba de ceniza vítrea
PIM-17	414.314	6.665.180	Formación El Tapado	Toba de ceniza y lapilli cristalina
PIM-18	415.544	6.663.948	Formación El Tapado	Toba de ceniza cristalina
PIM-21	412.639	6.662.528	Formación El Tapado	Toba de ceniza vítrea
PIM-23	408.946	6.662.650	Formación El Tapado	Toba de ceniza y lapilli vítrea
PIM-26	404.727	6.664.306	Formación El Tapado	Toba de ceniza vítrea
PIM-27	403.954	6.665.791	Formación Laguna Chica	Toba de ceniza y lapilli vítrea lítica
PIM-29	403.906	6.667.259	Formación Laguna Chica	Toba de ceniza y lapilli vítrea
PIM-35	405.342	6.669.603	Formación El Tapado	Toba de ceniza vítrea
PIM-37	404.501	6.671.990	Formación El Tapado	Toba de lapilli y ceniza
PIM-42	406.662	6.677.238	Formación El Tapado	Toba de ceniza vítrea
PIM-45	394.877	6.657.165	Formación Laguna Chica	Toba de ceniza y lapilli vítrea
PIM-47	397.437	6.656.792	Formación Guanaco Sonso	Toba de ceniza vítrea
PIM-50	404.102	6.654.352	Formación Laguna Chica	Toba de ceniza y lapilli vítrea
PIM-52	399.670	6.647.113	Formación El Tapado	Toba de ceniza vítrea cristalina
PIM-53	400.663	6.646.889	Formación El Tapado	Toba de ceniza y lapilli vítrea
PIM-57	395.659	6.646.200	Formación El Tapado	Riolita
PIM-58	396.333	6.645.990	Formación El Tapado	Toba de ceniza cristalina
PIM-59	400.138	6.642.336	Formación El Tapado	Toba de lapilli y ceniza
PIM-61	396.200	6.640.490	Formación El Tapado	Toba de ceniza vítrea
PIM-63	395.836	6.640.468	Formación El Tapado	Toba de ceniza cristalina
PIM-66	398.196	6.643.832	Formación El Tapado	Toba de ceniza vítrea
PIM-90	398.536	6.664.860	Formación Guanaco Sonso	Toba de lapilli y ceniza
PIM-97	394.835	6.658.983	Formación Laguna Chica	Toba de ceniza vítrea
PIM-105	403.929	6.671.604	Formación El Tapado	Arenisca/Feldsarenita lítica
PIM-106	404.460	6.671.901	Formación El Tapado	Arenisca/Litarenita feldespática
PIM-107	403.935	6.672.190	Formación El Tapado	Toba de ceniza y lapilli vítrea
PIM-108	403.865	6.672.380	Formación El Tapado	<i>Mudstone-grainstone</i>
PRM-053	410.792	6.660.927	Formación Guanaco Sonso	Toba de ceniza y lapilli vítrea
PRV-091	392.438	6.658.770	Formación Guanaco Sonso	Toba de ceniza vítrea
PRV-092	392.244	6.657.961	Formación Guanaco Sonso	Basalto de olivino
PRV-093	391.332	6.658.526	Formación Guanaco Sonso	<i>Mudstone</i>

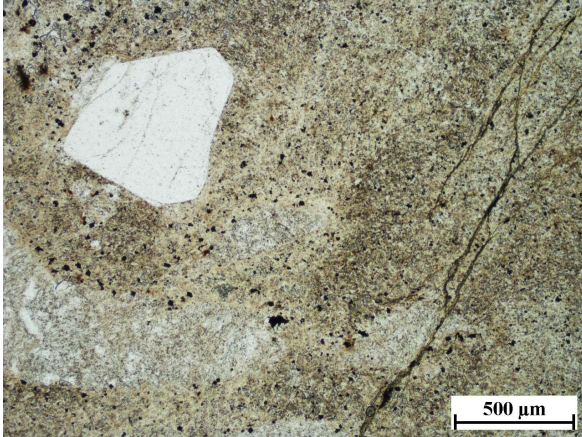
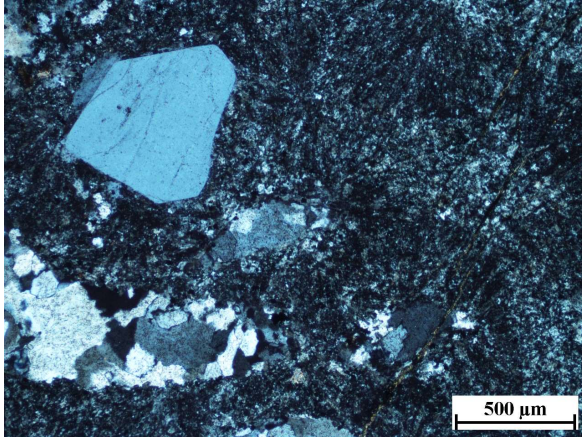


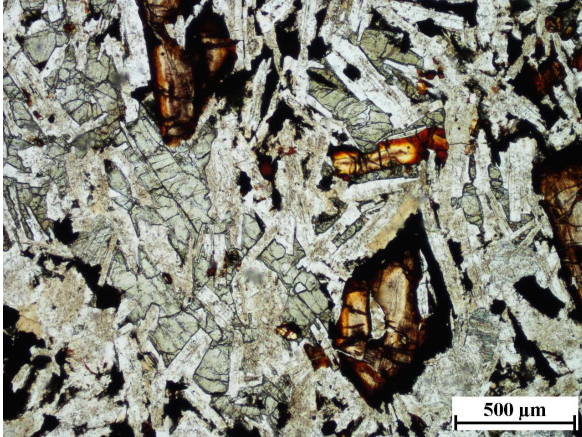
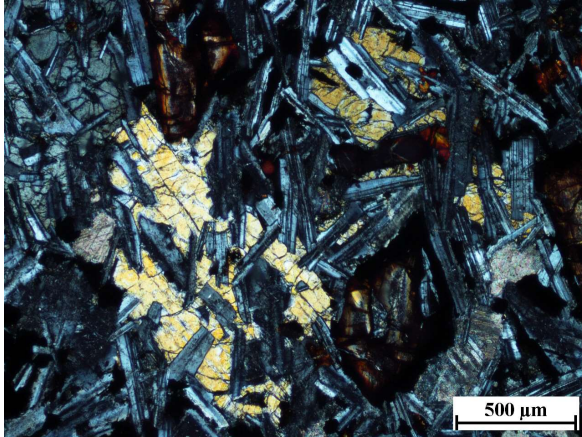
***Rocas lavicas***

PIM-08			
			
<b>Ubicación:</b>	404041 E / 6651954 N		
<b>Localidad:</b>	Confluencia de la quebrada Sin Fin con el río Colorado		
<b>Unidad:</b>	Formación Laguna Chica		
<b>Clasificación:</b>	Dacita		
<b>Texturas:</b>	Porfídica, con masa fundamental pilotaxítica microcristalina (localmente vítrea)		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Fenocristales</b>	<b>13</b>		
Plagioclasa	8	0,4-5,5	Euhedral
Cuarzo	5	0,5-2,5	Algunos cristales presentan signos de recristalización
<b>b) Masa fundamental</b>	<b>87</b>		
Plagioclasa	38	<0,1	-
Cuarzo	30	<0,15	-
Óxidos de hierro	15	<0,1	Microlitos que marcan la textura de flujo
Vidrio	4	-	Desvitrificado a modo de esferulitas radiales
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Sericita	20	Reemplazo moderado de fenocristales de plagioclasa, y de plagioclasa de la masa fundamental (ocurrencia diseminada de sericita, masiva de arcillas)	
Arcillas	22		
Cuarzo	9		
Caolinita	3		
Óxidos de hierro	1		
	<b>55</b>		



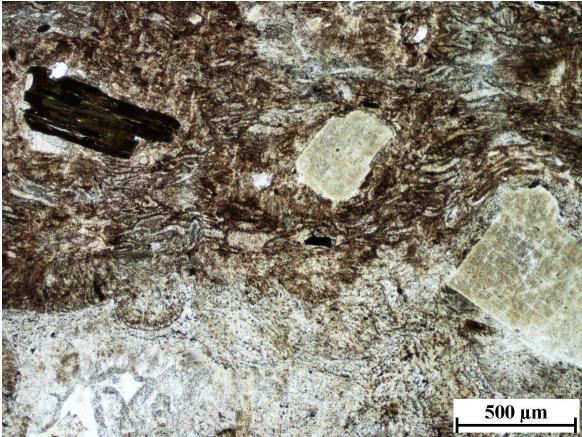
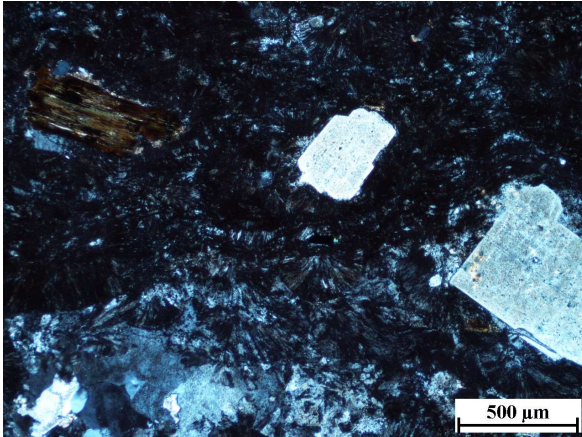
PIM-12			
			
<b>Ubicación:</b>	416726 E / 6660156 N		
<b>Localidad:</b>	~2,5 km al E de la parte media del Estero Toribio		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación:</b>	Andesita		
<b>Texturas:</b>	Porfídica, con masa fundamental pilotaxítica. Amigdaloidal, con cavidades subredondeadas a irregulares		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Fenocristales</b>			
Plagioclasa	8	0,3-2,5	Con macla simple
Ferromagnesianos	8	0,4-2	Totalmente pseudomorfizados. La mayor parte de ellos tienen formas redondeadas y fracturamiento concoidal (probablemente olivinos), otros tantos son más alargados y presentan un aparente clivaje muy mal conservado (probablemente anfíbolos).
<b>b) Masa fundamental</b>			
Plagioclasa	46	<0,2	Cristales orientados
Minerales metálicos	38	<0,15	Rellenando espacios entre cristales de plagioclasa
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Epidota	9	Reemplazo moderado de plagioclasa, disseminado. Pseudomorfiza a fenocristales ferromagnesianos. Relleno de amígdalas	
Clorita	11	Pseudomorfiza a fenocristales ferromagnesianos. Relleno principal de amígdalas (clorita rica en hierro)	
Arcillas	11	Reemplazo moderado de plagioclasa, masivo	
Óxidos de hierro	2	Pseudomorfiza a fenocristales ferromagnesianos. Relleno de amígdalas (en los bordes)	
	<b>33</b>		

PIM-57			
			
<b>Ubicación:</b>	395659 E / 6646002 N		
<b>Localidad:</b>	Parte media de río afluente del río la Gloria, al N de la qda. Escondida		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación:</b>	Riolita		
<b>Texturas:</b>	<p>Porfídica, con masa fundamental felsofídica a granofírica</p> <p><u>Dominios de distinta cristalinidad:</u> la roca presenta dos dominios de proporción similar, con formas irregulares y alargadas en distintas direcciones, y transiciones graduales entre sí. Uno consiste en vidrio masivo esferulitizado (este concentra la mayor parte de los fenocristales) y el otro en agregados de grano fino a medio de cuarzo y feldespato alcalino en intercrecimiento. Se interpretan como porciones de distinta viscosidad dentro de un magma en enfriamiento, tal que la más cristalina se habría enfriado más lentamente</p> <p><u>Textura de reabsorción magmática:</u> algunos fenocristales de plagioclasa en contacto con las porciones más cristalinas (más calientes), se funden parcialmente y recrystalizan</p>		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Fenocristales</b>	<b>10</b>		
Plagioclasa	4	0,6-4	Formas subhedrales y euhedrales. Comúnmente con textura sieve, y en algunos casos recrystalizadas en cristales de menor tamaño. Algunas tienen formas incompletas con bordes abruptos, dentados o sinuosos, lo que se interpreta como una textura de reabsorción
Cuarzo	4	0,5-1,5	Formas anhedrales
Sanidina	2	0,3-1,2	Euhedrales, macla de Carlsbad
Anfibola	<1	0,2-0,3	Formas euhedrales
<b>b) Masa fundamental</b>	<b>90</b>		
Cuarzo	21	-	En el dominio más cristalino forman un intercrecimiento granofírico de grano fino a medio, mientras que en el más vítreo se encuentran como esferulitas radiales o como microlitos muy finos
Feldespato alcalino	64	-	
Minerales metálicos	5	-	Microlitos diseminados entre el cuarzo y feldespato alcalino
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Carbonato	6	Reemplazo moderado de plagioclasa, anfíbola y algunas porciones de la masa fundamental, en cúmulos. Relleno de vetillas sinuosas <0,1 mm	
Arcillas	38	Reemplazo masivo, leve en la porción más cristalina de la masa fundamental, moderado en la porción más vítrea, llegando a ser pervasivo en los fenocristales de feldespato	
Óxidos de hierro	<1	Reemplazo pervasivo de anfíbola, masivo	
	<b>44</b>		

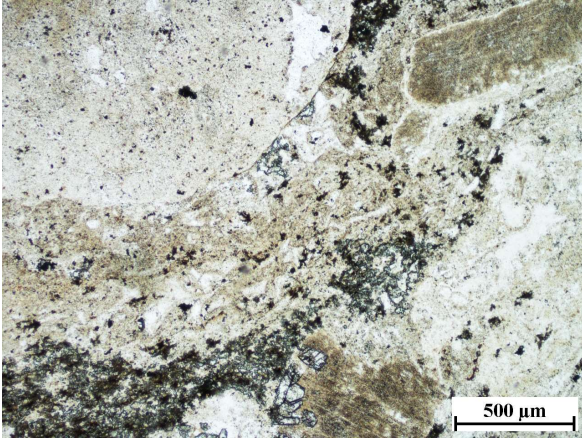
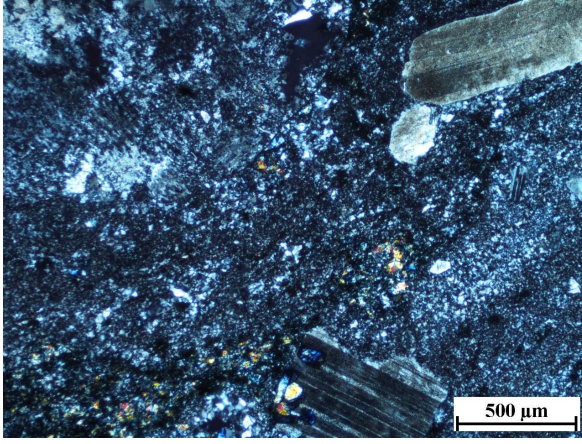
PRV-092			
			
<b>Ubicación:</b>	392244 E / 6657961 N		
<b>Localidad:</b>	Cabecera de quebrada que fluye hacia el río Ingaguás desde el E, a la latitud de la quebrada Matusalén		
<b>Unidad:</b>	Formación Guanaco Sonso		
<b>Clasificación:</b>	Basalto de olivino		
<b>Texturas:</b>	Porfídica, con masa fundamental subofítica (plagioclasa y clinopiroxeno) a intersertal (plagioclasa y minerales metálicos). También presenta textura amigdaloidal (~10%vol de amígdalas subredondeadas de hasta ~2 mm de diámetro)		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Fenocristales</b>	<b>12</b>		
Olivino	12	0,15-1,4	Formas irregulares, de tendencia equidimensional. Ubicualmente fracturado, en general con aspecto desgarrado o disgregado
<b>b) Masa fundamental</b>	<b>88</b>		
Plagioclasa	56	0,1-1,2	Euhedral, alargada, con maclas polisintéticas
Clinopiroxeno	18	0,8-2,7	Subhedral, clivaje débil
Minerales metálicos	14	0,05-0,4	Formas irregulares, en general con un eje largo.
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Carbonato	9	Reemplazo moderado de plagioclasa, en cúmulos. Relleno de amígdalas	
Sericita	2	Reemplazo leve de plagioclasa, diseminado	
Caolinita	7	Relleno de amígdalas	
Esmeclitas	9	Reemplazo leve a moderado de plagioclasa, masivo. Relleno de amígdalas	
Óxidos de hierro	8	Reemplazo masivo de cristales de olivino, moderado (centro) a pervasivo (bordes)	
	<b>35</b>		

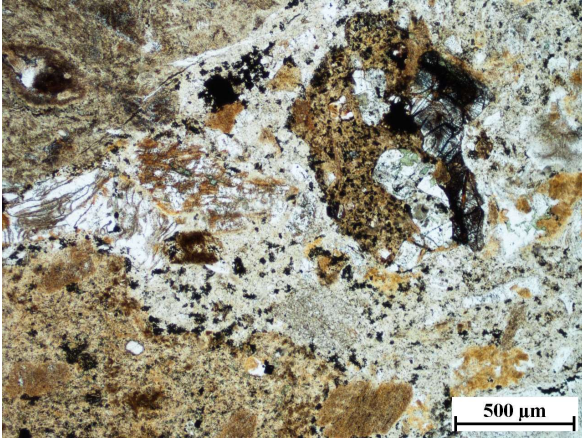


***Rocas piroclásticas***

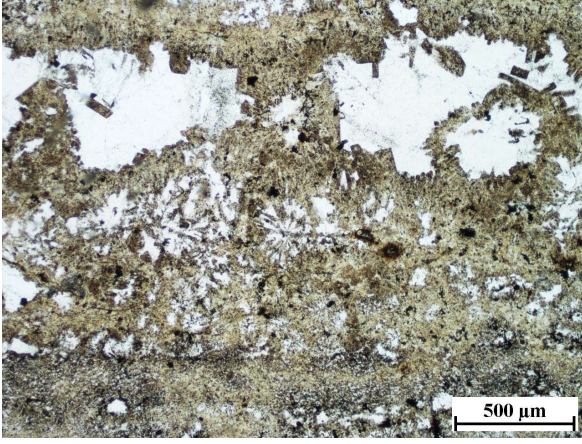
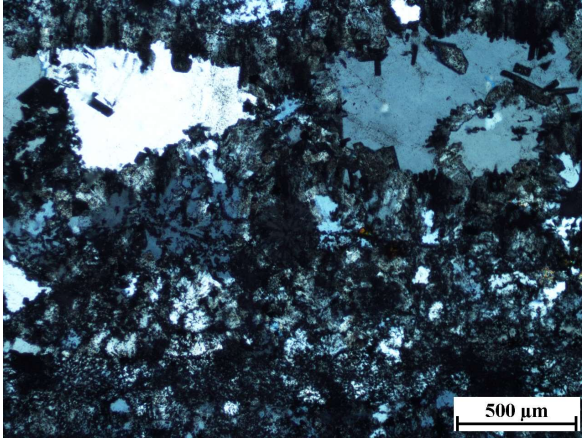
PIM-02			
			
<b>Ubicación:</b>	419833 E / 6661563 N		
<b>Localidad:</b>	~2 km al NW del Paso del Agua Negra		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza y lapilli		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (50% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento moderado. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	Amígdalas de carbonato y cuarzo de ~1 mm en juveniles vítreos		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>3</b>		
Tobáceos	2	1-4	Forma irregular, angulosos y con bordes netos. <i>Fiamme</i> y cristales de plagioclasa, cuarzo y biotita, en una matriz de vidrio fino con numerosas esquirlas aplastadas
Indeterminados	1	0,5-2,2	Forma alargada, subredondeados y con bordes de digestión. Ricos en minerales metálicos, también con feldespatos microcristalinos
<b>b) Cristales</b>	<b>21</b>		
Plagioclasa	16	0,15-2,1	Inclusiones euhedrales de circones y apatitos de hasta 0,5 mm
Biotita	4	0,1-1	Clivaje muy marcado
Minerales metálicos	1	0,05-0,6	-
<b>c) Vidrio</b>	<b>76</b>		
Juveniles	24	1,5-30	En general formas alargadas ( <i>fiamme</i> ), otros son esferoidales. Contienen plagioclasa y biotita euhedrales. Desvitrificados como esferulitas axiales, abanicadas y esféricas, y también en agregados de cuarzo-feldespato microcristalinos
Esquirlas	35	0,05-1	Aplastadas. En sectores forman agregados de 8 mm de largo
Vidrio fino	17	-	Desvitrificado como esferulitas que radian desde los cristales (radio de hasta 0,2 mm)
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Sericita	3	Reemplazo moderado de plagioclasa, en cúmulos	
Arcillas	8	Reemplazo moderado de plagioclasa, masivo	
Óxidos de hierro	25	Reemplazo moderado, como anillo en cristales de biotita y masivo en vidrio fino. Leve en esquirlas y <i>fiamme</i>	
	<b>36</b>		

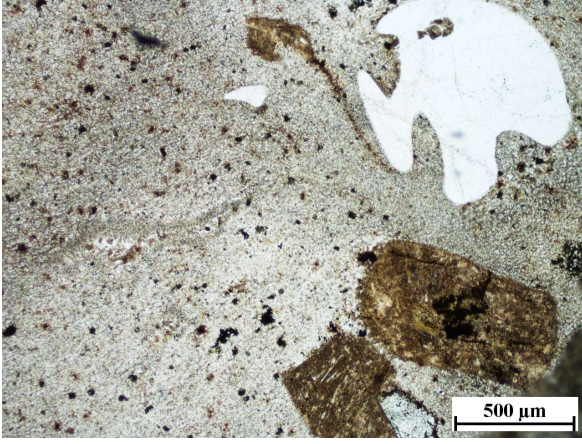

PIM-07			
			
<b>Ubicación:</b>	406846 E / 6650577 N		
<b>Localidad:</b>	~2,5 km al NE del co. Peralta, en la ribera S del río Colorado		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (85% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>18</b>		
Lávicos ácidos (¿juveniles?)	18	2,5-12	Forma subesferoidal a alargada en una dirección preferencial, redondeados y con bordes difusos. Composición, textura y estilo de desvitrificación iguales a la matriz, de la cual apenas son distinguibles. Frecuentemente contienen fenocristales de plagioclasa y biotita
<b>b) Cristales</b>	<b>6</b>		
Plagioclasa	5	0,25-2	Cristales usualmente dispuestos de forma aglomerada
Biotita	1	0,15-0,7	-
<b>c) Vidrio</b>	<b>76</b>		
Vidrio fino	76	-	Totalmente desvitrificado a modo de esferulitas radiales y agregados granofíricos de cuarzo y feldespato (localmente, también se observa textura micropoiquilitica)
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Sericita	2	Reemplazo leve de plagioclasa (también la de los juveniles), en cúmulos	
Arcillas	27	Reemplazo moderado de plagioclasa (también la de los juveniles), masivo y en fracturas internas. Moderado en feldespatos de la matriz	
Óxidos de hierro	1	Reemplazo leve, masivo en la matriz y en clivajes de cristales de biotita	
	<b>30</b>		

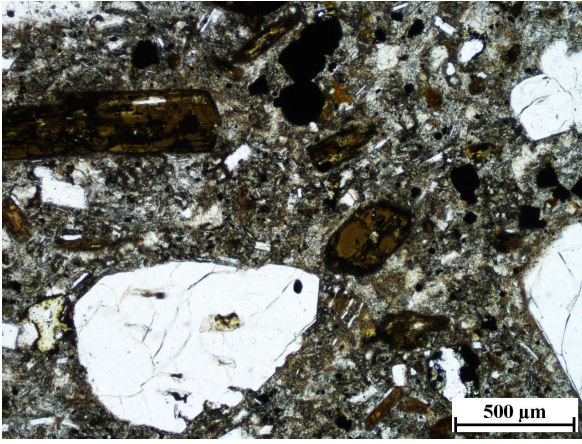
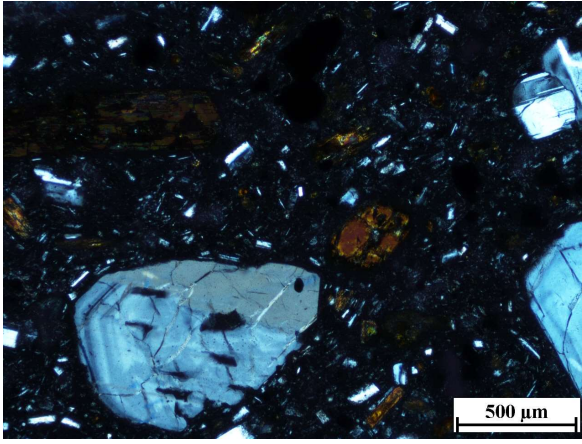
PIM-10			
			
<b>Ubicación:</b>	416727 E / 6660150 N		
<b>Localidad:</b>	~2,5 km al E de la parte media del Estero Toribio		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza y lapilli		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (50% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento incipiente a moderado. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	En el rechazo del corte se distinguen escasos líticos angulosos negros a rojizos de hasta 5 mm, con textura porfídica		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>32</b>		
Tobáceos	32	2,5-12	Esféricos a subdiscoidales, redondeados y con bordes difusos. Contienen <i>fiamme</i> homólogas a las del resto de la roca, y cristales de plagioclasa, inmersos en una matriz de vidrio fino y esquirlas de hasta 1 mm (no orientadas y de distintas formas, varían desde escasas a muy abundantes), la cual está totalmente recrystalizada a cuarzo y feldespato microcristalinos (localmente de grano medio).
<b>b) Cristales</b>	<b>12</b>		
Plagioclasa	12	0,4-3	-
<b>c) Vidrio</b>	<b>56</b>		
<i>Fiamme</i>	6	1,5-8	Recrystalizadas a un agregado microcristalino cuarzo-feldespático
Esquirlas	22	0,05-0,5	Parcialmente aplanadas y orientadas, sobre todo en torno a fragmentos mayores
Vidrio fino	28	-	Totalmente recrystalizada a cuarzo y feldespato microcristalinos
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Epidota	30	Reemplazo moderado de matriz y <i>fiamme</i> , de modo masivo. Leve en plagioclasa y líticos tobáceos, en cúmulos	
Clorita	3	Reemplazo leve de matriz y <i>fiamme</i> , en cúmulos	
Carbonatos	1	Relleno de espacios en la matriz (local)	
Sericita	1	Reemplazo leve de plagioclasa, en cúmulos	
Esmectitas	28	Reemplazo moderado de matriz y <i>fiamme</i> , y localmente pervasivo sobre plagioclasa, de modo masivo	
Óxidos de hierro	5	Reemplazo leve de matriz y <i>fiamme</i> , masivo	
	<b>68</b>		

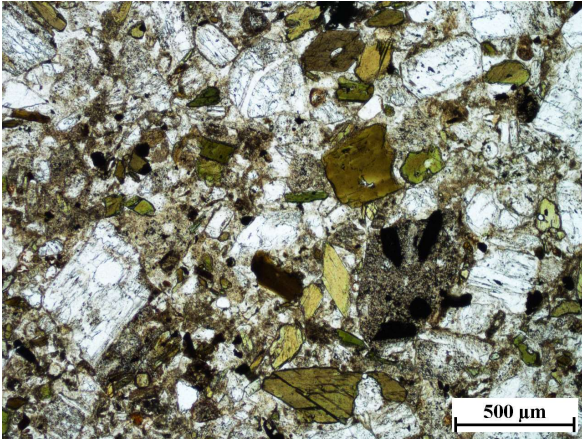
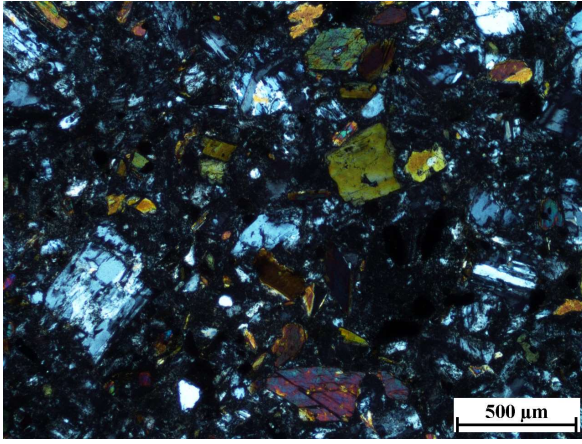
PIM-13			
			
<b>Ubicación:</b>	416316 E / 6660094 N		
<b>Localidad:</b>	~2,5 km al E de la parte media del Estero Toribio		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de lapilli y ceniza		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (30% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento incipiente. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>36</b>		
Tobáceos ácidos (1)	20	1-14	Formas esféricas a discoidales, con bordes redondeados y parcialmente difusos. Contienen cristales de cuarzo, plagioclasa y anfíbola, en una matriz de vidrio fino con abundantes esquiras orientadas. La matriz se encuentra en gran parte desvitrificada en forma de esferulitas radiales
Tobáceos ácidos (2)	4	1,4-2,9	Se distinguen de los anteriores porque su matriz no está orientada
Lávicos intermedios (1)	5	0,7-3,5	Formas subdiscoidales, bordes redondeados netos. Textura porfídica seriada (fenocristales de plagioclasa), masa fundamental pilotaxítica (microlitos de plagioclasa orientados, con minerales metálicos rellenando espacios)
Lávicos intermedios (2)	7	0,5-6	Se distinguen de los anteriores por presentar un mayor tamaño de grano generalizado y un mayor porcentaje de fenocristales, no seriados
<b>b) Cristales</b>	<b>10</b>		
Plagioclasa	6	0,6-1,7	-
Cuarzo	3	0,2-1,4	Muy fracturado
Sanidina	1	0,3-1,8	-
<b>c) Vidrio</b>	<b>54</b>		
Juveniles	24	0,5-13	Alargados ( <i>flamme</i> ) a ameboidales. Cristales de plagioclasa, cuarzo, feldespato alcalino y biotita. Fuertemente esferulitizados (radiales)
Esquiras	14	0,1-0,2	Parcialmente orientadas, rodeando los líticos y cristales
Vidrio fino	16	-	Desvitrificado como agregados de cuarzo y feldespato microcristalinos
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Clorita-Carbonato	7	Reemplazo moderado a perversivo de juveniles vítreos, en cúmulos	
Cuarzo	2	Relleno de anfíbolos lixiviados, también en vetillas (escaso)	
Arcillas	28	Reemplazo masivo leve a moderado de feldespatos y material vítreo	
Óxidos de hierro	32	Reemplazo masivo moderado de la matriz, líticos andesíticos y plagioclasa; perversivo sobre juveniles vítreos y cristales de anfíbola	
	<b>69</b>		

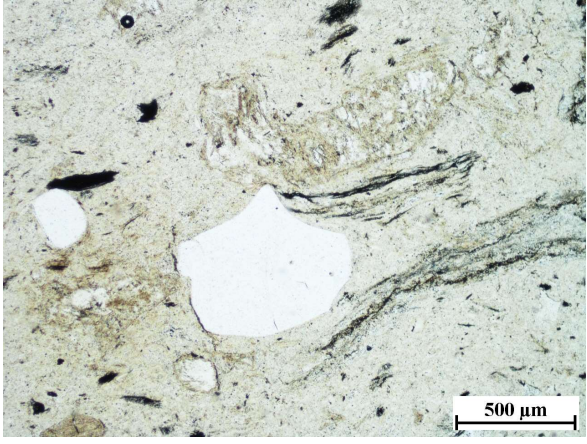
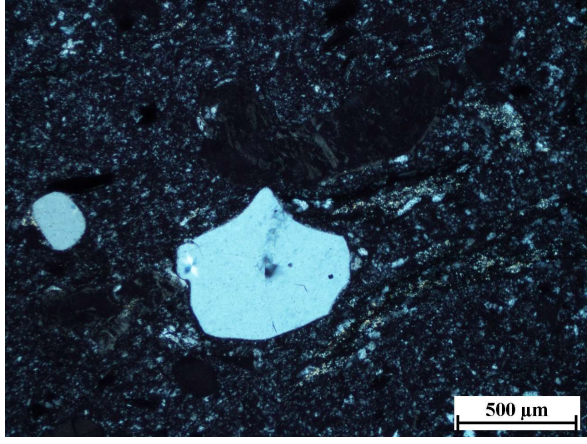


PIM-15			
			
<b>Ubicación:</b>	413140 E / 6666372 N		
<b>Localidad:</b>	Ribera E de la parte media del Estero El Empalme		
<b>Unidad:</b>	Formación Laguna Chica		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (96% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Bandeada (bandas de 1-5 mm). Soldamiento moderado a denso. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	Roca de composición riolítica (material juvenil). Rasgos piroclásticos fuertemente obliterados por texturas de desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	-		
<b>b) Cristales</b>	7		
Plagioclasa	2	0,4-1	Euhedrales a subhedrales, con textura sieve
Cuarzo	1	0,1-0,3	Anhedrales, preferentemente en algunas de las bandas de flujo
Sanidina	1	0,2-1	Euhedrales, pertíticos
Minerales metálicos	3	0,1-0,7	Proporción variable en cada banda
<b>c) Vidrio</b>	<b>93</b>		
Vidrio fino	93	-	Totalmente desvitrificado, principalmente a modo de esferulitas radiales y axiales; en general, las fibras de las esferulitas son gruesas, y compuestas en mayor medida por feldespato. En las bandas más gruesas, progresivamente se hacen más comunes texturas de desvitrificación granofíricas y micropoiquiliticas, con casos extremos en que cristales tabulares de feldespato se incluyen en cristales gruesos de cuarzo (hasta 2,5 mm).
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Arcillas	40	Reemplazo moderado de feldespato (cristales mayores y productos de desvitrificación), de manera masiva	
	<b>40</b>		

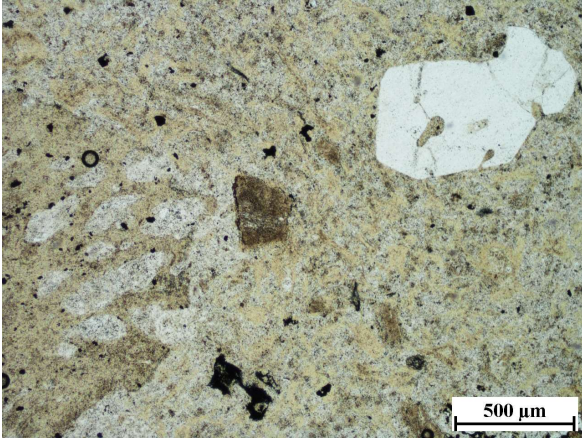
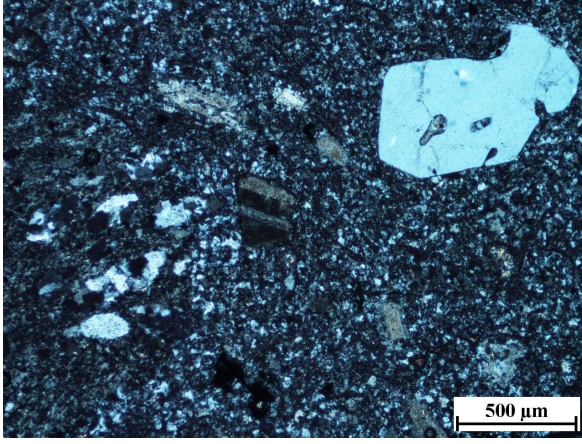
PIM-16			
			
<b>Ubicación:</b>	412915 E / 6666499 N		
<b>Localidad:</b>	Ribera E de la parte media del Estero El Empalme		
<b>Unidad:</b>	Formación Laguna Chica		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (68% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento denso. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	Roca de composición riolítica (material juvenil)		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>7</b>		
Volcánicos ácidos (¿juveniles?)	7	3-10	Formas irregulares, subredondeados y con bordes difusos; contienen cristales de plagioclasa de hasta 0,6 mm, en una masa fundamental o matriz desvitrificada a un agregado de cuarzo y feldespato alcalino, con textura granofírica a micropoiquilitica (granos anhedrales de cuarzo albergan microlitos tabulares de feldespato). El estilo de desvitrificación de estos fragmentos es muy similar al de las <i>fiamme</i> , por lo que es muy probable que sean juveniles
<b>b) Cristales</b>	<b>17</b>		
Plagioclasa	7	0,2-4,5	Formas fragmentales a euhedrales, a veces con bordes redondeados
Cuarzo	7	0,05-2,5	Presentan abundantes embahiamientos
Sanidina	3	0,1-1,3	Euhedrales
Máficos (¿biotita?)	<1	0,2-1	Tabulares
<b>c) Vidrio</b>	<b>76</b>		
<i>Fiamme</i>	12	0,8-10	Totalmente desvitrificadas, en los bordes a modo de esferulitas axiales de cuarzo y feldespato alcalino (también como intercrecimientos granofíricos de mayor granulometría), y hacia el interior como agregados policristalinos de grano medio de los mismos minerales
Esquirilas	48	0,1-1	Soldadas densamente. Totalmente desvitrificadas a cuarzo y feldespato microcristalinos.
Vidrio fino	16	-	-
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Arcillas	36	Reemplazo leve a moderado de la matriz, y moderado a pervasivo sobre feldespatos, de manera masiva	
Óxidos de hierro	13	Reemplazo leve de la matriz, de forma diseminada. Moderado como anillos en minerales máficos. Localmente pervasivo en <i>fiamme</i> , de manera masiva	
	<b>49</b>		

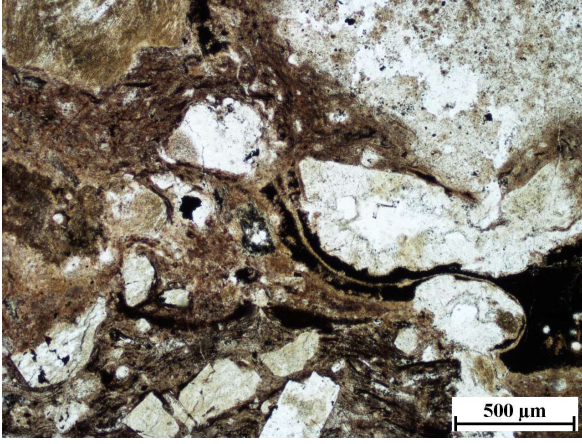
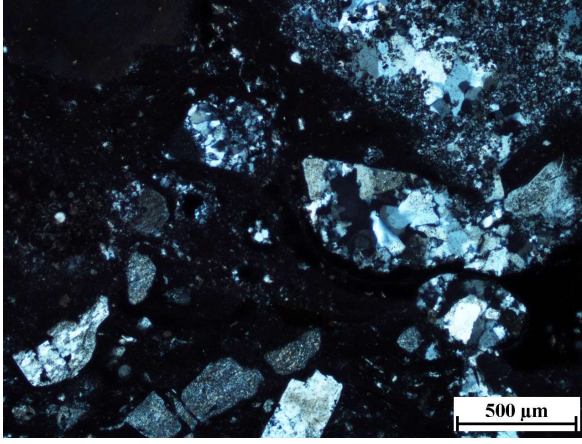
PIM-17			
			
<b>Ubicación:</b>	414314 E / 6665018 N		
<b>Localidad:</b>	Ribera E del Estero El Empalme, cerca de llegar al Estero Las Tetas		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza y lapilli		
<b>Clasificación composicional:</b>	Cristalina		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (45% matriz; incluye parte importante de los cristales)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Texturas de reabsorción magmática. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>4</b>		
Lávicos andesíticos (juveniles)	4	1-2,5	Esféricos a subdiscoidales, redondeados y con bordes difusos (se confunden con la matriz). Tienen textura levemente pilotaxítica, con microlitos de plagioclasa y minerales metálicos, y vidrio fino. Presentan texturas de reabsorción magmática
<b>b) Cristales</b>	<b>60</b>		
Plagioclasa	38	0,05-4	Formas fragmentales a euhedrales relictas. Existe una población de cristales mayores, que presentan comúnmente zonación continua y discontinua, además de textura sieve. Otra población de cristales de ~0,1 mm componen la mayor parte de la matriz
Cuarzo	4	0,7-4	Muy fracturado. Algunos de los granos tienen un halo de biotita y otros incluso presentan cavidades rellenas con la matriz (lo cual sugiere que los granos de cuarzo no tienen afinidad química con el resto de los componentes). No se hallan formando parte de la matriz
Anfibola	9	0,05-2,5	Formas euhedrales. Cristales mayores y microcristales en la matriz
Biotita	5	0,05-1,2	Formas subhedrales. Cristales mayores y microcristales en la matriz
Minerales metálicos	4	0,05-0,5	-
<b>c) Vidrio</b>	<b>36</b>		
Fragmentos vítreos	4	0,1-0,7	Formas alargadas a equidimensionales. En general vesiculares
Vidrio fino	32	-	Recristalizado a agregados microcristalinos cuarzo-feldespáticos
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Clorita	3	Reemplazo moderado de fragmentos vítreos, masivo. Relleno de espacios	
Arcillas	25	Reemplazo masivo, leve en plagioclasa y moderado en el vidrio fino	
Óxidos de hierro	10	Reemplazo moderado de anfíbola y biotita (bordes y clivajes) y vidrio (diseminado)	
	<b>38</b>		

PIM-18			
			
<b>Ubicación:</b>	415544 E / 6663948 N		
<b>Localidad:</b>	Al E del Estero Las Tetas, entre las confluencias con el Estero El Empalme y con el río Colorado		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Cristalina		
<b>Fábrica:</b>	Clasto-soportada (17% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	Las características de la roca sugieren un posible origen como depósito de caída		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>8</b>		
Lávicos andesíticos	8	0,7-6	Formas alargadas a equidimensionales, con bordes bien definidos, si bien son muy similares al resto de la roca. Bordes angulosos, en general con superficies cóncavas (enfriamiento). Tienen fenocristales de plagioclasa y anfíbola, inmersos en una masa fundamental microcristalina
<b>b) Cristales</b>	<b>73</b>		
Plagioclasa	47	0,1-3	Cristales seriados, zonados y muy fracturados. Localmente aglomerados
Cuarzo	1	0,1-0,8	Muy anguloso
Anfíbola	21	0,05-1,5	Clivajes bien marcados. Secciones basales comunes
Biotita	1	0,1-1	Comúnmente deformada entre otros cristales
Minerales metálicos	3	0,05-0,5	-
<b>c) Vidrio</b>	<b>19</b>		
Juveniles	2	0,8-3,5	Formas irregulares, contienen cristales de plagioclasa y anfíbola. El vidrio se encuentra reemplazado por un agregado policristalino de cuarzo
Vidrio fino	17	-	Recristalizado a agregados microcristalinos cuarzo-feldespáticos
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Prehnita	<1	Reemplazo de biotita a través de los clivajes	
Arcillas	18	Reemplazo leve de plagioclasa, diseminado y en los bordes. Moderado sobre vidrio, de forma masiva	
Óxidos de hierro	5	Reemplazo pervasivo de anfíbola de líticos andesíticos. Leve a moderado en cristales mayores de anfíbola, a modo de anillos y en clivajes	
	<b>23</b>		

PIM-21			
			
<b>Ubicación:</b>	412639 E / 6662528 N		
<b>Localidad:</b>	Cabecera de principal afluente de la quebrada las Tetras, que a su vez llega al río Colorado		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (68% matriz; incluye parte importante de los cristales)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento incipiente a moderado. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	-		
<b>b) Cristales</b>	<b>20</b>		
Plagioclasa	5	0,2-1,8	En general, conservan sus formas euhedrales
Cuarzo	12	0,05-2,8	Bordes tanto angulosos como redondeados son comunes. Usualmente se encuentran embahados
Sanidina	3	0,3-1,7	Macla de Carlsbad, microfracturas oblicuas al eje del cristal
<b>c) Vidrio</b>	<b>80</b>		
<i>Fiamme</i>	18	0,1-8	Tamaños seriados, se encuentran disgregadas mecánicamente. Tienen abundantes fracturas por soldamiento. Algunas contienen cristales de cuarzo y plagioclasa. Recristalizadas a agregados granofíricos de mayor tamaño que los de la matriz
Esquirlas	25	0,05-0,3	Orientadas (conservando cierta divergencia), con aplanamiento moderado. Formas variadas (en “Y”, en arco, entre otras). Se distinguen por tener un grado de recristalización menor al del vidrio fino
Vidrio fino	37	-	Recristalizado a agregados policristalinos de cuarzo y feldespato alcalino
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Carbonato	7	Reemplazo moderado a pervasivo de cristales de plagioclasa, masivo. Relleno de espacios en <i>fiamme</i>	
Arcillas	22	Reemplazo masivo, moderado sobre feldespatos, y leve sobre vidrio fino y esquirlas	
Óxidos de hierro	11	Relleno y reemplazo a través de fracturas de soldamiento en <i>fiamme</i> , leve a moderado	
	<b>40</b>		

PIM-23			
			
<b>Ubicación:</b>	408946 E / 6662065 N		
<b>Localidad:</b>	Cabecera de la quebrada las Tetas		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza y lapilli		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (45% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento moderado a denso. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	Roca de composición riolítica (material juvenil). La roca es cortada por vetillas finas continuas polidireccionales rellenas de cuarzo y arcillas		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	-		
<b>b) Cristales</b>	9		
Plagioclasa	4	0,1-2,5	Formas euhedrales comunes. Bordes agudos a redondeados
Cuarzo	4	0,1-2,7	Muy fracturado, comúnmente con embahiamientos
Sanidina	1	0,1-1,1	Euhedrales, macla de Carlsbad
<b>c) Vidrio</b>	91		
Juveniles	52	0,3-35	Formas en general aplanados ( <i>fiamme</i> ), dispuestos de manera paralela; otros, los de mayor tamaño, son más equidimensionales. Desvitrificados hacia los bordes como esferulitas axiales, y hacia el interior presentan intercrecimientos granofíricos de cuarzo y feldespato alcalino, además de textura micropoiquilitica de manera local. Los de mayor tamaño incluyen cristales de ~1 mm de plagioclasa euhedral y cuarzo euhedral a anhedral
Esquirlas	34	0,05-0,15	Fuertemente aplanadas y soldadas, comúnmente plegadas. Recristalizadas a cuarzo-feldespato microcristalino
Vidrio fino	5	-	Recristalizado a agregados cuarzo-feldespáticos microcristalinos
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Carbonato	1	Reemplazo leve de plagioclasa, diseminado. Relleno de espacios en juveniles	
Cuarzo	<1	Relleno de vetillas finas	
Sericita	<1	Reemplazo leve de plagioclasa, diseminado	
Arcillas	42	Reemplazo pervasivo de feldespatos y juveniles, masivo. Moderado sobre las esquirlas y vidrio fino. Relleno de vetillas finas	
Óxidos de hierro	20	Reemplazo leve a moderado de juveniles y plagioclasas, diseminado. Leve sobre las esquirlas y vidrio fino. Relleno de espacios en planos de soldamiento	
	63		

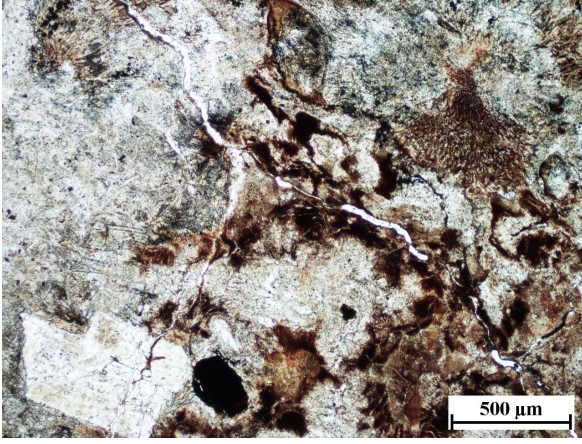
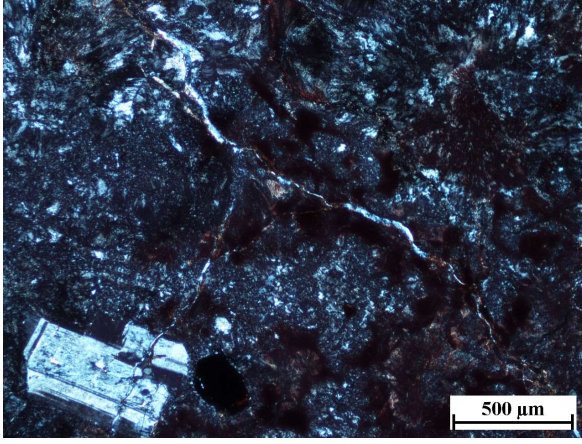
<b>PIM-26</b>			
			
<b>Ubicación:</b>	404727 E / 6664306 N		
<b>Localidad:</b>	~1 km al NW del co. de Tapado, en una quebrada que confluye con la quebrada del Tapado hacia el N		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (76% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Desvitrificación		
<b>Composición</b>			
<b>Componentes</b>	<b>%</b>	<b>mm</b>	<b>Observaciones</b>
<b>a) Líticos</b>	-		
<b>b) Cristales</b>	<b>16</b>		
Plagioclasa	6	0,1-3	Formas comúnmente muy agudas
Cuarzo	6	0,05-2,5	Frecuentemente con embahiamientos numerosos
Sanidina	2	0,1-1,7	Formas mayormente euhedrales
Biotita	<1	0,1-0,3	Cristales alargados
Minerales metálicos	2	0,05-0,4	-
<b>c) Vidrio</b>	<b>84</b>		
Juveniles vítreos	10	1,5-5	Formas irregulares, subredondeados y con bordes difusos, algunos muy vesiculares (pumíceos). Desvitrificados como agregados anhedrales microcristalinos de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa, y también como esferulitas axiales (ancladas en los bordes) y abanicadas, con fibras de los mismos minerales. Tienen mayor cantidad de minerales metálicos que la matriz de la roca, los que probablemente son secundarios
Esquirlas	30	0,05-1	Orientadas muy incipientemente, son de variadas formas (en "Y", en "U", arqueadas, otras) y se encuentran desvitrificadas como esferulitas axiales. Su mayor grado de argilización en relación al resto del vidrio favorece su individualización. Hay una transición casi gradual en cuanto a tamaño de grano entre las esquirlas y los fragmentos juveniles mayores
Vidrio fino	44	-	Recristalizado a un agregado microcristalino cuarzo-feldespático
<b>Minerales de alteración</b>			
<b>Minerales</b>	<b>%</b>	<b>Ocurrencia</b>	
Sericita	1	Reemplazo moderado de plagioclasa en fragmentos vítreos, también como relleno en microporosidades de éstos	
Arcillas	27	Reemplazo masivo, pervasivo sobre plagioclasa, moderado sobre juveniles y esquirlas, y leve sobre vidrio fino	
Óxidos de hierro	3	Reemplazo moderado de biotita (bordes y clivajes). Relleno de espacios en juveniles	
	<b>31</b>		


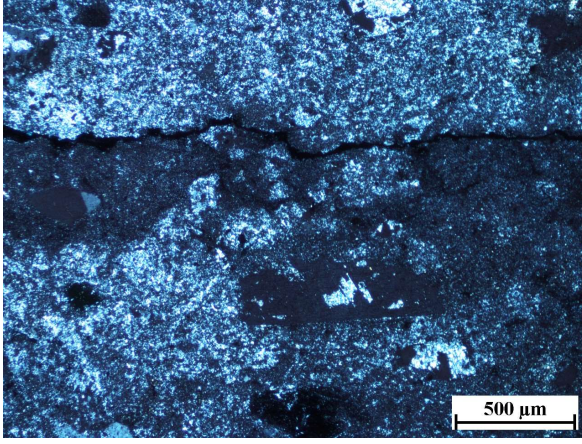
PIM-27			
			
<b>Ubicación:</b>	403954 E / 6665791 N		
<b>Localidad:</b>	~2,5 km al NW del co. de Tapado, en qda. que confluye con la qda. del Tapado		
<b>Unidad:</b>	Formación Laguna Chica		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza y lapilli		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea lítica		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (40% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento moderado. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	Vetillas irregulares de 0,2-0,5 mm de ancho, rellenas de cuarzo y carbonato		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>41</b>		
Tobáceos (1)	23	0,3-8	Alargados a ameboïdales, bordes subredondeados y difusos hacia la matriz. Contienen abundantes fragmentos pumíceos con vesicularidad relictas, <i>fiamme</i> con desvitrificación axial, y cristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino. Matriz con esquirlas orientadas y vidrio fino, desvitrificada a esferulitas radiales y masa de cuarzo-feldespato
Tobáceos (2)	15	0,4-13	Tendencia equidimensional, pseudopoligonal; bordes subangulosos, netos, con superficies cóncavas (digestión). Más silíceos que los anteriores, con abundante vidrio desvitrificado, cristales de plagioclasa y cuarzo, usualmente con esquirlas (no orientadas a soldadas)
Lávicos andesíticos	3	0,4-6	Subredondeados y de bordes netos. Fenocristales de plagioclasa y masa fundamental pilotaxítica (abundantes microlitos tabulares de hematita)
<b>b) Cristales</b>	<b>12</b>		
Plagioclasa	6	0,1-2,5	Usualmente muy fragmentada, en sectores conserva su forma euhedral
Cuarzo	5	0,1-2	Forma anhedral relictas a altamente fragmental. Localmente embahiado
Sanidina	1	0,2-0,8	Pertítica
<b>c) Vidrio</b>	<b>47</b>		
Juveniles vítreos	7	0,3-4	Tanto de carácter pumíceo como <i>fiamme</i> . Desvitrificados
Esquirlas	23	0,1-0,5	Aplanadas, rodean a los fragmentos mayores. Desvitrificadas
Vidrio fino	17	-	Desvitrificado
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Cuarzo-carbonato	4	Relleno de vetillas	
Sericita	2	Reemplazo leve a moderado de plagioclasa, diseminado	
Arcillas	18	Reemplazo masivo, moderado a pervasivo en feldespatos, leve en líticos tobáceos	
Óxidos de hierro	50	Reemplazo moderado a pervasivo de la matriz de la roca y la de los líticos tobáceos, y pervasivo sobre fragmentos pumíceos y <i>fiamme</i> , de manera masiva	
	<b>74</b>		

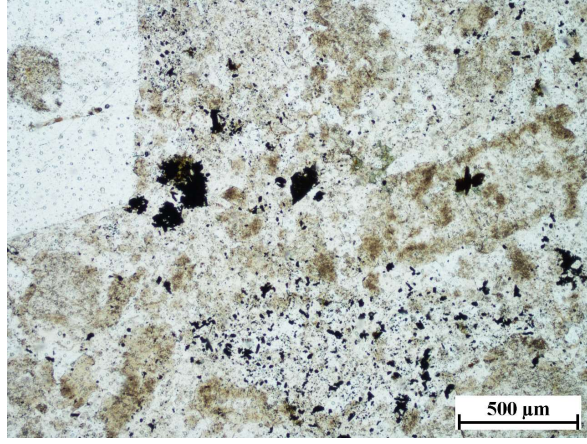
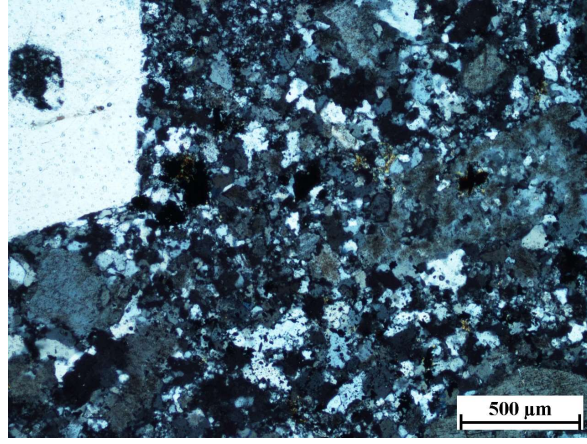


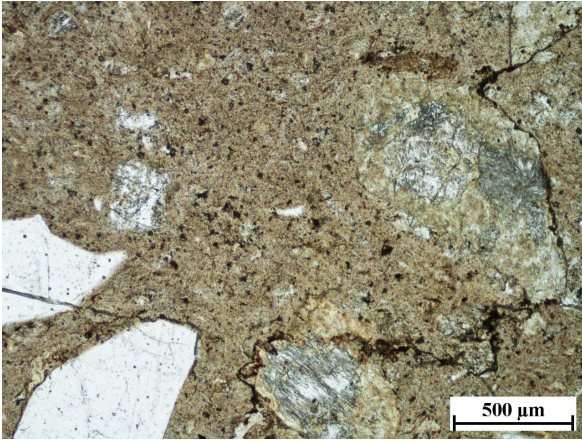
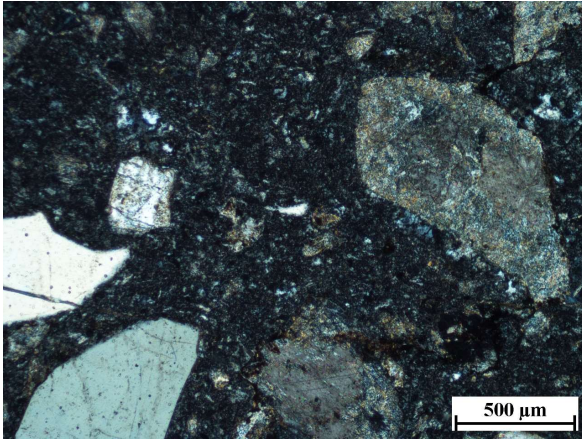
PIM-29			
			
<b>Ubicación:</b>	403906 E / 6667259 N		
<b>Localidad:</b>	~4 km al NW del co. de Tapado, en la confluencia entre la quebrada del Tapado y otra quebrada desde el S		
<b>Unidad:</b>	Formación Laguna Chica		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza y lapilli		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (35% matriz; incluye parte importante de los cristales)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	No se aprecia una orientación preferencial de los fragmentos		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>			
Lávicos andesíticos	2	0,3-1	Fenocristales de plagioclasa, en una masa fundamental afanítica
<b>b) Cristales</b>			
Plagioclasa	9	0,1-4	Maclas polisintéticas, simple y periclina
Cuarzo	9	0,05-2,5	Bordes muy agudos. Algunos presentan embahiamientos
Sanidina	7	0,1-3	Tienden a preservar sus formas euhedrales
<b>c) Vidrio</b>			
Juveniles vítreos	40	0,5-23	Formas irregulares, comúnmente ameboidales, con tamaños seriados. Su textura es pumícea, con el vidrio masivo deformado en distintas direcciones por aplanamiento y flujo en estado plástico. Presentan bordes de enfriamiento, marcados por diferencias en el estilo de desvitrificación y grado de alteración. Contienen cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespatos alcalinos, homólogos a aquellos dispersos en la matriz. Desvitrificados como esferulitas radiales y agregados granofíricos
Esquirlas	18	0,05-0,7	De diversas formas (en "Y", arqueadas, entre otras), no orientadas
Vidrio fino	15	-	-
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Sericita	1	Reemplazo leve de plagioclasa, diseminado	
Arcillas	8	Reemplazo masivo, moderado en plagioclasa y pervasivo en feldespatos alcalinos	
Óxidos de hierro	23	Reemplazo moderado a pervasivo del vidrio fino, masivo. También en los bordes de los juveniles	
	<b>32</b>		

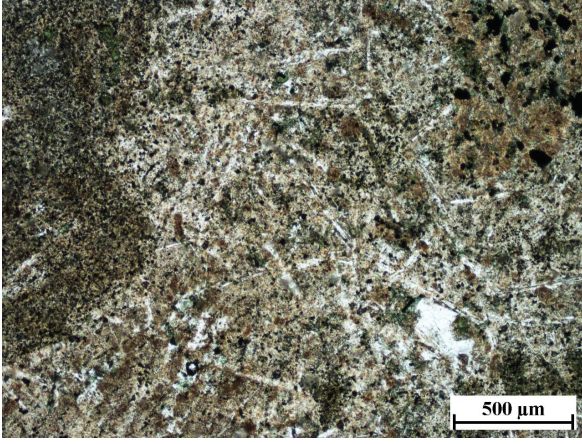
PIM-35			
			
<b>Ubicación:</b>	405342 E / 6669603 N		
<b>Localidad:</b>	~2,5 km al SW del co. de los Bañados		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (75% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	Se distinguen dos dominios dentro del corte: uno con la matriz fuertemente argilizada, en la que están inmersos clastos redondeados de la matriz original, junto con cristales de cuarzo y plagioclasa muy fracturados y alineados de ~0,5 mm promedio; el otro, conserva la matriz original de manera más homogénea, con escasos sectores argilizados, y con cristales subhedrales a anhedrales de cuarzo de ~1,5 mm promedio. A partir de esto, se infiere un proceso de alteración hidrotermal que llevó a una disgregación y retrabajo de la roca a partir de fluidos, los que aprovechan su permeabilidad primaria y establecen un reemplazo irregular en porciones de la matriz, que llega a ser muy pervasivo		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>5</b>		
Microcristalinos félsicos	5	1,2-3	Formas subdiscoidales, subredondeados, y con bordes inicialmente netos (ahora parcialmente disgregados por la alteración argílica). Consisten en un agregado microcristalino de cuarzo, feldespato y minerales metálicos
<b>b) Cristales</b>	<b>20</b>		
Plagioclasa	6	0,7-1,5	Tienden a preservarse sus formas euhedrales
Cuarzo	14	0,05-2	Comúnmente con embahiamientos
Máficos (¿biotita?)	<1	0,1-0,3	Hábito tabular corto
Circón	<1	0,05-0,1	3 cristales euhedrales
<b>c) Vidrio</b>	<b>75</b>		
Vidrio fino	75	-	Totalmente desvitrificado a modo de esferulitas radiales de cuarzo y feldespato
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Cuarzo	38	Reemplazo pervasivo del vidrio fino (arcillas también sobre cristales de plagioclasa), de manera masiva. También en vetillas irregulares de ~0,05 mm de ancho. Configuran una asociación argílica intermedia	
Arcillas	32		
Óxidos de hierro	<1	Reemplazo masivo pervasivo de minerales máficos	
	<b>70</b>		

PIM-37			
			
<b>Ubicación:</b>	404501 E / 6671990 N		
<b>Localidad:</b>	~2,5 km al W del co. de los Bañados		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de lapilli y ceniza		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (42% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	Roca de muy mala competencia, en la sección y el rechazo se aprecia bastante fragmentada.		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>			
Lávicos andesíticos	<1	1,3-1,8	Subredondeados y con bordes netos. Tienen textura intergranular, con plagioclasas alargadas y minerales metálicos en los intersticios
<b>b) Cristales</b>			
Plagioclasa	5	0,15-1,8	-
Cuarzo	3	0,2-1,2	Muy fragmentado
<b>c) Vidrio</b>			
Juveniles	57	0,9-8	Fragmentos vítreos de composición félsica, comúnmente de forma casi esférica, tienen bordes redondeados y difusos hacia la matriz. Internamente, se reconocen esquirlas polidireccionales y cristales de plagioclasa y cuarzo, además de vidrio fino. Su desvitrificación alcanza un mayor grado cristalino desde los bordes hacia dentro, pasando desde esferulitas axiales, agregados granofíricos, hasta agregados de grano grueso de cuarzo y feldespato alcalino
Esquirlas	14	0,05-0,4	Diversas formas, no orientadas. Su distinción suele ser difícil, dado el grado de alteración de la matriz
Vidrio fino	21	-	Desvitrificado ampliamente a modo de esferulitas radiales
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Sericita	<1	Reemplazo leve de plagioclasa en líticos lávicos andesíticos, diseminado	
Arcillas	20	Reemplazo moderado de juveniles y feldespatos, masivo	
Óxidos de hierro	38	Reemplazo pervasivo de vidrio fino y esquirlas, masivo	
	<b>58</b>		

PIM-42			
			
<b>Ubicación:</b>	406662 E / 6677238 N		
<b>Localidad:</b>	~2 km al norte de la parte media de la qda. de la Providencia		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (60% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento denso. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	Roca con alteración hidrotermal, caracterizada por un reemplazo moderado a pervasivo de la mineralogía primaria por agregados finos de cuarzo, sericita y arcillas		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>			
Lávicos andesíticos	3	0,4-1,6	Angulosos. Textura porfídica, con fenocristales de plagioclasa en una masa fundamental afanítica, a veces con microlitos alargados de plagioclasa reconocibles
<b>b) Cristales</b>			
Plagioclasa	8	0,2-1,5	Hábito cristalino mal preservado, formas variadas y bordes redondeados a agudos. Usualmente orientados en la dirección de soldamiento
Cuarzo	17	0,05-3	Formas variadas, bordes redondeados a muy agudos
Sanidina	3	0,1-1	Mayormente euhedrales
<b>c) Vidrio</b>			
<i>Fiamme</i>	15	1,2-15	Muy alargadas en relación a su grosor (0,1-0,3 mm). Bordes muy difusos hacia la matriz. Algunas tienen cristales de plagioclasa. Desvitrificadas a agregados microcristalinos de cuarzo y feldespato
Esquirlas	44	0,05-0,3	Difícil reconocimiento, debido al grado de alteración de la roca. Soldadas, intensamente deformadas alrededor de fragmentos mayores
Vidrio fino	10	-	-
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Cuarzo	32	Reemplazo pervasivo de la matriz, masivo	
Sericita	27	Reemplazo moderado a pervasivo de plagioclasa (algunos cristales están lixiviados parcialmente) y la matriz, de manera masiva	
Arcillas	11	Reemplazo moderado de plagioclasas y la matriz, de manera masiva	
Óxidos de hierro	5	Reemplazo pervasivo de líticos lávicos andesíticos, masivo. Relleno de espacios en planos de soldamiento y sectores lixiviados de <i>fiamme</i> . También reemplaza levemente a la matriz, de manera masiva	
	75		

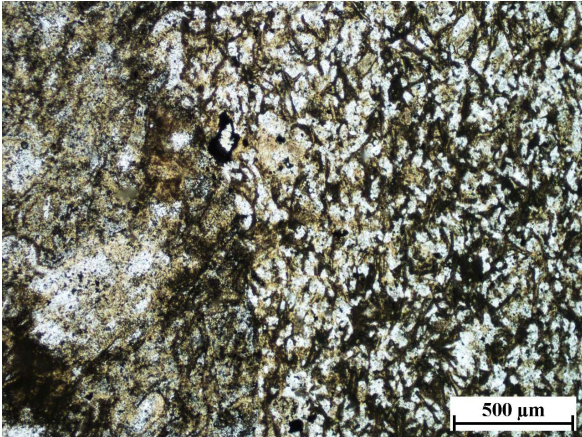
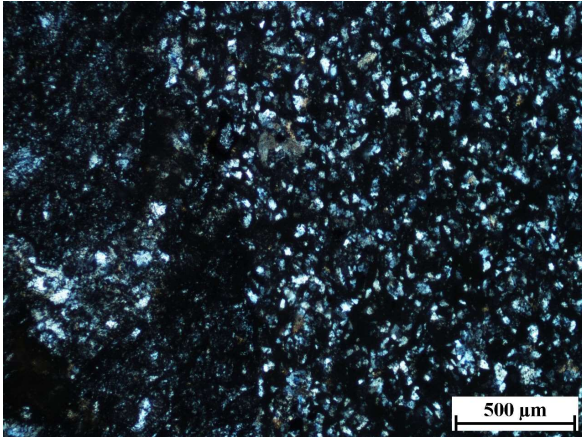
PIM-45			
			
<b>Ubicación:</b>	394877 E / 6657165 N		
<b>Localidad:</b>	Junto a afluente de la quebrada Calabozo, ~4,5 km al W del Embalse La Laguna		
<b>Unidad:</b>	Formación Laguna Chica		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza y lapilli		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (52% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>23</b>		
Lávicos ácidos (¿juveniles?)	23	0,8-9	Formas variadas, en general con tendencia a la equidimensionalidad, tienen bordes redondeados, difusos hacia la matriz. Textura afanítica a porfídica, con fenocristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato alcalino, en una masa fundamental granofírica fina, con contenido variable de minerales metálicos. Algunos de ellos presentan formas flameadas. Dentro de algunos, además, se reconocen texturas de flujo viscoso, con cristales rodeados por microfracturas de enfriamiento
<b>b) Cristales</b>	<b>25</b>		
Plagioclasa	10	0,1-3	Textura sieve es común. Macla polisintética, simple y periclina. Formas euédrales suelen preservarse
Cuarzo	12	0,15-2,5	Algunos conservan sus formas anhédrales, otros tienen bordes agudos
Sanidina	3	0,1-1,2	-
<b>c) Vidrio</b>	<b>52</b>		
Vidrio fino	52	-	Totalmente recrystalizado a cuarzo y feldespato alcalino en textura granofírica, con contenido variable de minerales metálicos. El grado cristalino que alcanza es variable, en general mayor que el de los líticos juveniles
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Arcillas	22	Reemplazo moderado de feldespatos (tanto los mayores como aquellos producto de recrystalización), de manera masiva	
	<b>22</b>		

PIM-47			
			
<b>Ubicación:</b>	397437 E / 6656792 N		
<b>Localidad:</b>	Quebrada Calabozo, ~2 km al W del Embalse La Laguna		
<b>Unidad:</b>	Formación Guanaco Sonso		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (58% matriz; incluye parte importante de los cristales)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento moderado. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>2</b>		
Microcristalinos félsicos	2	1,3-2,2	Forma pseudopoligonal alargada, con bordes redondeados y difusos hacia la matriz. Compuestos de un agregado microcristalino de cuarzo y feldespatos, con cristales aislados de plagioclasa. Posible origen juvenil
<b>b) Cristales</b>	<b>31</b>		
Plagioclasa	23	0,05-2	-
Cuarzo	8	0,05-4	Comúnmente con embahiamientos
<b>c) Vidrio</b>	<b>67</b>		
<i>Fiamme</i>	12	0,6-10	Recristalizadas a un agregado de cuarzo y feldespatos de grano medio en zonas internas, y en los bordes como esferulitas axiales que radian hacia el exterior
Esquirlas	43	0,05-0,3	Alargadas y aplanadas. Recristalizadas a agregados de cuarzo y feldespatos microcristalinos
Vidrio fino	12	-	Recristalizado a agregados microcristalinos de cuarzo y feldespatos
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Albita	4	Reemplazo leve a moderado de plagioclasa, masivo	
Epidota	<1	Reemplazo leve de plagioclasa, en cúmulos	
Carbonato	5	Reemplazo moderado de plagioclasa y <i>fiamme</i> , en cúmulos	
Arcillas	52	Reemplazo masivo pervasivo, sobre la matriz y <i>fiamme</i> y cristales de plagioclasa, al punto de que en nicóles paralelos se observa un color pardo casi uniforme. También moderado sobre plagioclasa y líticos félsicos (mayor proporción hacia los bordes como corona de reacción)	
Óxidos de hierro	6	Reemplazo leve de la matriz, masivo. Relleno de vetillas delgadas polidireccionales, y de espacios en cristales de plagioclasa alterados	
	<b>67</b>		

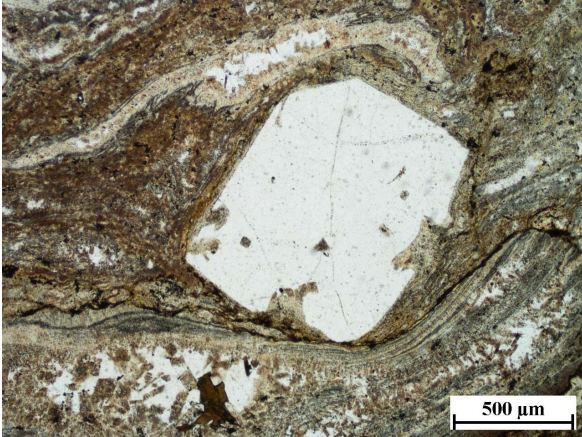
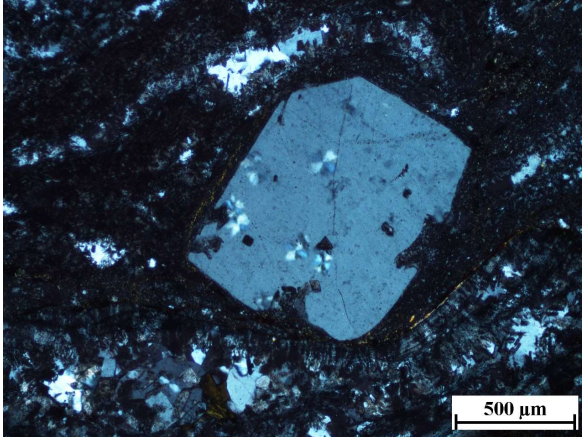
PIM-50			
			
<b>Ubicación:</b>	404102 E / 6654352 N		
<b>Localidad:</b>	Tercio final de la quebrada Sin Fin, ladera W		
<b>Unidad:</b>	Formación Laguna Chica		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza y lapilli		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (55% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Reabsorción magmática. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b> <b>32</b>			
Lávicos ácidos de grano fino (¿juveniles?)	23	0,2-8	Formas equidimensionales a ameboideas y alargadas, subredondeados y con bordes de digestión. Textura hipidiomórfica granular de grano fino, con feldespatos y cuarzo. Algunos contienen cristales de cuarzo de grano medio, con el mismo halo que aquellos dispersos en la matriz. De forma local, se hallan dentro de ellos líticos cristalinos iguales a los siguientes
Lávicos ácidos de grano medio (¿juveniles?)	9	0,4-4,5	Tienen bordes angulosos, y un menor tamaño generalizado respecto a los líticos anteriores, aunque su composición es muy similar. Textura traquitoidal, con cristales de plagioclasa y máficos tabulares en los intersticios (totalmente pseudomorizados, probablemente anfíbolos).
<b>b) Cristales</b> <b>12</b>			
Plagioclasa	9	0,1-2,5	Macla simple y polisintética. Localmente textura sieve
Cuarzo	3	0,15-1,8	Siempre con un halo de recristalización de cuarzo y feldespatos alcalinos intercrecidos (cuarzo en continuidad óptica). Embahiamientos comunes
Minerales metálicos	<1	0,1-1	Se infieren como primarios dado su tamaño y su forma pseudopoligonal
<b>c) Vidrio</b> <b>56</b>			
Juveniles vítreos	3	0,4-1,8	Formas alargadas a ameboideas. Desvitrificados a cuarzo-feldespatos microcristalinos
Vidrio fino	53	-	Recristalizado totalmente a un intercrecimiento de cuarzo y feldespatos de grano fino a medio, localmente micropoiquilítico
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Epidota	4	Reemplazo leve de plagioclasa, líticos microcristalinos y matriz, diseminado	
Clorita	7	Reemplazo moderado de líticos microcristalinos y cristalinos de grano medio, masivo	
Carbonato	9	Microcristalino, en reemplazo pervasivo de líticos microcristalinos, masivo	
Arcillas	28	Reemplazo masivo, moderado sobre la matriz y líticos, pervasivo sobre plagioclasa	
Minerales metálicos (¿óxidos de hierro?)	14	Microlitos diseminados, en reemplazo moderado de los líticos microcristalinos (mayor en los bordes) y cristalinos (sólo en máficos). También leve sobre la matriz	
	<b>62</b>		

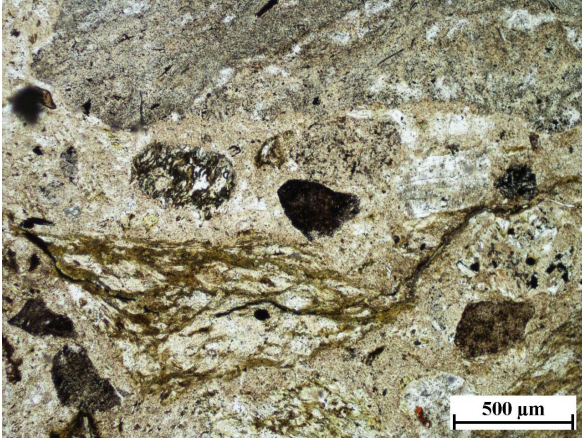
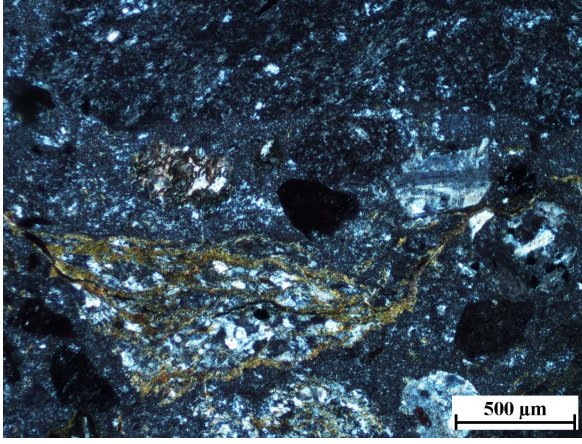
PIM-52			
			
<b>Ubicación:</b>	399067 E / 6647113 N		
<b>Localidad:</b>	Parte media de la quebrada las Mentas, a ~0,5 km en la ladera S		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea cristalina		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (45% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>6</b>		
Lávicos ácidos	3	0,6-2	Textura porfídica, fenocristales de plagioclasa
Indeterminados	3	0,5-1,8	Reemplazados totalmente por carbonato
<b>b) Cristales</b>	<b>46</b>		
Plagioclasa	28	<0,05-2	Formas euhedrales a fragmentales
Cuarzo	15	<0,05-5	Formas anhedrales, muy fracturados. Contienen numerosas inclusiones vítreas
Sanidina	3	0,1-1	-
Circón	<1	<0,08	-
<b>c) Vidrio</b>	<b>48</b>		
Juveniles vítreos	10	0,4-5	Parcialmente orientados, con bordes difusos. Desvitrificados a agregados granofíricos
Esquirlas	27	0,2-0,7	Parcialmente orientadas. Desvitrificadas a agregados granofíricos
Vidrio fino	11	-	Desvitrificado, con textura poco reconocible debido al grado de alteración posterior
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Clorita	4	Reemplazo selectivo pervasivo de juveniles, de manera masiva. Relleno de cavidades	
Carbonato	14	Reemplazo masivo, pervasivo en líticos indeterminados y moderado en líticos porfídicos. Reemplazo moderado de cristales de plagioclasa, en cúmulos.	
Esmectitas	25	Reemplazo pervasivo de juveniles y matriz (vidrio fino y esquirlas), masivo	
Otras arcillas	18	Reemplazo pervasivo de plagioclasa y feldespato alcalino, masivo	
Óxidos de hierro	1	Reemplazo moderado de líticos porfídicos, masivo	
	<b>62</b>		

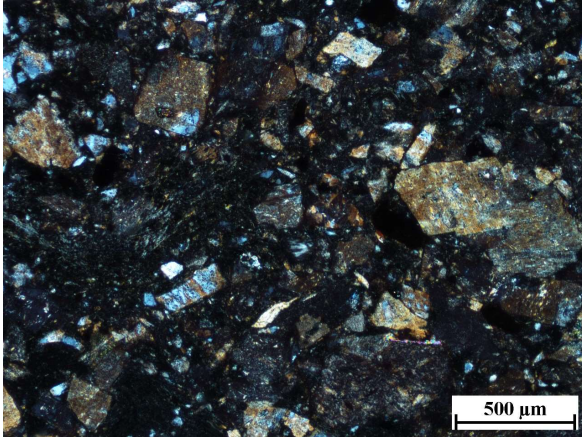


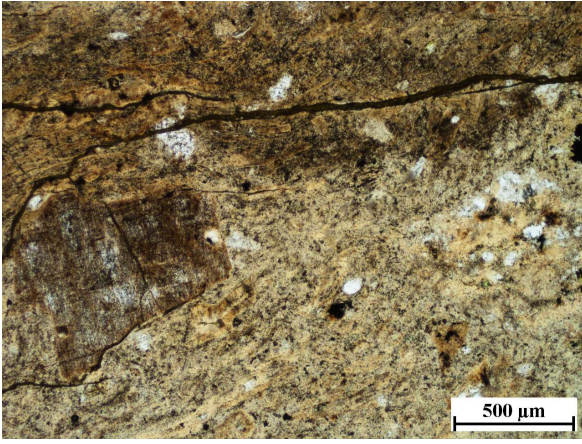
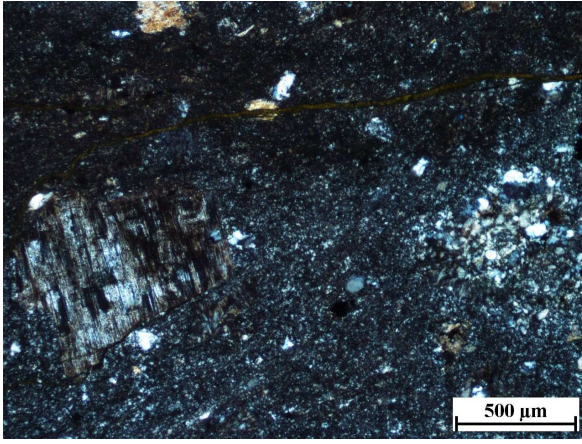
PIM-53			
			
<b>Ubicación:</b>	400663 E / 6646889 N		
<b>Localidad:</b>	Ladera W del río la Gloria, ~1 km al S de la confluencia con la quebrada Potrero Alto		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza y lapilli		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (60% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento moderado a denso. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>			
Tobáceo	20	20	Lítico unitario, redondeado. Incluye cristales de cuarzo (con embahiamientos) y plagioclasa, además de un lítico lávico pilotaxítico (plagioclasas orientadas con minerales metálicos en los intersticios), y fragmentos vítreos alargados (y orientados) desvitrificados, todo inmerso en una matriz fragmental vítrea con abundantes esquirlas desvitrificadas y fuertemente orientadas (concordante a la orientación de las esquirlas de la matriz de la roca). La similitud de este fragmento con la matriz y cristales de la roca sugiere un origen magmático común
Andesíticos	1	0,3-0,8	Subangulosos
<b>b) Cristales</b>			
Plagioclasa	13	0,2-3,5	Formas fragmentales a euhedrales
Cuarzo	2	0,3-1,5	-
Sanidina	1	0,2-2	Formas euhedrales
<b>c) Vidrio</b>			
<i>Fiamme</i>	8	2,6-4,7	Desvitrificadas a modo de esferulitas, poseen bordes de reacción. En su mayoría están orientadas en una dirección preferencial. Algunas contienen cristales de plagioclasa
Esquirlas	35	0,1-1	Fuertemente orientadas
Vidrio fino	21	-	-
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Sericita	5	Reemplazo moderado de plagioclasa, diseminado	
Arcillas	6	Reemplazo moderado de plagioclasa y feldespato alcalino, masivo	
	<b>11</b>		

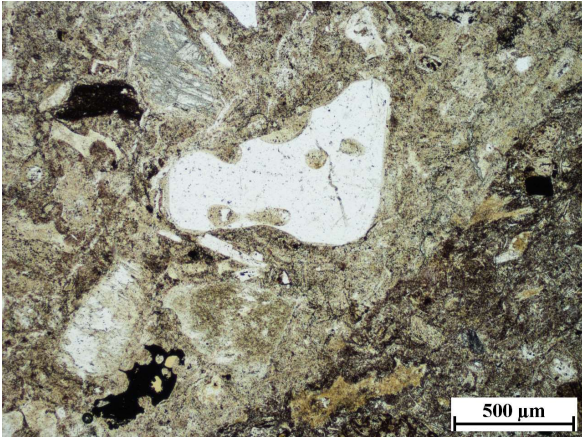
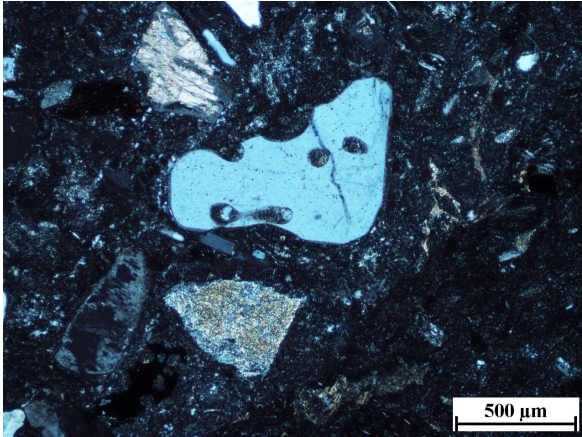
PIM-58			
			
<b>Ubicación:</b>	396333 E / 6645990 N		
<b>Localidad:</b>	Parte media de río afluente del río la Gloria, al N de la qda. Escondida		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Cristalina		
<b>Consideraciones importantes:</b>	Se reconocen 3 láminas delgadas. La superior e inferior son muy similares entre sí, y encierran a una lámina central de ~2 cm de espesor, la cual difiere de las anteriores en cuanto a su fábrica, textura y proporción de componentes		
<b>Fábrica:</b>	<u>Lámina central:</u> Clasto-soportada (12% matriz) <u>Láminas superior e inferior:</u> Matriz-soportada (60% matriz)		
<b>Texturas:</b>	<u>Lámina central:</u> Granos redondeados, esféricos a prismáticos, ~0,9 mm promedio <u>Láminas superior e inferior:</u> Mayor proporción de granos fragmentales, otros son en general subredondeados y subprismáticos, ~0,7 mm promedio		
<b>Interpretación:</b>	La redondez de los cristales podría atribuirse a un transporte epiclástico, pero la presencia ubicua de esquirlas no sería posible en tal caso. Se infiere una corriente de densidad piroclástica traccional, relativamente diluida y de baja T°. Los cristales pudieron ser afectados por reabsorción magmática previa a la erupción		
Composición (lámina central)			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>3</b>		
Lávicos andesíticos	3	0,2-1,3	En general angulosos
<b>b) Cristales</b>	<b>72</b>		
Plagioclasa	64	0,05-1,5	-
Cuarzo	3	0,1-0,4	-
Minerales metálicos	5	0,05-0,3	-
<b>c) Vidrio</b>	<b>25</b>		
Fragmentos vítreos	5	0,3-1,5	Redondeados, esferulitizados
Esquirlas	20	0,1-0,6	Desvitrificadas
Composición (láminas superior e inferior)			
Muy similar a la lámina central en cuanto a tipos de componentes. Lo que varía es la proporción de material vítreo (esquirlas), que en estas capas alcanza el 60%, lo cual se condice con su carácter matriz-soportado			
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Clorita	5	Reemplazo moderado de esquirlas, masivo. Relleno de espacios	
Sericita	17	Reemplazo leve a moderado de plagioclasa, en cúmulos	
Arcillas	38	Reemplazo moderado de forma masiva, en de plagioclasa y esquirlas	
Óxidos de hierro	4	Reemplazo moderado de fragmentos vítreos y líticos lávicos andesíticos, masivo	
	<b>64</b>		

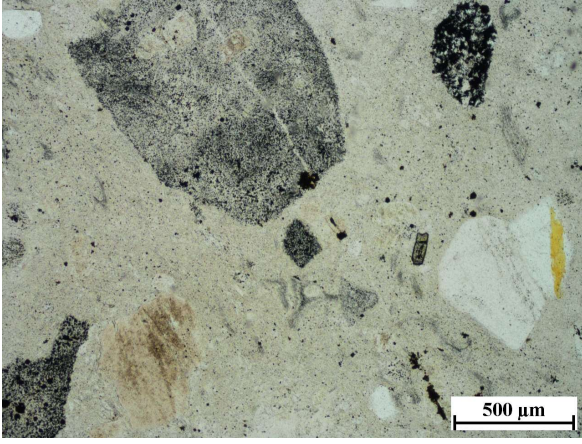
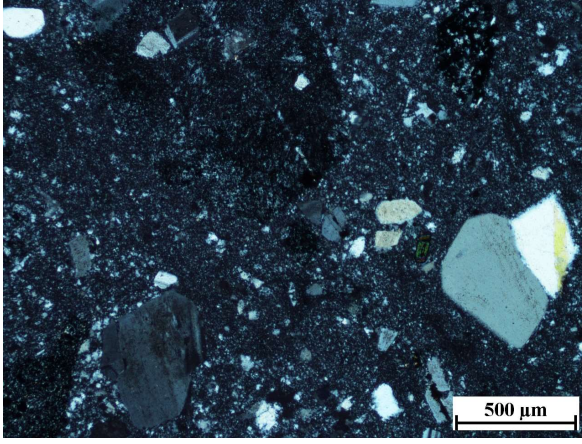
PIM-59			
			
<b>Ubicación:</b>	400138 E / 6642336 N		
<b>Localidad:</b>	Quebrada Seca, ~1,5 km al SW de la confluencia con la quebrada San Andrés		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de lapilli y ceniza		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (50% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento denso. Vesicular a amigdaloidal (vesículas alargadas, de hasta 1 cm de largo). Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<1		
Andesíticos	<1	0,3-1	Angulosos
<b>b) Cristales</b>	<b>21</b>		
Plagioclasa	10	0,4-3	Formas fragmentales a euhedrales
Cuarzo	9	0,3-3	Con numerosos embahiamientos
Sanidina	2	0,2-1,7	Formas euhedrales
<b>c) Vidrio</b>	<b>79</b>		
<i>Fiamme</i>	30	8-15	Aplanadas y deformadas en torno a cristales. Totalmente desvitrificadas, con esferulitas axiales en los bordes y textura micropoiquilitica hacia el interior. Algunas presentan cristales de cuarzo y plagioclasa, homólogos a aquellos dispersos en la roca
Esquirlas	22	0,2-5	Aplanadas y deformadas en torno a cristales. Recristalizadas como esferulitas axiales
Vidrio fino	27	-	Recristalizado a un agregado granofirico fino
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Epidota	2	Relleno de amígdalas	
Sericita	6	Reemplazo pervasivo de plagioclasa, masivo	
Cuarzo	2	Relleno de amígdalas	
Arcillas	32	Reemplazo masivo, pervasivo en feldespatos y moderado sobre esquirlas y vidrio fino. Relleno de amígdalas	
Óxidos de hierro	13	Reemplazo moderado de <i>fiamme</i> , masivo. Relleno de amígdalas (por los bordes)	
	<b>55</b>		

PIM-61			
			
<b>Ubicación:</b>	396002 E / 6640049 N		
<b>Localidad:</b>	Cerca de la cabecera de la quebrada Seca, en la parte media de una quebrada afluente desde el W, a ~2 km de la confluencia		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (50% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento incipiente. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	Roca de composición dacítica (material juvenil)		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>27</b>		
Lávicos andesíticos (1)	23	0,8-2	Redondeados, con bordes netos cóncavos, y de forma variable. Textura afanítica a levemente porfídica, masa fundamental pilotaxítica a hialopilitica, con microlitos de plagioclasa y hematita tabular fina
Lávicos andesíticos (2)	<1	0,5-1,2	Angulosos, oscuros, con fenocristales de plagioclasa y anfíbola. Éstos y los anteriores no serían juveniles, ya que su composición no coincide con la de la matriz (dacítica, con cristales de cuarzo)
Tobáceos dacíticos	4	0,7-3,5	Angulosos, con bordes netos dentados, y de forma subsférica. Contienen cristales fragmentales de plagioclasa (con textura sieve) y cuarzo en una matriz abundante de ceniza fina y esquirlas orientadas
<b>b) Cristales</b>	<b>7</b>		
Plagioclasa	5	0,3-2,5	Formas fragmentales. En general con macla simple
Cuarzo	2	0,2-0,7	-
<b>c) Vidrio</b>	<b>66</b>		
<i>Fiamme</i>	17	3,8-10	Recristalizadas a cuarzo-feldespatos microcristalino. Algunas contienen cristales primarios de plagioclasa y cuarzo. Su longitud y grado de alteración facilitan el fracturamiento de la roca
Esquirlas	21	0,1-0,7	Orientadas. Desvitrificadas
Vidrio fino	28	-	Desvitrificado
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Cuarzo	9	Reemplazo moderado de líticos lávicos andesíticos, masivo	
Sericita-arcillas	2	Reemplazo moderado de plagioclasa (diseminado y masivo, respectivamente)	
Carbonato	1	Reemplazo moderado de plagioclasa, en cúmulos	
Esmectitas	12	Reemplazo perversivo de <i>fiamme</i> , masivo	
Óxidos de hierro	15	Reemplazo moderado de <i>fiamme</i> y líticos lávicos andesíticos y tobáceos, masivo	
	<b>42</b>		

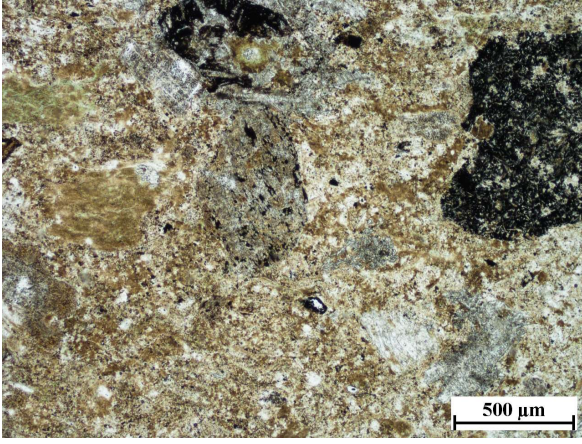
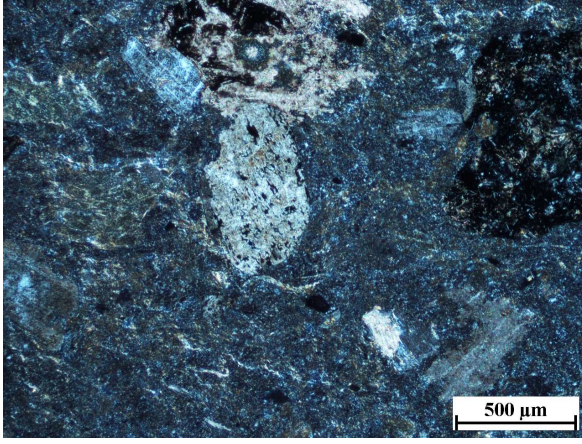
PIM-63			
			
<b>Ubicación:</b>	395836 E / 6640468 N		
<b>Localidad:</b>	Cerca de la cabecera de la quebrada Seca, en la parte media de una quebrada afluente desde el W, a ~2,5 km de la confluencia		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Cristalina		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (40% matriz; incluye parte importante de los cristales)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>			
Lávicos andesíticos	5	0,5-1,2	Subangulosos y con bordes netos. Textura pilotaxítica, con microlitos orientados de plagioclasa y minerales metálicos relleno de espacios. Algunos contienen escasos fenocristales de plagioclasa
Félsicos	2	0,7-4	Subredondeados, pervasivamente reemplazados
<b>b) Cristales</b>			
Plagioclasa	53	0,1-2,5	Formas marcadamente fragmentales
Cuarzo	9	0,08-1	Formas marcadamente fragmentales
<b>c) Vidrio</b>			
<i>Fiamme</i>	8	1,8-4	Desvitrificadas como un agregado microcristalino cuarzo-feldespático, y también a modo de esferulitas abanicadas y radiales (su alteración indica la presencia de feldespato alcalino). Contienen cristales de plagioclasa
Fragmentos vítreos	4	0,7-1,7	Redondeados y con bordes netos. Desvitrificados de la misma manera que las <i>fiamme</i> , se diferencian de ellas por su textura no orientada
Esquirlas	7	0,1-0,5	Orientadas de manera caótica pero con una dirección preferencial
Vidrio fino	12	-	-
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Epidota	11	Reemplazo moderado sobre plagioclasa (dispersa y en fragmentos), en cúmulos	
Clorita	8	Reemplazo moderado a pervasivo de matriz vítrea y <i>fiamme</i> , masivo	
Albita	3	Reemplazo incipiente a moderado de plagioclasa, masivo	
Carbonato	2	Reemplazo pervasivo en líticos félsicos, masivo. Reemplazo moderado en plagioclasas de <i>fiamme</i> , en cúmulos	
Sericita	11	Reemplazo moderado de plagioclasa, diseminado	
Esmectitas	34	Reemplazo masivo, moderado a pervasivo en cristales de plagioclasa y moderado en material vítreo. En <i>fiamme</i> , pervasivo sobre esferulitas	
Óxidos de hierro	4	Relleno de vetillas milimétricas irregulares (limonita)	
	<b>73</b>		

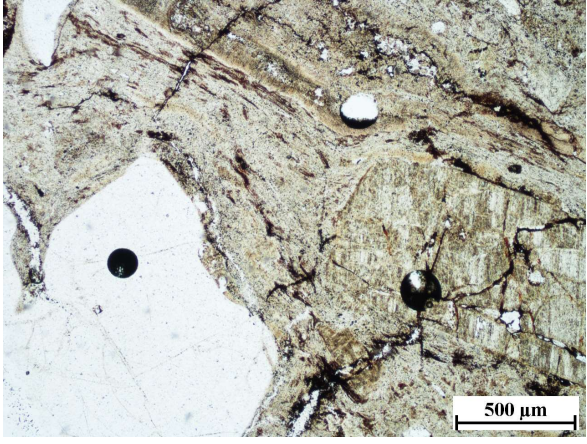
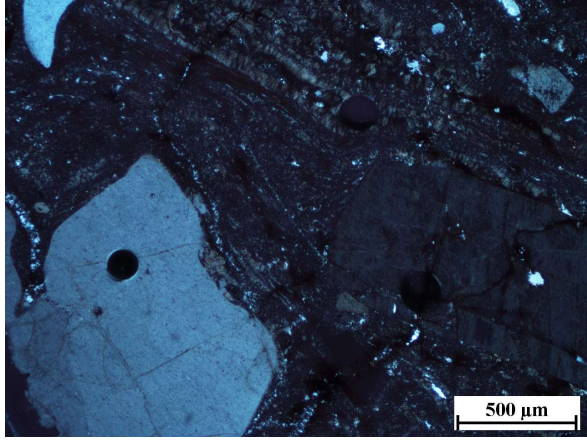
PIM-66			
			
<b>Ubicación:</b>	398196 E / 6643832 N		
<b>Localidad:</b>	Quebrada Escondida, ~1,5 km al SW de la confluencia con un río, a su vez alimentador del río la Gloria		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (70% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento incipiente. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>			
Félsicos	2	0,5-4	Compuestos de un agregado microcristalino cuarzo-feldespático
Lávicos andesíticos	<1	0,4-1,1	Subredondeados, con textura pilotaxítica
<b>b) Cristales</b>			
Plagioclasa	6	0,3-2	Formas fragmentales a euhedrales
Cuarzo	7	0,2-1,5	Formas fragmentales. Varios presentan embahiamientos, otros están fuertemente fracturados
Sanidina	2	0,2-1,8	Formas fragmentales a euhedrales. Macla de Carlsbad
<b>c) Vidrio</b>			
<i>Fiamme</i>	20	3,5-6	Desvitrificadas, algunas como esferulitas axiales, otras a modo de esferulitas radiales, y otras como agregados granofíricos. Algunas de ellas contienen cristales primarios de plagioclasa y cuarzo
Esquirlas	26	0,2-1,6	Orientadas
Vidrio fino	37	-	-
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Esmeclitas	32	Relleno de fracturas delgadas que cortan la roca y otros espacios vacíos. Reemplazo masivo, pervasivo en algunas <i>fiamme</i> y moderado en cristales de plagioclasa	
Óxidos de hierro	24	Reemplazo moderado de la matriz (vidrio fino y esquirlas), masivo	
	<b>56</b>		

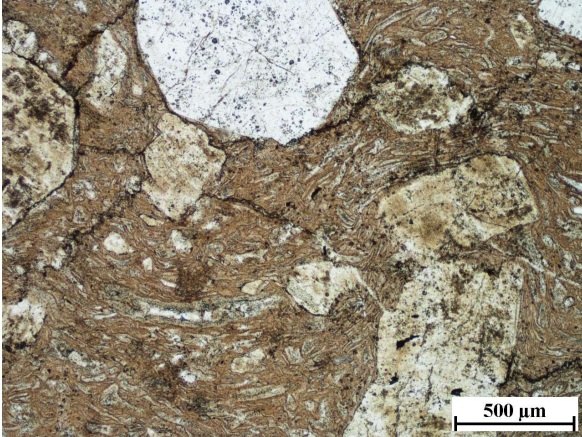
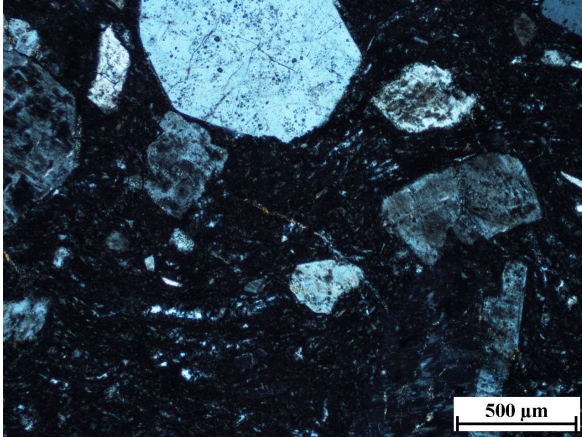
PIM-90			
			
<b>Ubicación:</b>	398536 E / 6664860 N		
<b>Localidad:</b>	Ladera E del río de la Laguna, ~1 km al N de la confluencia con la quebrada Montiel		
<b>Unidad:</b>	Formación Guanaco Sonso		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de lapilli y ceniza		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (29% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b> <b>13</b>			
Tobáceos dacíticos	5	0,7-6	Forma irregular. Contienen líticos lávicos redondeados y cristales de cuarzo y plagioclasa, inmersos en una matriz de vidrio fino y esquirlas semiorientadas con recristalización avanzada
Lávicos andesíticos	5	0,4-3,5	Angulosos a subredondeados, contienen plagioclasa y máficos
Lávicos indiferenciados	3	0,4-2,4	Subangulosos, fuertemente recristalizados o reemplazados por cuarzo policristalino
<b>b) Cristales</b> <b>28</b>			
Plagioclasa	12	0,2-3	-
Cuarzo	12	0,3-2,5	-
Sanidina	4	0,2-2	-
<b>c) Vidrio</b> <b>59</b>			
Juveniles vítreos	30	3,2-5	Alargados, con bordes irregulares, parcialmente recristalizados
Esquirlas	17	0,1-1,2	No orientadas
Vidrio fino	12	-	-
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Sericita	7	Reemplazo moderado de plagioclasa, diseminado	
Arcillas	20	Reemplazo moderado de plagioclasa y juveniles vítreos, masivo	
Óxidos de hierro	26	Reemplazo pervasivo de la matriz y minerales máficos de líticos andesíticos, masivo	
	<b>53</b>		

PIM-97			
			
<b>Ubicación:</b>	394835 E / 6658983 N		
<b>Localidad:</b>	Cabecera de la quebrada Laguna Escondida		
<b>Unidad:</b>	Formación Laguna Chica		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (70% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Desvitrificación		
<b>Observaciones:</b>	El reemplazo pervasivo por cuarzo en matriz y fragmentos, la presencia de vetillas de sericita-clorita, y el reemplazo leve de anfíbola por epidota, son indicativos de alteración hidrotermal. La asociación de los minerales involucrados permite acotar la temperatura de los fluidos a ~200-300°C		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>13</b>		
Lávicos félsicos	11	0,6-5	Textura porfídica, con cristales de cuarzo, plagioclasa y sanidina, inmersos en una masa fundamental de abundancia variable
Lávicos andesíticos	2	0,4-1	Se reconocen relictos de plagioclasa
<b>b) Cristales</b>	<b>15</b>		
Plagioclasa	10	0,5-2,7	-
Cuarzo	4	0,3-1,5	-
Anfíbola	1	0,3-1,2	-
<b>c) Vidrio</b>	<b>72</b>		
Pómez	3	0,4-1,4	Desvitrificado a cuarzo-feldespato microcristalino
Esquirlas	2	0,05-0,5	Desvitrificado a cuarzo-feldespato microcristalino
Vidrio fino	68	-	Desvitrificado, textura obliterada por alteración
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Epidota	<1	Reemplazo leve de anfíbola, en cúmulos	
Clorita	2	Junto con sericita, relleno de una serie de vetillas milimétricas subparalelas	
Cuarzo	57	Reemplazo pervasivo de matriz y fragmentos (en especial líticos), masivo	
Zeolitas	2	Reemplazo leve de la matriz vítrea, en cúmulos	
Sericita	5	Reemplazo moderado de plagioclasa, diseminado. Junto con clorita, relleno de una serie de vetillas milimétricas subparalelas	
Arcillas	3	Reemplazo moderado de plagioclasa y fragmentos vítreos, masivo	
Óxidos de hierro	2	Reemplazo diseminado, moderado sobre líticos andesíticos y leve sobre pómez y esquirlas. Anillos gruesos en cristales de anfíbola	
	<b>69</b>		



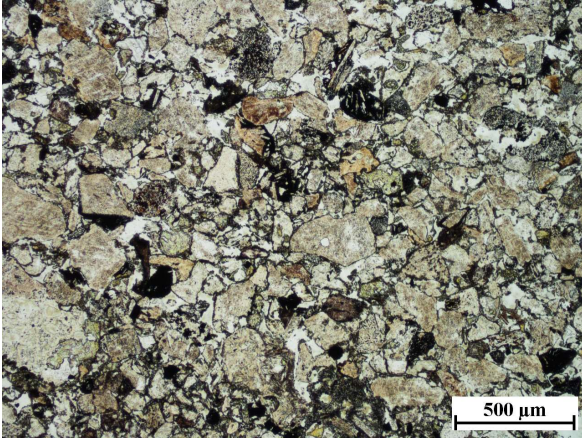
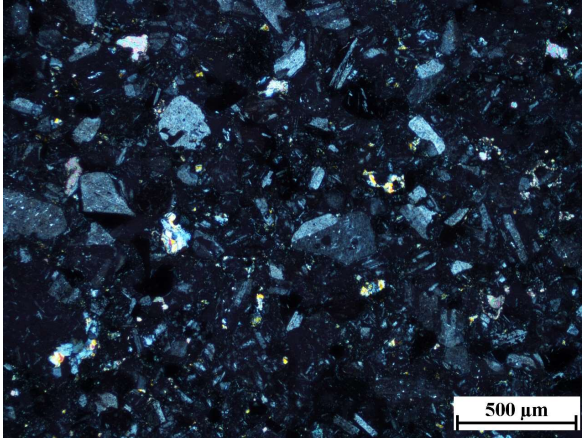
PIM-107			
			
<b>Ubicación:</b>	403935 E / 6672019 N		
<b>Localidad:</b>	Cabecera de alimentador principal de la quebrada Potrero Alto		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza y lapilli		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (48% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento incipiente. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>			
Lávicos andesíticos	4	1,3-6,5	Angulosos, con plagioclasa y minerales metálicos
Lávicos dacíticos	3	0,8-2,5	Redondeados, con masa fundamental vítrea y cristales de plagioclasa y minerales metálicos
Lávicos indeterminados	4	1,1-3	-
Tobáceos dacíticos	1	0,7-3,5	Con matriz de vidrio recristalizado como esferulitas, y fragmentos indeterminados (reemplazados por cuarzo)
<b>b) Cristales</b>			
Plagioclasa	15	0,4-3,5	Subhedral, macla polisintética
Cuarzo	3	0,1-1	Anhedrales
Sanidina	1	0,3-1	Euhedrales, macla de Carlsbad
Minerales metálicos	1	0,1-0,5	-
<b>c) Vidrio</b>			
Juveniles	20	1,8-10	Forma irregular (generalmente alargados; <i>fiamme</i> ) y con bordes difusos. En algunos de ellos se distinguen cristales de plagioclasa y cuarzo
Esquirlas	22	0,05-0,3	Soldamiento incipiente, orientadas caóticamente rodeando los fragmentos mayores
Vidrio fino	26	-	Desvitrificado, con textura poco clara debido al grado de alteración
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Clorita	9	Reemplazo moderado a pervasivo de juveniles vítreos, masivo	
Carbonato	6	Relleno de vetillas. Reemplazo moderado de líticos lávicos indeterminados y cristales de plagioclasa, en cúmulos	
Cuarzo	3	Reemplazo masivo pervasivo sobre líticos lávicos indiferenciados, y en fragmentos indeterminados dentro de líticos tobáceos, formando agregados policristalinos	
Sericita	5	Reemplazo moderado de plagioclasa, diseminado	
Esmectitas	39	Reemplazo moderado a pervasivo de matriz y juveniles, masivo	
	<b>62</b>		

PRM-053			
			
<b>Ubicación:</b>	410792 E / 6660927 N		
<b>Localidad:</b>	Quebrada las Tetas, a ~2 km de la confluencia con el río Colorado		
<b>Unidad:</b>	Formación Guanaco Sonso		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza y lapilli		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (58% matriz)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento denso. Texturas de reabsorción magmática (embahiamientos en plagioclasa y cuarzo). Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b> 4			
Lávicos andesíticos	1	0,7-2	Angulosos, con bordes netos. Porfídicos, con fenocristales de plagioclasa y masa fundamental con microlitos de hematita tabular y plagioclasa
Tobáceos	2	0,2-3	Angulosos, poligonales y con bordes netos. Aspecto similar a la matriz. Contienen <i>fiamme</i> y cristales de cuarzo y máficos tabulares (cortados por los bordes del lítico). Tienen matriz de vidrio fino, recristalizada a cuarzo y feldespato microcristalinos, más grandes que los de la matriz de la roca. Se infiere una inclusión en frío, por lo que serían accidentales o accesorios
Silíceos	1	0,4-0,6	Subangulosos. Compuestos por cuarzo microcristalino
<b>b) Cristales</b> 20			
Plagioclasa	8	0,2-5	En gran parte conservan sus formas euhedrales. Usualmente embahadas
Cuarzo	8	0,1-2	Frecuentemente embahados
Sanidina	4	0,1-1,8	Macla de Carlsbad, forma euhedral
<b>c) Vidrio</b> 76			
<i>Fiamme</i>	22	0,7-12	Muy aplanadas y deformadas en torno a líticos y cristales. Desvitrificadas como esferulitas axiales, también en texturas granofiricas, micropoiquilíticas, e incluso como agregados cristalinos de grano medio de cuarzo y feldespato alcalino
Esquirlas	47	0,05-0,4	Formas alargadas y difusas, se confunden entre sí y con el vidrio fino
Vidrio fino	9	-	Recristalizado a cuarzo y feldespato microcristalinos (junto a esquirlas)
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Sericita	<1	Reemplazo leve en líticos andesíticos (plagioclasa) y silíceos, diseminado	
Arcillas	32	Reemplazo masivo, moderado en la matriz, llega a pervasivo en <i>fiamme</i> y feldespatos	
Óxidos de hierro	13	Reemplazo masivo moderado de líticos andesíticos y <i>fiamme</i> , también en algunas esquirlas. Relleno de vetillas irregulares enjambradas de ~0,05 mm de grosor	
	45		

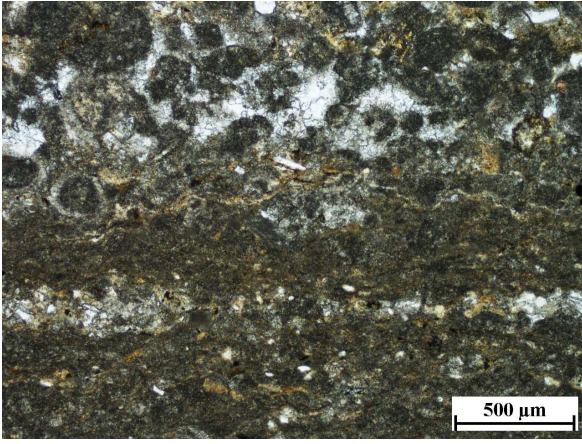
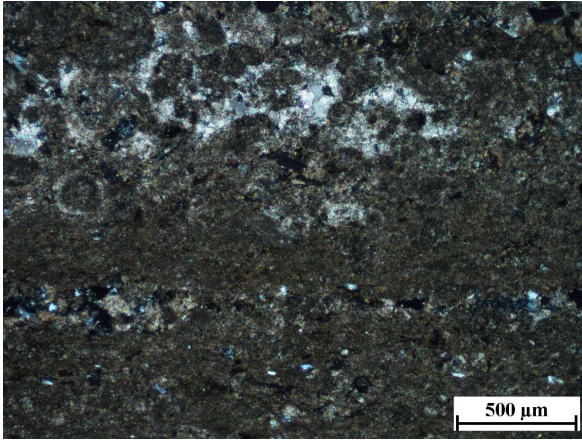
PRV-091			
			
<b>Ubicación:</b>	392438 E / 6658077 N		
<b>Localidad:</b>	Cabecera de quebrada que fluye hacia el río Ingaguás desde el E, a la latitud de la quebrada Matusalén		
<b>Unidad:</b>	Formación Guanaco Sonso		
<b>Clasificación textural:</b>	Toba de ceniza		
<b>Clasificación composicional:</b>	Vítrea		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada (60% matriz; incluye parte importante de los cristales)		
<b>Texturas:</b>	Fragmental. Eutaxítica. Soldamiento moderado. Desvitrificación		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>			
Tobáceo	<1	1,9	Subredondeado, con bordes netos. Corresponde a una toba de ceniza vítrea, con esquirlas gruesas soldadas. Se considera un lítico accidental o accesorio
<b>b) Cristales</b>			
Plagioclasa	19	0,1-2,5	Comúnmente con formas irregulares y bordes sinuosos; además, en sectores, se aglomeran y presentan texturas de recristalización. Lo anterior se interpreta como una fusión parcial de los cristales, debido a la alta temperatura del flujo piroclástico
Cuarzo	13	0,1-2,6	Angulosos, en general. Localmente con embahiamientos
Minerales metálicos	1	0,05-0,6	Se infieren como cristales primarios dado que son rodeados por las esquirlas, y comúnmente muestran una forma prismática
<b>c) Vidrio</b>			
<i>Fiamme</i>	9	1,8-7	Algunas contienen cristales de plagioclasa y cuarzo. Recristalizadas como esferulitas axiales que radian desde sus bordes, y en su interior como agregados granofíricos
Esquirlas	35	0,05-0,5	Alargadas y aplanadas. Sin embargo, algunas conservan concavidades y formas en "Y". Recristalizadas como esferulitas axiales en sus bordes, y agregados microcristalinos de cuarzo y feldespato en su interior. Se distinguen muy bien del vidrio fino al no estar alteradas
Vidrio fino	23	-	-
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Arcillas	13	Reemplazo moderado de plagioclasas y <i>fiamme</i> , masivo	
Óxidos de hierro	25	Reemplazo masivo, pervasivo sobre líticos tobáceos, moderado sobre <i>fiamme</i> , y leve a moderado sobre el vidrio fino. También como halo alrededor de minerales metálicos	
	<b>38</b>		

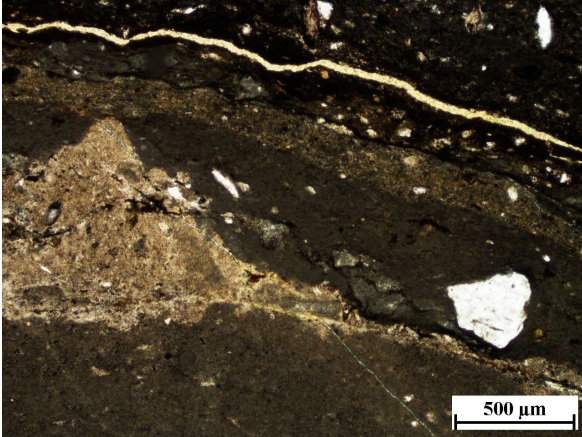
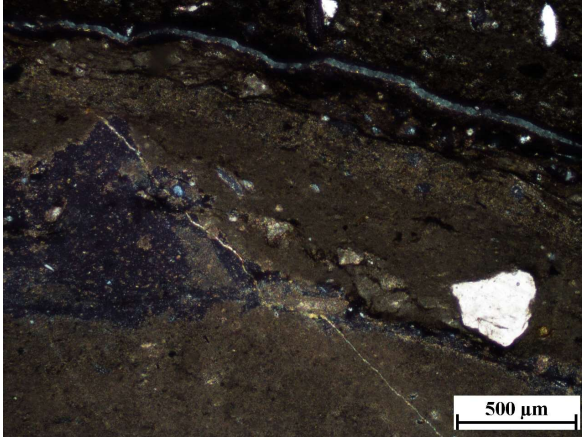


***Rocas sedimentarias***

PIM-105			
			
<b>Ubicación:</b>	403929 E / 6671604 N		
<b>Localidad:</b>	Cabecera de alimentador principal de la quebrada Potrero Alto		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Arenisca		
<b>Clasificación composicional:</b>	Feldsarenita lítica		
<b>Fábrica:</b>	Clasto-soportada		
<b>Selección:</b>	Buena a moderada		
<b>Textura:</b>	96% tamaño arena (principalmente fina a media), 4% limo. Granos subredondeados a subangulosos. Los líticos son esféricos a subprismoidales, mientras que los cristales (plagioclasa) son más subprismoidales, comúnmente con formas euhedrales primarias bien preservadas		
<b>Madurez textural:</b>	Madura		
<b>Madurez composicional:</b>	Inmadura (0)		
<b>Tipo de cemento:</b>	Tipo A: Epidota (3%). Tipo B: Clorítico (7%), arcilloso (3%) y carbonático (2%)		
<b>Interpretación:</b>	Las texturas observadas indican un retrabajo relativamente alto de los sedimentos, y un transporte más bien proximal. Esto último se condice con su composición, que consiste íntegramente en productos volcánicos		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>47</b>		
Lávicos intermedios	18	0,2-1,2	Textura porfídica, fenocristales de plagioclasa, masa fundamental pilotaxítica. En sectores, bastante vesiculares
Lávicos ácidos	27	0,2-0,9	Textura porfídica, fenocristales de plagioclasa, masa fundamental hialopilítica a intersertal
Pómez	2	0,4-1,2	Similares a los lávicos ácidos, pero con alto grado de vesicularidad
<b>b) Monominerales</b>	<b>53</b>		
Plagioclasa	53	0,05-1,6	Algunos con textura sieve ampliamente desarrollada
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Epidota	5	Reemplazo selectivo de líticos, moderado a pervasivo, masivo. También leve sobre plagioclasas, diseminado	
Clorita	4	Reemplazo selectivo de líticos, moderado a pervasivo, masivo	
Carbonato	4	Reemplazo selectivo de líticos y algunas plagioclasas, moderado a pervasivo, masivo	
Sericita	2	Reemplazo leve de plagioclasa, diseminado	
Arcillas	16	Reemplazo moderado de plagioclasas y líticos ácidos, masivo	
Óxidos de hierro	7	Reemplazo moderado a pervasivo de líticos, masivo	
	<b>38</b>		

PIM-106			
			
<b>Ubicación:</b>	404046 E / 6671901 N		
<b>Localidad:</b>	Cabecera de alimentador principal de la quebrada Potrero Alto		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Clasificación textural:</b>	Arenisca		
<b>Clasificación composicional:</b>	Litarenita feldespática		
<b>Fábrica:</b>	Clasto-soportada		
<b>Selección:</b>	Moderada		
<b>Textura:</b>	100% tamaño arena (principalmente media a gruesa). Granos redondeados a subangulosos. Los líticos son esféricos a subprismoidales, mientras que los cristales (plagioclasa) son más subprismoidales, tendiendo a conservar sus formas primarias		
<b>Madurez textural:</b>	Madura		
<b>Madurez composicional:</b>	Inmadura (0)		
<b>Tipo de cemento:</b>	Tipo A: Epidota (3%). Tipo B: Clorítico (6%), arcilloso (4%) y carbonático (2%)		
<b>Interpretación:</b>	Las texturas observadas revelan que el transporte y, sobre todo, el retrabajo, fueron procesos importantes previo a la deposición de estos sedimentos. Sin embargo, la fuente de estos debió ser relativamente proximal, dado que su composición es netamente volcanogénica		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Líticos</b>	<b>68</b>		
Lávicos intermedios	20	0,1-1,9	Textura porfídica, fenocristales de plagioclasa en masa fundamental pilotaxítica. Textura vesicular relativamente común
Lávicos ácidos	42	0,2-0,9	Textura porfídica, fenocristales de plagioclasa en masa fundamental hialopilítica a intersertal
Tobáceos	6	0,7-2	Tobas de ceniza vítreas, comúnmente soldadas. Intermedias a ácidas
<b>b) Monominerales</b>	<b>32</b>		
Plagioclasa	32	0,1-1	En general con textura sieve
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Epidota	1	Reemplazo selectivo de líticos, leve a moderado, masivo	
Clorita	4		
Carbonato	8	Reemplazo selectivo de líticos, moderado a pervasivo, masivo (usualmente el lítico queda irreconocible). También leve a moderado sobre plagioclasa	
Sericita	6	Reemplazo leve a moderado de plagioclasas, diseminado	
Arcillas	10	Reemplazo moderado de plagioclasas, masivo	
Óxidos de hierro	7	Reemplazo masivo, moderado a pervasivo, de líticos intermedios	
	<b>36</b>		

PIM-108			
			
<b>Ubicación:</b>	403865 E / 6672038 N		
<b>Localidad:</b>	Cabecera de alimentador principal de la quebrada Potrero Alto		
<b>Unidad:</b>	Formación El Tapado		
<b>Descripción general:</b>	El corte presenta dos niveles centimétricos: uno compuesto por <i>pellets</i> y esparita, con escasas esquirlas vítreas ( <i>grainstone</i> ); y otro con barro micrítico como mayor componente, con esquirlas más abundantes ( <i>mudstone</i> ). También se intercalan, principalmente en el último dominio, láminas submilimétricas ricas en componentes volcanogénicos, como cristales y esquirlas		
<b>Clasificación:</b>	<i>Mudstone-grainstone</i>		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada ( <i>mudstone</i> ), clasto-soportada ( <i>grainstone</i> )		
<b>Textura:</b>	Clástica, laminada. En menor medida, fragmental		
<b>Grado de lavado:</b>	No lavada a mal lavada		
<b>Tipo de cemento:</b>	Esparita (15%)		
<b>Observaciones:</b>	En el rechazo se observan más amalgamas entre los dos dominios descritos		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Terrígenos</b>	<b>19</b>		
Líticos indet.	1	0,1-0,2	Subredondeados, esféricos a subdiscoidales
Plagioclasa	2	0,05-0,2	Presenta textura fragmental. Subangulosa, prismoidal a esférica
Cuarzo	3	0,05-0,3	En general presenta textura fragmental. Subredondeado a anguloso, discoidal a esférico
Esquirlas vítreas	13	0,05-0,3	Formas originales truncadas, no aplanadas. Recristalizadas a sílice de baja temperatura
<b>b) Aloquímicos esqueléticos</b>	-		
<b>c) Fase ligante y otros aloquímicos</b>	<b>81</b>		
<i>Pellets</i>	37	0,05-0,4	Recristalización avanzada a microesparita
Micrita	44	-	Recristalización casi completa a microesparita
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Arcillas	8	Reemplazo moderado de esquirlas, cristales de plagioclasa y líticos indeterminados, de manera masiva	
Óxidos de hierro	1	Reemplazo pervasivo de líticos indeterminados, masivo	
	<b>9</b>		

PRV-093			
			
<b>Ubicación:</b>	391332 E / 6658526 N		
<b>Localidad:</b>	Parte media de quebrada que fluye hacia el río Inaguás desde el E, a la latitud de la quebrada Matusalén		
<b>Unidad:</b>	Formación Guanaco Sonso		
<b>Descripción general:</b>	Consta de niveles milimétricos en contactos netos a gradacionales, con marcadas variaciones en sus componentes. En la mayoría domina el barro micrítico, con presencia escasa a muy alta de fragmentos esqueléticos y aloquímicos, además de arcillas. Otros niveles subordinados están dominados por detritos de cristales y líticos tamaño arena fina, parcialmente orientados, en una matriz arcillosa		
<b>Clasificación:</b>	<i>Mudstone</i>		
<b>Fábrica:</b>	Matriz-soportada		
<b>Textura:</b>	Clástica, laminada		
<b>Grado de lavado:</b>	No lavada		
<b>Tipo de cemento:</b>	Esparita (2%)		
<b>Observaciones:</b>	Cortada por vetillas enjambradas, sinuosas, en general continuas, de hasta 1 mm de grosor; algunas cortan la estratificación, mientras otras son paralelas a ella		
Composición			
Componentes	%	mm	Observaciones
<b>a) Terrígenos</b>	<b>36</b>		
Líticos indet.	4	0,1-0,4	Subangulosos, discoidales
Plagioclasa	6	0,1-0,9	Angulosa, en general conserva forma euédral alargada
Cuarzo	2	0,1-0,3	Anguloso, subdiscoidal
Arcillas	24	-	-
<b>b) Aloquímicos esqueléticos</b>	<b>5</b>		
Restos esqueléticos	5	0,05-0,3	Restos de valvas, en las que se reconocen articulaciones y relictos de líneas de crecimiento. Probablemente conchostracos u ostrácodos
<b>c) Fase ligante y otros aloquímicos</b>	<b>59</b>		
<i>Pellets</i>	1	0,1-0,3	-
Micrita	58	-	Recristalización incipiente a microesparita
Minerales de alteración			
Minerales	%	Ocurrencia	
Carbonato	13	Pseudomorfismo de cristales de plagioclasa. Relleno de vetillas y oquedades	
Esmeclitas	12	Reemplazo moderado de arcillas originales, masivo	
Caolinita	6		
Óxidos de hierro	9	Reemplazo masivo pervasivo de matriz arcillosa en niveles siliciclásticos	
	<b>40</b>		



**ANEXO C:**

**Construcción de la columna integrada sector las Tetas**



# ÍNDICE

	<b>Página</b>
<b>CONSTRUCCIÓN DE LA COLUMNA INTEGRADA SECTOR LAS TETAS</b>	1
<b>REFERENCIAS</b>	2



## CONSTRUCCIÓN DE LA COLUMNA INTEGRADA SECTOR LAS TETAS

La relación estratigráfica directa entre las columnas Colina Arcoíris y quebrada las Tetas se hace a partir de la continuidad lateral de las sucesiones piroclásticas de la primera hacia el SW. En particular, una sucesión piroclástica guía correspondiente al tramo CA-2 de la columna Colina Arcoíris, se halla aflorando de manera subvertical ~1 km al SE del límite inferior de la columna quebrada las Tetas, estratigráficamente bajo ella. Sin embargo, no se dispone de información estratigráfica detallada de la sucesión entre la capa guía y el inicio de la columna quebrada las Tetas.

Se conoce que, justo debajo del tramo QT-1, continúan depósitos de varias decenas de metros de conglomerados y areniscas bien estratificadas, similares a los controlados en la columna, pero indicadores de mayor energía en la sedimentación. No obstante, tales capas no se incluyen en la columna, dado que no se visitaron en la campaña de terreno de esta memoria, y el control previo no aporta información suficiente para dar consistencia a su descripción e interpretación.

Entonces, existen dos problemas a la hora de estimar un espesor para el tramo sin información entre las secciones: (1) no está controlada la ubicación del contacto entre las formaciones El Tapado y Guanaco Sonso en la quebrada las Tetas, por lo que se estima extrapolando el espesor desde la capa guía; (2) no necesariamente la relación entre CA-10 y QT-1 es una separación vertical neta, puede existir una transición lateral entre los depósitos sedimentarios de ambas secciones dada la afinidad de los ambientes fluvial y aluvial, lo que reduciría el intervalo desconocido. Esto último se sustenta en la afinidad entre ambientes fluviales y aluviales en contextos similares en el registro geológico, que comúnmente establecen transiciones tanto verticales como laterales (*e.g.* Waresback & Turbeville, 1990; Kim *et al.*, 2009).

Por lo tanto, se estima una separación vertical neta de ~300 m entre los tramos CA-10 y QT-1 a partir de relaciones geométricas. Y, considerando la probable influencia de una relación lateral, se estima en ~200 m el espesor del tramo sin información para la columna integrada. Esto es evidentemente estimativo, y se hace teniendo en cuenta criterios generales para construir la columna integrada de manera coherente con la información disponible.

## REFERENCIAS

- KIM, S., KIM, Y., JO, H., JEONG, K. & CHOUGH, S. 2009. Depositional facies, architecture and environments of the Sihwa Formation (Lower Cretaceous), mid-west Korea with special reference to dinosaur eggs. *Cretaceous Research*. Vol. **30**: 100-126.
- WARESBACK, D. & TURBEVILLE, B. 1990. Evolution of a Plio-Pleistocene volcanogenic-alluvial fan: the Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **102**: 298-314.

