



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LAS ROCAS SEDIMENTARIAS
CENOZOICAS DE AYSÉN CONTINENTAL, AL SUR DE BALMACEDA (46°S),
REGIÓN DE AYSÉN, CHILE.

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

HERMANN RIVAS MUÑOZ

PROFESOR GUIA:
JACOBUS PHILIPPUS LE ROUX

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JUAN ENRIQUE BOSTELMANN TORREALBA
CHRISTIAN SALAZAR SOTO
REYNALDO CHARRIER GONZÁLEZ

Trabajo financiado por Proyecto Fondecyt 1130006

SANTIAGO DE CHILE
2015

RESUMEN

El presente es un estudio sobre las rocas sedimentarias cenozoicas expuestas al sur de Balmaceda (46°S), denominadas Formación Oscuro, asignadas al Mioceno inferior – medio. Se hizo un levantamiento estratigráfico de nueve secciones, abarcando una potencia aproximada de 1000 m. De acuerdo a las litologías observadas, se reconocen cuatro unidades en esta formación. Dos unidades inferiores, que tienen una composición volcanoclástica y se interpretan como depositadas en la parte distal de sistemas aluviales, separados entre sí por una paraconcordancia entre el Eoceno superior – Mioceno inferior. Le sobreyacen en discordancia erosiva, dos unidades superiores de composición epiclástica y volcanoclástica, asociadas a la reactivación de sistemas fluviales trenzados y sinuosos durante el Mioceno medio. Se propone un nuevo esquema estratigráfico para estas unidades, abandonando el nombre de Formación Oscuro y agrupando estas unidades en tres formaciones: la unidad volcanoclástica inferior se define como Formación Estancia La Frontera (Eoceno inferior), la unidad volcanoclástica superior podría corresponder a la Formación Río Frías (Mioceno inferior), mientras que las dos unidades epiclásticas/volcanoclásticas superiores se agrupan dentro de la Formación El Portezuelo (Mioceno medio). Estas serían correlativas con las unidades argentinas aflorantes en la meseta del Guenguel y meseta del Chaliá. El contraste en los ambientes sedimentarios observado en estas unidades se relaciona con los eventos de subducción de dorsales activas en el margen occidental de Sudamérica durante el Cenozoico. El primero tuvo lugar durante el Eoceno (Dorsal Farallón-Aluk) y el segundo desde el Mioceno hasta el presente (Dorsal de Chile). Esto ha provocado variaciones en el aporte sedimentario y la acomodación, regulando la sedimentación en el antepaís oriental de la Cordillera Patagónica.

A MIS PADRES

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Jacobus Le Roux y al Proyecto Fondecyt 1130006, que permitió la realización de este trabajo en los 'pagos' ayseninos y su financiamiento. A Enrique, Raúl y Alvar por su apoyo en terreno. A los miembros de la comisión por sus valiosos comentarios.

A la Sra. Ximena Peede y Don Federico Peede, de la Estancia La Frontera, Balmaceda, por permitirnos el ingreso y por su buena disposición durante las campañas de terreno.

A Blanca por su comprensión y su fructífera ayuda siempre que el estrés agobia; a Mariana, Lili, Carlos, Quilo y Rosita, son parte de los pilares fundamentales que hacen que este mecanismo llamado Universidad funcione.

A todas las personas con las cuales he compartido durante estos largos años de universidad, mención especial a mis compañer@s y amig@s del Grupo de la Perdición (Nico, Roxi, Eduardo, Piti, Facha, Shesho, Máximo), los Hiperáridos (Edwin, Mila, Jipi, Cami, Mabri, Camilo, Pau, Charly, Mumo, Forlán, José, Vale, Pelao, Colega), a mis amigos de Coyhaique, a los Paleos, a Ivette del MNHN y a mis amigos de la vida del Paleozoico. No quiero extenderme mucho para no dejar a nadie en el tintero.

A mis hermanos Harlan y Harrison, a mi familia en Santiago y Collipulli: tíos Chunchu, Eli; Papitín, Pipa, Mabel; Paloma, Mario; Gabriel, Nena, Roli; Arturo, Carla; y a mis primas y primos. Hemos compartido muy buenos momentos durante estos años.

A mi abuelita Micha, que ha sido mi madre adoptiva durante mi estadía en Santiago y que ha tenido que aguantar las mañas de su nieto, presente en las buenas y en las no tanto.

A Paulina, que me acompaña y alegra mis días con sus risas y ternura.

Finalmente, quisiera brindarles un reconocimiento muy especial a mis padres, Herman e Isabel. Todo este camino ha sido posible gracias a ellos, quienes me han brindado su apoyo incondicional siempre.

TABLA DE CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDO	IV
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 UBICACIÓN Y ACCESOS	1
1.1.1 POBLADOS CERCANOS	3
1.2 PROBLEMÁTICA.....	4
1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO	5
1.4 OBJETIVOS Y METODOLOGÍA.....	6
1.4.1 OBJETIVOS	6
1.4.2 METODOLOGÍA.....	7
2. MARCO REGIONAL	12
2.1 CONFIGURACIÓN MORFOESTRUCTURAL.....	12
2.1.1 ARCHIPIÉLAGOS E ISLAS.....	12
2.1.2 DEPRESIÓN CENTRAL.....	12
2.1.3 CORDILLERA PATAGÓNICA	13
2.1.4 CORDONES SUBANDINOS ORIENTALES.....	13
2.1.5 RELIEVES PLANIFORMES ORIENTALES	14
2.2 GEOMORFOLOGÍA	14
2.3 CLIMA.....	15

2.4	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	16
2.4.1	PALEOZOICO.....	16
2.4.2	MESOZOICO	16
2.4.3	CENOZOICO.....	18
2.5	GEOLOGÍA LOCAL	20
2.5.1	ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN DE ESTUDIO	21
3.	ESTUDIOS ANTERIORES.....	31
4.	SECCIONES	43
4.1	UNIDAD 1	45
4.1.1	SECCIÓN RÍO OSCURO 1 (“PALEOSUELOS”)	46
4.1.2	SECCIÓN RÍO OSCURO 2 (“PALACIO FEO”)	50
4.2	UNIDAD 2	54
4.2.1	SECCIÓN RÍO OSCURO 3 (“BADLAND”)	55
4.2.2	SECCIÓN RÍO OSCURO 4 (“CAMPAMENTO”)	58
4.3	UNIDAD 3	64
4.3.1	SECCIÓN RÍO OSCURO 5 (“POZA DE LA TRUCHA”)	65
4.3.2	SECCIÓN CASTILLO DEL ZORRO.....	69
4.3.3	SECCIÓN CERRO DE LA ESFINGE 1	72
4.4	UNIDAD 4	76

4.4.1	SECCIÓN CERRO DE LA ESFINGE 2	80
4.4.2	SECCIÓN LAGUNA PLOMA.....	84
5.	DATAACIONES.....	100
6.	SEDIMENTOLOGÍA	105
6.1	INTRODUCCIÓN	105
6.2	LITOFACIES EPICLÁSTICAS	106
6.3	LITOFACIES VOLCANICLÁSTICAS	108
6.4	ASOCIACIONES DE FACIES.....	112
6.4.1	ASOCIACIONES EPICLÁSTICAS	113
6.4.2	ASOCIACIONES VOLCANICLÁSTICAS	124
6.5	ELEMENTOS ARQUITECTÓNICOS	130
6.6	AMBIENTE DEPOSICIONAL	134
6.6.1	UNIDAD 1 – ALUVIAL DISTAL.....	134
6.6.2	UNIDAD 2 – ALUVIAL DISTAL.....	137
6.6.3	UNIDAD 3 – FLUVIAL TRENZADO	137
6.6.4	UNIDAD 4 – FLUVIAL TRENZADO/SINUOSO	139
7.	ESTRATIGRAFÍA.....	143
7.1	FALENCIAS EN LA NOMENCLATURA ACTUAL	143
7.2	PROPÓSITO Y UTILIDAD.....	145

7.3	NUEVO ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO	147
7.3.1	FORMACIÓN ESTANCIA LA FRONTERA	147
7.3.2	FORMACIÓN RÍO FRÍAS	150
7.3.3	GRUPO RÍO MAYO.....	153
A.	FORMACIÓN EL PORTEZUELO	155
B.	FORMACIÓN GUENGUEL	161
8.	DISCUSIONES	164
8.1	COMPOSICIÓN	164
8.2	AMBIENTE DEPOSICIONAL	164
8.3	CONSIDERACIONES ESTRATIGRÁFICAS	165
8.4	EDAD Y SALMA	167
8.5	TECTÓNICA Y PALEOGEOGRAFÍA	168
8.6	CONSIDERACIONES REGIONALES FINALES	174
9.	CONCLUSIÓN	178
	BIBLIOGRAFÍA	181
	ANEXOS	186

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 3-1. EVOLUCIÓN DE LA CLASIFICACIÓN ESTRATIGRÁFICA Y BREVE RESEÑA DE LA FORMACIÓN OSCURO.	42
TABLA 6-1. CARACTERIZACIÓN DE LITOFACIES EPICLÁSTICAS DE MIALL (2006).	108
TABLA 6-2. CARACTERIZACIÓN DE LITOFACIES VOLCANICLÁSTICAS (ESTE ESTUDIO).	112
TABLA 6-3. ASOCIACIONES DE FACIES Y SU INTERPRETACIÓN RESPECTIVA. LA FIGURA 6.12 IDENTIFICA ESTOS ELEMENTOS EN UN SISTEMA FLUVIAL TÍPICO.	133
TABLA A-1. DATOS GEOCRONOLÓGICOS UTILIZADOS PARA LA DATACIÓN DE LA UNIDAD 1 (77 ANÁLISIS).	186
TABLA A-2. DATOS GEOCRONOLÓGICOS UTILIZADOS PARA LA DATACIÓN DE LA UNIDAD 3 (29 ANÁLISIS).	189
TABLA A-3. DATOS GEOCRONOLÓGICOS UTILIZADOS PARA LA DATACIÓN DE LA UNIDAD 4 (58 ANÁLISIS).	190

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

FIGURA 1.1. MAPA DE UBICACIÓN Y ACCESOS.....	3
FIGURA 1.2. MAPA CON LAS PRINCIPALES LOCALIDADES MENCIONADAS EN ESTE TRABAJO	4
FIGURA 1.3. DETALLE DE LA SIMBOLOGÍA UTILIZADA EN ESTE TRABAJO. EL USO DE ESTRUCTURAS EDÁFICAS ES EXCLUSIVO DE LOS NIVELES CON DESARROLLO DE PALEOSUELOS.	11
FIGURA 2.1. MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DE AYSÉN (ENTRE LOS 45°S – 47°S), MODIFICADO DE SERNAGEOMIN (2003).	22
FIGURA 2.2. LEYENDA DEL MAPA GEOLÓGICO REGIONAL (FIGURA 2.1). ÉNFASIS EN LAS UNIDADES CENOZOICAS DE LA REGIÓN DE AYSÉN.	23
FIGURA 2.3. MAPA GEOLÓGICO LOCAL (46°S). MODIFICADO DE DE LA CRUZ <i>ET AL.</i> (2003) Y QUIROZ & BRUCE (2010)	25
FIGURA 2.4. SIMBOLOGÍA UTILIZADA EN EL MAPA GEOLÓGICO LOCAL (FIGURA 2.3).	26
FIGURA 3.1. EVOLUCIÓN DE LA CLASIFICACIÓN ESTRATIGRÁFICA CENOZOICA DE AYSÉN CONTINENTAL (45.4°S – 46°S).	41
FIGURA 4.1. VISTA EN PLANTA DE LAS LOCALIDADES Y SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS.	44
FIGURA 4.2. VISTA GENERAL DE LOS AFLORAMIENTOS DESDE EL CAMINO QUE UNE BALMACEDA – COYHAIQUE.	45
FIGURA 4.3. VISTA GENERAL DE LOS AFLORAMIENTOS DE LA SECCIÓN RÍO OSCURO 1.	47
FIGURA 4.4. SECCIÓN RÍO OSCURO 1 (PALEOSUELOS)	48
FIGURA 4.5. AFLORAMIENTOS DE LA SECCIÓN RÍO OSCURO 1.	49
FIGURA 4.6. MICROFOTOGRAFÍA DE LA UNIDAD 1 (PALEOSUELOS).....	50
FIGURA 4.7. VISTA GENERAL DE LA LOCALIDAD RÍO OSCURO 2 ('PALACIO FEO'), RIBERA ORIENTAL DEL RÍO OSCURO. A: VISTA HACIA EL NORTE; B: VISTA EN DETALLE; C: VISTA HACIA EL SUR.	51
FIGURA 4.8. SECCIÓN RÍO OSCURO 2 ('PALACIO FEO').....	52

FIGURA 4.9. VISTA EN DETALLE DE LAS CARACTERÍSTICAS DE LA SECCIÓN RÍO OSCURO 2..	53
FIGURA 4.10. MICROFOTOGRAFÍA DE LOS NIVELES VOLCANICLÁSTICOS DE LA UNIDAD 1 ('PALACIO FEO')...	53
FIGURA 4.11. MICROFOTOGRAFÍA DE LOS NIVELES POSIBLEMENTE TOBÁCEOS DE LA UNIDAD 1 ('PALACIO FEO').	54
FIGURA 4.12. AFLORAMIENTOS DE LA SECCIÓN RÍO OSCURO 3 ('BADLAND').	56
FIGURA 4.13. MICROFOTOGRAFÍA DE TOBA RETRABAJADA DE LOS NIVELES BASALES DE LA UNIDAD 2	58
FIGURA 4.14. MICROFOTOGRAFÍA DE UNA CONCRECIÓN CALCÁREA DEL TECHO DE LA UNIDAD 2.	58
FIGURA 4.15. A: PARTE SUPERIOR DE LA SECCIÓN, A UNOS 250 M AL SUR DE LA FIGURA 4.12 B.	59
FIGURA 4.16. VISTA PANORÁMICA DE LOS AFLORAMIENTOS DE LA SECCIÓN RÍO OSCURO 4 ('CAMPAMENTO') EN LA RIBERA OCCIDENTAL DEL RÍO OSCURO. FLECHAS INDICAN NIVELES GUÍA TOBÁCEOS.	60
FIGURA 4.17. SECCIÓN RÍO OSCURO 3 (BADLAND). CORRESPONDE A UNA SECCIÓN COMPUESTA, LEVANTADA EN LOS AFLORAMIENTOS DE LAS FIGURAS 4.12 Y 4.15 A.	61
FIGURA 4.18. SECCIÓN RÍO OSCURO 4 (CAMPAMENTO). NG INDICA LOS NIVELES GUÍA TOBÁCEOS. NOTAR UN AUMENTO EN LA GRANULOMETRÍA CON RESPECTO A LA FIGURA 4.17.	62
FIGURA 4.19. DETALLE DE LA SECCIÓN RÍO OSCURO 4. A: ACERCAMIENTO PANORÁMICO A LA RIBERA ORIENTAL DE LA FIGURA 4.16.	63
FIGURA 4.20. VISTA GENERAL DEL AFLORAMIENTO DE LA SECCIÓN RÍO OSCURO 5 ('POZA DE LA TRUCHA'). NOTAR UNA PEQUEÑA FALLA INVERSA EN EL SECTOR MEDIO DE LA IMAGEN. CE: CERRO DE LA ESFINGE.	66
FIGURA 4.21. SECCIÓN RÍO OSCURO 5 ('POZA DE LA TRUCHA').	67
FIGURA 4.22. CARACTERÍSTICAS DESTACABLES DE LA SECCIÓN RÍO OSCURO 5 (POZA DE LA TRUCHA)....	70
FIGURA 4.23. VISTA GENERAL DEL CERRO CASTILLO DEL ZORRO. LÍNEA DISCONTINUA REPRESENTA EL CONTACTO ENTRE LA UNIDAD 3 (U3) Y LA UNIDAD 4 (U4).	72

FIGURA 4.24. SECCIÓN CASTILLO DEL ZORRO. ESTE PERFIL CORRESPONDE A UNA MEDICIÓN INCOMPLETA DE LA UNIDAD 3, SE UTILIZÓ COMO REFERENCIA PARA LA COMPARACIÓN LATERAL DE FACIES.	73
FIGURA 4.25. VISTA PANORÁMICA DEL CERRO DE LA ESFINGE. FLECHA BLANCA INDICA CONTACTO ENTRE LA UNIDAD 3 (U3) Y LA UNIDAD 4 (U4). FLECHA NEGRA INDICA BLOQUE DESLIZADO.	74
FIGURA 4.26. SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA CERRO DE LA ESFINGE 1 – MITAD INFERIOR [0 M -80 M]. NOTAR APARICIÓN DE ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS.	77
FIGURA 4.27. SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA CERRO DE LA ESFINGE 1 – MITAD SUPERIOR [80 M -161 M]. EN EL NIVEL DE ARENISCA A LOS 100 M SE OBTUVO LA DATACIÓN DE $12,18 \pm 0,4$ MA PARA LA UNIDAD 3.	78
FIGURA 4.28. AFLORAMIENTOS DE LA UNIDAD 3.	79
FIGURA 4.29. VISTA PANORÁMICA DE LA UNIDAD 4. CE: CERRO DE LA ESFINGE; CA: CERRO AZUL; LP: LAGUNA PLOMA (HACIA EL SUR, TRAS EL CERRO AZUL).	80
FIGURA 4.30. SECCIÓN CERRO DE LA ESFINGE 2 [1/2] [0 M – 44.5 M]. DATACIÓN DE $12,3 \pm 0,16$ MA A LOS 9 M. PRESENCIA DE MADERA SILICIFICADA A LOS 43 M.	81
FIGURA 4.31. RESTOS DEL MAMÍFERO NOTOUNGULADO HALLADO EN LA PARTE SUPERIOR DE LA SECCIÓN CERRO DE LA ESFINGE 2 Y ASIGNADO AL GÉNERO <i>PROTYPOTHERIUM</i> SP., DE LA FAMILIA INTERATHERIDAE, (RESTOS DETERMINADOS POR E. BOSTELMANN, OBSERVACIÓN PERSONAL, 2014).	85
FIGURA 4.32. SECCIÓN CERRO DE LA ESFINGE 2 [1/2] [44,5 M -137 M].	86
FIGURA 4.33. AFLORAMIENTOS DE LA SECCIÓN CERRO DE LA ESFINGE 2	87
FIGURA 4.34. MICROFOTOGRAFÍA DEL NIVEL DONDE SE ENCONTRÓ EL EJEMPLAR DE INTERATHERIDAE INDET. ARCOSA LÍTICA, CON MATRIZ VÍTREA, TOBÁCEA. NOTAR AUMENTO EN EL MATERIAL EPICLÁSTICO EN COMPARACIÓN CON LAS UNIDADES ANTERIORES.	87
FIGURA 4.35. VISTA PANORÁMICA DEL SECTOR DE LAGUNA PLOMA, HACIA EL NORTE.	88
FIGURA 4.36. SECCIÓN LAGUNA PLOMA [1/6] [0 M – 66.5 M].	92
FIGURA 4.37. SECCIÓN LAGUNA PLOMA [2/2] [66.5 M – 152 M].	93
FIGURA 4.38. SECCIÓN LAGUNA PLOMA [3/6] [152 M – 226 M].	94

FIGURA 4.39. SECCIÓN LAGUNA PLOMA [4/6] [226 M – 317 M].	95
FIGURA 4.40. SECCIÓN LAGUNA PLOMA [5/6] [308 M – 347 M].	97
FIGURA 4.41. SECCIÓN LAGUNA PLOMA [6/6] [347 M – 427 M]	98
FIGURA 4.42. DETALLE DE LOS AFLORAMIENTOS DE LAGUNA PLOMA.	99
FIGURA 5.1. A: HISTOGRAMA QUE REPRESENTA LA EDAD ESTIMADA PARA LA UNIDAD 1 (LÍNEA VERDE). B: HISTOGRAMA CON EL NÚMERO DE CRISTALES VERSUS EDAD PARA LA UNIDAD 1.....	102
FIGURA 5.2. A: HISTOGRAMA QUE REPRESENTA LA EDAD ESTIMADA PARA LA UNIDAD 3 (LÍNEA VERDE). B: HISTOGRAMA CON EL NÚMERO DE CRISTALES DE CIRCÓN VERSUS EDAD PARA LA UNIDAD 3.	103
FIGURA 5.3. A: HISTOGRAMA QUE REPRESENTA LA EDAD ESTIMADA PARA LA UNIDAD 4 (LÍNEA VERDE). B: HISTOGRAMA CON EL NÚMERO DE CRISTALES DE CIRCÓN VERSUS EDAD PARA LA UNIDAD 4.	104
FIGURA 6.1. ASOCIACIONES DE FACIES Y ELEMENTOS ARQUITECTÓNICOS DE LA SECCIÓN 4.4.1 (TECHO). A: ASOCIACIÓN F6; B: ELEMENTO CS; C: ELEMENTO CS; D: ELEMENTO SB-GB; E-F: ELEMENTO GB.	114
FIGURA 6.2. ASOCIACIONES DE FACIES Y ELEMENTOS ARQUITECTÓNICOS DE LA SECCIÓN 4.3.1. A: ELEMENTO GB-SB; B: ELEMENTO SB. VISTA EN DETALLE DE LA FIGURA 4.22 B.	115
FIGURA 6.3. ASOCIACIONES DE FACIES Y ELEMENTOS ARQUITECTÓNICOS DE LA SECCIÓN 4.3.3.	117
FIGURA 6.4. LITOFACIES Y ASOCIACIONES DE LA SECCIÓN 4.4.1 (PARTE INFERIOR)..	120
FIGURA 6.5. LITOFACIES Y CARACTERÍSTICAS DE LA SECCIÓN 4.4.1 (PARTE SUPERIOR).	121
FIGURA 6.6. LITOFACIES Y ASOCIACIONES DE CANAL Y LLANURA DE INUNDACIÓN EN LA SECCIÓN 4.4.2....	122
FIGURA 6.7. LITOFACIES Y ASOCIACIONES DE LLANURA DE INUNDACIÓN DE LA SECCIÓN 4.4.2 (TECHO)....	123
FIGURA 6.8. LITOFACIES Y CARACTERÍSTICAS DE LA SECCIÓN 4.1.1. A-B: DISTINTOS NIVELES DE LITOFACIES ALV. C-D: VISTA EN DETALLE DE LA PEDOGÉNESIS; E: NÓDULOS CONCÉNTRICOS DE ÓXIDOS DE FE. 125	125
FIGURA 6.9. LITOFACIES Y CARACTERÍSTICAS DE LA SECCIÓN 4.1.2.	126

FIGURA 6.10. LITOFACIES Y ELEMENTOS DE LA SECCIÓN 4.2.1.	128
FIGURA 6.11. LITOFACIES Y ELEMENTOS DE LA SECCIÓN 4.2.2.	129
FIGURA 6.12. ELEMENTOS ARQUITECTÓNICOS DE UN SISTEMA FLUVIAL TÍPICO. TOMADO DE ARCHE (2010).	133
FIGURA 6.13. MODELO DEPOSICIONAL PARA LA UNIDAD 1 (ESTE TRABAJO). AMBIENTE ALUVIAL DISTAL (PIE DE ABANICO, ZONA INTERMEDIA).....	136
FIGURA 6.14. MODELO DEPOSICIONAL PARA LA UNIDAD 2 (ESTE TRABAJO). AMBIENTE ALUVIAL DISTAL (PIE DE ABANICO, ZONA PROXIMAL).	136
FIGURA 6.15. MODELO DEPOSICIONAL PARA LA UNIDAD 3 (ESTE TRABAJO). AMBIENTE FLUVIAL TRENZADO. NOTAR PERÍODO DE INACTIVIDAD EN EL ARCO DURANTE ESTE PERÍODO.	141
FIGURA 6.16. MODELO DEPOSICIONAL PARA LA UNIDAD 4 (BASE) (ESTE TRABAJO). AMBIENTE FLUVIAL TRENZADO SIMILAR A LA UNIDAD 3. NOTAR REINICIO DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA.....	142
FIGURA 6.17. MODELO DEPOSICIONAL PARA LA UNIDAD 4 (TECHO) (ESTE TRABAJO). AMBIENTE FLUVIAL SINUOSO.	142
FIGURA 7.1. HISTORIA DE LA CLASIFICACIÓN ESTRATIGRÁFICA EN EL SECTOR DE BALMACEDA (46°S). NUEVA PROPUESTA ESTRATIGRÁFICA PARA EL SECTOR FRONTERIZO, RELACIONANDO LAS UNIDADES DESCRITAS PARA LA EX FORMACIÓN OSCURO.....	160
FIGURA 7.2. HISTORIA DE LA CLASIFICACIÓN ESTRATIGRÁFICA PARA LAS UNIDADES SEDIMENTARIAS CENOZOICAS ENTRE 45.4°S Y 46°S. NUEVA PROPUESTA ESTRATIGRÁFICA PARA ESTAS SUCESIONES.	163
FIGURA 8.1. POSIBLE EVIDENCIA DE TECTÓNICA SINDEPOSICIONAL CON FORMACIÓN DE DISCORDANCIAS PROGRESIVAS EN LA PARTE SUPERIOR DE LA FORMACIÓN EL PORTEZUELO (UNIDAD 4).	171
FIGURA 8.2. MODELO EVOLUTIVO PARA LOS DEPÓSITOS DE LA CUENCA DE BALMACEDA – GUENGUEL.....	176
FIGURA 8.3. MODELO DE EXTENSIÓN PLIOCENA – CUATERNARIA EN LA ZONA DEL LAGO GENERAL CARRERA. TOMADO DE SCALABRINO <i>ET AL.</i> (2009).	177

1. INTRODUCCIÓN

Las rocas sedimentarias cenozoicas de Aysén continental, al norte del lago General Carrera, tienen una expresión superficial acotada al antepaís y se exponen como afloramientos discretos cercanos o adyacentes a la frontera con Argentina, muchas veces compartiendo las unidades entre ambos países.

Al sur de Balmaceda (46°S), entre los valles de los ríos Ministro y Simpson, aflora una sucesión subhorizontal de alrededor de 1.000 m de potencia, la cual ha sido estudiada por varios investigadores quienes han propuesto interpretaciones y clasificaciones estratigráficas diversas (Skarmeta, 1978; De la Cruz *et al.* 2003; Quiroz & Bruce, 2010, entre otros). Estas unidades han sido asignadas a la Formación Oscuro, compuesta por rocas volcanoclásticas y epiclásticas que representan un ambiente continental aluvial-fluvial (De la Cruz *et al.*, 2003).

El presente trabajo corresponde a una revisión en detalle de las rocas sedimentarias que componen la Formación Oscuro, con el objeto de interpretar su ambiente deposicional, comprender los procesos imperantes durante su deposición y revisar su asignación estratigráfica.

1.1 UBICACIÓN Y ACCESOS

La zona de estudio se distribuye en la parte oriental de la XI Región de Aysén, comuna de Coyhaique, a unos 15 km al SSE de la localidad de Balmaceda (45°54'S), cercana a la frontera con Argentina (Figura 1.1). El centro del área de estudio se encuentra al interior de la Estancia La Frontera, en las coordenadas 46°1'2.64"S y 71°44'21.06"O. Las unidades de interés forman parte de la Formación Oscuro (De la Cruz *et al.*, 2003),

cuya mejor exposición ocurre en la ribera de los ríos Oscuro, Simpson y en lomas con parte superior plana entre estos valles.

La ruta seguida en este trabajo parte desde Coyhaique, capital regional y lugar de abastecimiento principal, tomando el Camino Longitudinal Austral (Ruta 7) hacia el sur con dirección a Balmaceda. A 500 m de la Villa Balmaceda, inmediatamente después de cruzar el puente Antolín Silva (río Oscuro), se toma el desvío hacia el sur por el Camino al Portezuelo (Ruta X-699) (Figura 1.1). Esta ruta corresponde a una conexión no pavimentada hacia un paso fronterizo actualmente inhabilitado. El camino debe seguirse por aproximadamente 10 km hasta encontrarse con una tranquera que marca el acceso a la Estancia La Frontera, desde donde se accede al ingreso a la estancia a través de otra tranquera en la berma occidental. Desde aquí, el acceso a los afloramientos es a través de caminos o huellas de uso privado al interior de la estancia.

El acceso a la estancia se encuentra habilitado y bien demarcado. Las huellas interiores son más complejas de transitar, debido a su irregularidad, zonas lodosas y coironales. Se recomienda el uso de un vehículo doble tracción debido a lo exigente de los senderos. La mejor fecha para el trabajo en terreno corresponde a los meses entre noviembre y marzo, ya que desde el abril a octubre la parte alta de las lomas se encuentra cubierta por nieve. Incluso durante el verano, debe disponerse de ropa de abrigo e impermeable ya que las condiciones meteorológicas son muy variables, con presencia de fuertes vientos y posibles lluvias y nevazones esporádicas.

1.1.1 POBLADOS CERCANOS

La localidad más cercana al área de estudio es Villa Balmaceda, uno de los poblados más antiguos de la región. Balmaceda es la puerta de entrada principal de la región de Aysén a través del Aeródromo Balmaceda (PUB), y por tierra por el Paso Huemules (Figura 1.2).

Este pueblo cuenta con lugares de hospedaje y suministro de víveres básicos, así como también de una posta de salud rural y una comisaría.

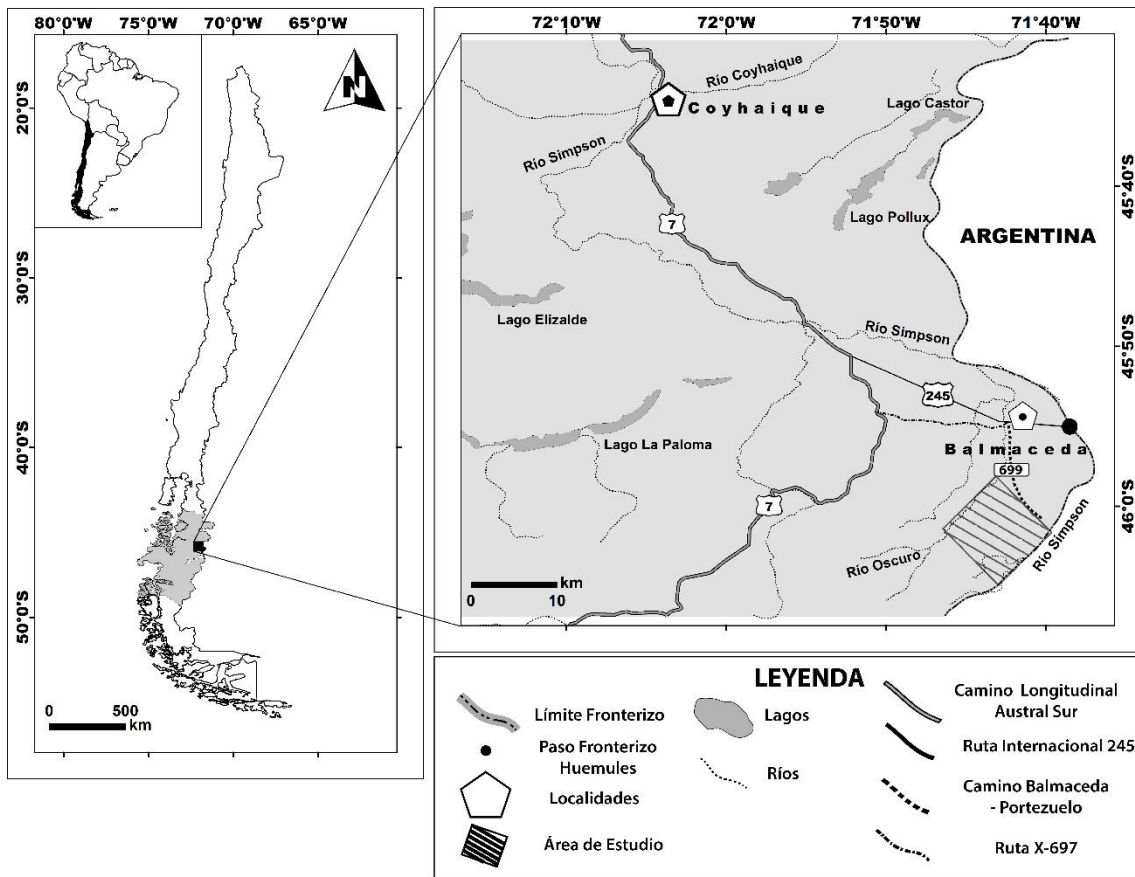


Figura 1.1. Mapa de ubicación y accesos. Izquierda: Ubicación de la Región de Aysén en la zona sur de Chile (gris). Derecha: Acercamiento al sector centro-oriental de la Región de Aysén con los principales poblados y vías de acceso. Cuadrado achurado representa el área de estudio.

MAPA LOCALIDADES MENCIONADAS

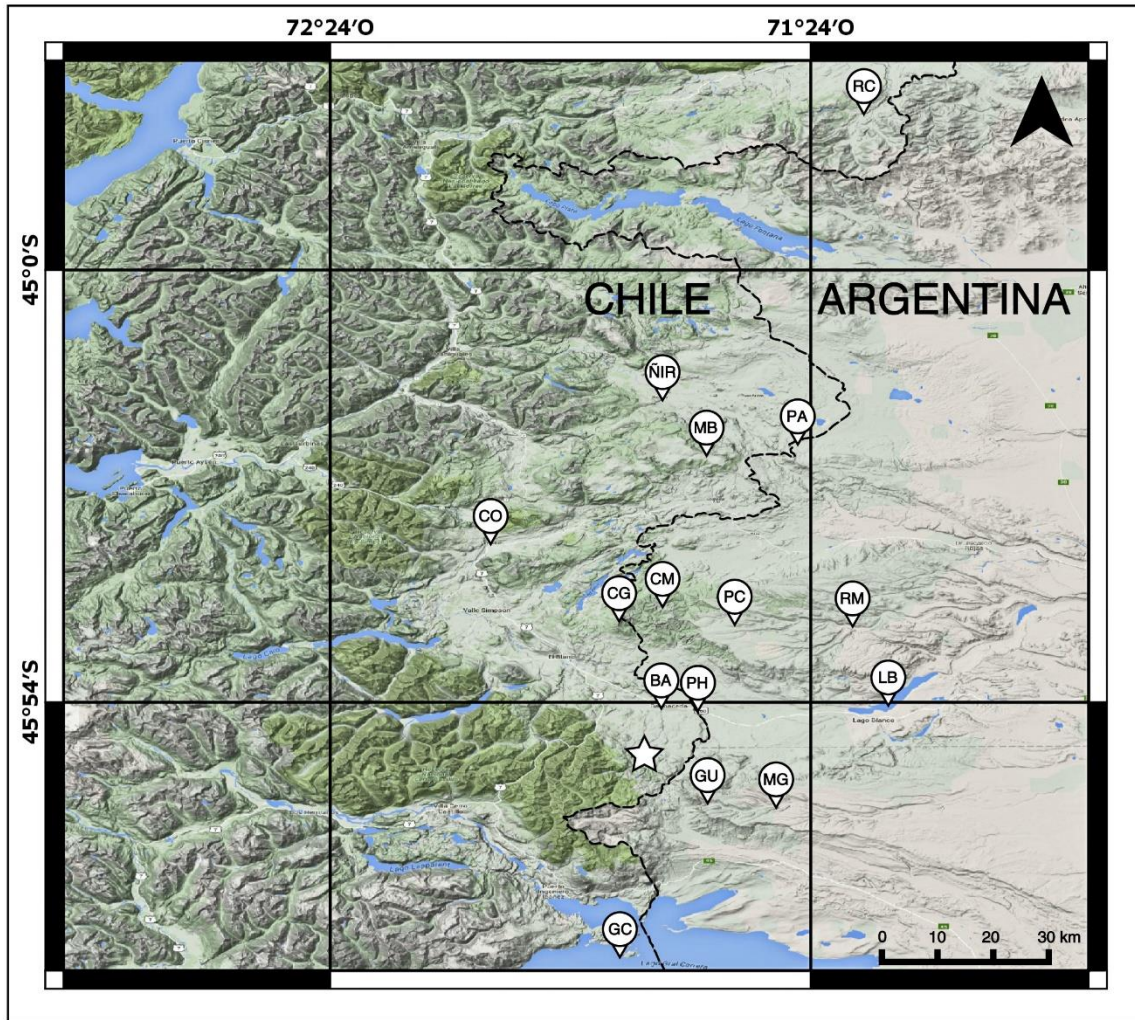


Figura 1.2. Mapa con las principales localidades mencionadas en este trabajo. De norte a sur se destacan: **RC** (Alto Río Cisnes); **ÑIR** (Ñireguao); **MB** (Meseta Boscosa); **PA** (Cerro Pampa Alta); **CO** (Coyhaique); **CG** (Cerro Galera); **CM** (Cerro Mayo); **PC** (Pampa del Chali); **RM** (Río Mayo); **BA** (Balmaceda); **PH** (Paso Huemules); **LB** (Lago Blanco); **GU** (Cerro Guenguel); **MG** (Meseta del Guenguel); **GC**: Lago General Carrera – Buenos Aires. Estrella indica área de estudio.

1.2 PROBLEMÁTICA

Los depósitos estudiados han presentado cambios en su asignación estratigráfica y en la interpretación de su ambiente deposicional, desde su primera referencia formal hecha por Skarmeta (1978), algunos sin una

adecuada justificación. La existencia de pocos estudios en la zona, comparado con otras formaciones cenozoicas de Aysén (e.g. Fm. Río Frías, Fm. Santa Cruz), motivan a reestudiarlos con más detalle.

Hay poca claridad con respecto a la relación entre las formaciones expuestas a ambos lados del lago General Carrera y con las unidades argentinas adyacentes. La clasificación estratigráfica en ambos países ha sido divergente, nombrando de manera independiente las unidades litoestratigráficas binacionales. Urge la necesidad de conciliar un lenguaje estratigráfico compartido.

El área de estudio se ubica inmediatamente al noreste de una zona de confluencia de tres placas tectónicas en el Punto Triple de Chile (Nazca, Antártica y Sudamericana). En este mismo sector ocurre actualmente la subducción de la dorsal activa que separa las placas de Nazca y Antártica (Dorsal de Chile) (Lagabrielle *et al.*, 2004). Se desconoce, de manera detallada, las consecuencias que esta interacción ha tenido en la zona de estudio.

1.3 HIPÓTESIS DE TRABAJO

Este trabajo se sustenta en la siguiente hipótesis:

“Las rocas sedimentarias cenozoicas aflorantes al sur de Balmaceda, definidos como Formación Oscuro, corresponden a más de una unidad litoestratigráfica, la cual fue depositada en momentos y en ambientes sedimentarios diferentes. Estas sucesiones son correlativas o equivalentes con las formaciones argentinas en los sectores de Pampa del Chalfá y Meseta del Guenguel”.

1.4 OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

1.4.1 OBJETIVOS

El objetivo general de este trabajo es el estudio estratigráfico de detalle y el ambiente sedimentario de las unidades litológicas sedimentarias del Cenozoico, en la zona comprendida entre los 45°54' y 46°04' de latitud sur, aflorantes al sur de Balmaceda, en la Región de Aysén. Esto involucra a la Formación Oscuro (De la Cruz *et al.*, 2003), conocida anteriormente como Formación Galera (Skarmeta, 1974). Este trabajo apunta a conocer los procesos sedimentarios predominantes en la deposición de estas unidades, la evolución de la cuenca sedimentaria durante y posterior a la sedimentación de estos depósitos y la posible correlación de estas sucesiones con formaciones coetáneas,

Los objetivos específicos de este estudio son:

- i) Realizar un estudio estratigráfico detallado de los afloramientos más representativos de las sucesiones expuestas.
- ii) Realizar un estudio litológico en muestras de mano y petrografía para determinar composición y clasificaciones.
- iii) Determinar la edad de la formación mediante dataciones U-Pb en circones detríticos.
- iv) Recolectar fósiles con el objeto de complementar el análisis de facies e interpretaciones paleoambientales.

- v) Interpretar el ambiente deposicional de las sucesiones.
- vi) Proponer un modelo de evolución que permita interpretar la dinámica de la cuenca.
- vii) Revisar la asignación estratigráfica actual de la Formación Oscuro, de acuerdo a los códigos estratigráficos más actuales.

1.4.2 METODOLOGÍA

Esta memoria de título se sustenta en la realización de dos campañas de terreno entre los años 2014 y 2015. La primera consistió en una campaña de 10 días en el mes de febrero del año 2014, y la segunda por 10 días en el mes de enero del año 2015.

i) Terreno: Para el reconocimiento de las localidades estudiadas y la orientación en terreno se utilizaron imágenes satelitales mediante el software Google Earth, fotografías aéreas (1:70.000) n° 10441-10442 y 15061-15062 del Servicio Aerofotogramétrico de la Fuerza Aérea de Chile (SAF) y los mapas geográficos escala 1:50.000, códigos I133 (Balmaceda) y J011 (Cerro Farellón) del Instituto Geográfico Militar. Información geológica previa fue consultada en las cartas geológicas Geología del Área Coyhaique – Balmaceda (Hoja número 80, escala 1:100.000, De la Cruz *et al.*, 2003) y Geología del Área Puerto Ingeniero Ibáñez – Villa Cerro Castillo (Hoja n° 124, escala 1:100.000, Quiroz & Bruce, 2010) del Servicio Nacional de Geología y Minería.

ii) Posicionamiento: Para la georreferenciación en terreno se utilizó un GPS Garmin modelo eTrex 20. Las coordenadas fueron registradas en

el sistema UTM, datum WGS84, huso 19G. La declinación magnética en esta área era de $10.28^\circ \pm 0.36^\circ$ E al día 16 de febrero del 2015 (NOAA).

iii) Secciones: Durante el trabajo de terreno se levantaron siete columnas estratigráficas de detalle, a lo largo del valle del río Oscuro y en lomas adyacentes, con secciones comprendidas entre 31 m y 427 m, abarcando un total de 1000 m aproximadamente. Para la medición del espesor total se utilizó un bastón de Jacob de 1.5 m, graduado cada 10 cm, una brújula marca Brunton y una huincha de 50 m.

iv) Litología: La clasificación de rocas sedimentarias y volcánicas se basó en las recomendaciones de los "Esquemas de Clasificación de Rocas" del Servicio Geológico Británico (*BGS Rock Classification Scheme*), Volumen 1 (*Classification of Igneous Rocks*) y Volumen 3 (*Classification of Sediments and Sedimentary Rocks*) (Hallsworth y Knox, 1999). El color de exposición de las rocas fue comparado con la tableta de colores de rocas de Munsell COLOR (*Geological Rock-Color Chart*, 2009), usado en la ilustración de las secciones estratigráficas. La caracterización del tamaño de grano fue estimada con una tarjeta granulométrica. En el estudio de cortes transparentes, se utilizó la clasificación de arenitas de Folk (1970) y las recomendaciones de Boggs (2009).

v) Muestreo: Las muestras de rocas fueron recolectadas en niveles de la base y el techo de las secciones realizadas, así como también en la parte media, prefiriendo litologías de grano medio-grueso para estudios en lámina delgada y geocronología en circones. Además, algunos niveles con edafización desarrollada, concreciones y litologías poco claras fueron muestreadas para estudios edáficos, isotópicos y composicionales, respectivamente.

vi) Fósiles: Restos fósiles de vertebrados y trazas fueron recolectados cuidadosamente en terreno, asociados a su nivel estratigráfico y depositados en el Museo Nacional de Historia Natural (Santiago), donde fueron preparados, a espera de ser ingresados a las colecciones de Paleontología e Icnología del Área Paleontología.

vii) Cortes transparentes: Los cortes de roca analizados fueron preparados en lámina delgada (27 x 46 mm) en el Taller de Cortes del Departamento de Geología de la Universidad de Chile.

viii) Dataciones: Diez muestras de arenisca de grano medio-grueso fueron tratadas en el Laboratorio de Geocronología del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, obteniendo 3 muestras con una cantidad mínima de circones para su datación. Las dataciones obtenidas corresponden a edades U-Pb en circones detríticos mediante el método LA-ICP-MS, estas representan las edades máximas de deposición.

ix) Columnas estratigráficas: Los datos recopilados en terreno se digitalizaron mediante el software SedLog y la edición final en Adobe Creative Suite.

x) Facies: Las litofacies y los modelos de facies utilizados en la interpretación de ambientes deposicionales está basada en los modelos fluviales de Bridge (2003), Miall (2006) y Miall (2010). Para las rocas volcániclásticas se refirió a la clasificación de Cas & Wright (1988). La bibliografía complementaria de artículos científicos consultados se encuentra en el capítulo de referencias.

xi) Simbología: La simbología utilizada en las secciones fue obtenida y modificada desde los patrones litológicos propuestos o utilizados por Stow (2005), el Comité Federal de Datos Geográficos (FGDC) del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) (2006), Coe (2010) y adaptada para este trabajo. Esta es válida para la totalidad de las secciones y se presenta en la Figura 1.3.




























































SIMBOLOGÍA DETALLADA			
LITOLOGÍAS	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	FÓSILES/ICNOFÓSILES	ESTRUCTURAS EDÁFICAS
 CONGLOMERADO  ARENISCA CONGLOMERÁDICA  ARENISCA  LIMOLITA/FANGOLITA  BENTONITA  ARENISCA TOBÁCEA  ARENISCA LIMOSA TOBÁCEA  ROCA VOLCÁNICLÁSTICA  TRAMO CUBIERTO  TRAMO PARCIALMENTE CUBIERTO  CLASTOS INTRAFORMACIONALES  CONCRECIONES CALCÁREAS  PÓMEZ > 1 mm (>5%)  FRAGMENTOS LÍTICOS DISPERSOS  ESTRATOS LENTICULARES	 ESTRATIFICACIÓN CRUZADA EN ARTESA  ESTRATIFICACIÓN CRUZADA EN ARTESA DE BAJO ÁNGULO O DIFUSA  ESTRATIFICACIÓN CRUZADA TABULAR  ESTRATIFICACIÓN CRUZADA TABULAR DE BAJO ÁNGULO  ONDULITAS  LAMINACIÓN ONDULÍTICA  ESTRATIFICACIÓN/LAMINACIÓN PARALELA HORIZONTAL  ESTRATIFICACIÓN/LAMINACIÓN PARALELA HORIZONTAL DIFUSA  ESTRATIFICACIÓN/LAMINACIÓN ONDULOSA  ESTRATIFICACIÓN/LAMINACIÓN RECUMBENTE  LITOLOGÍA MACIZA	 RESTOS DE ISOTEMNIDAE INDET.  RESTOS DE INTERATHERIDAE INDET.  FRAGMENTOS ÓSEOS FÓSILES  MADERA SILICIFICADA  RIZOLITOS  <i>Feoichnus challa</i>  <i>Coprinisphaera</i> isp.  <i>Celliforma</i> isp.  TRAZAS TUBULARES CON 'SPREITEN'  TRAZAS TUBULARES VERTICALES  TRAZAS TUBULARES OBLICUAS  TRAZAS TUBULARES SUBHORIZONTALES  BIOTURBACIÓN INDET.	 FRACTURAS SUBVERTICALES  FRACTURAS SUBHORIZONTALES  FRACTURAS VERMICULARES-RIZIFORMES  PEDS TIPO 'BLOCKY'  PEDS LAMINARES  PEDS GRANULARES  CRISTALES DE BARITINA  NÓDULOS DE OxFe NÍTIDOS  NÓDULOS DE OxFe DIFUSOS  NÓDULOS DE OxMn  OxFe EN PÁTINAS  OxMn EN PÁTINAS  OxFe EN MOTAS  OxMn EN MOTAS
Contactos	Gradaciones	Dataciones	
 NÍTIDO  GRADUAL/DIFUSO  EROSIVO	 SUCESIÓN GRANOCRECIENTE/GRANO-DECRECIENTE EN ESQUELETO  SUCESIÓN GRANOCRECIENTE/GRANO-DECRECIENTE EN MATRIZ	 LA-ICP-MS U-PB EN CIRCONES	

Figura 1.3. Detalle de la simbología utilizada en este trabajo. El uso de estructuras edáficas es exclusivo de los niveles con desarrollo de paleosuelos.

2. MARCO REGIONAL

2.1 CONFIGURACIÓN MORFOESTRUCTURAL

El relieve de la región de Aysén, entre los 45° - 47° S, se caracteriza por la existencia de cinco grandes dominios, con orientación N-S, cuya expresión de oeste a este es:

2.1.1 Archipiélagos e islas

El dominio occidental, de 80 a 100 km de ancho, se compone de islas, archipiélagos y penínsulas que forman el archipiélago de los Chonos, entre el golfo Corcovado (43°4'S) y el golfo de Penas (47°S) (Skarmeta, 1974; Rojas, 2006). Se caracteriza por presentar una extensa superficie de roca descubierta, con una topografía suave a ondulada y provista de rocas aborregadas, acanaladuras y pulido glacial. Esta superficie se encuentra cortada por una red de canales y fiordos de fuertes pendientes, labrados sobre rocas metamórficas del Complejo Metamórfico de los Chonos e intrusivas del Batolito Patagónico (Skarmeta, 1974; Ferrando y Muñoz, 1979; Hervé *et al.*, 2008).

2.1.2 Depresión Central

Corresponde al área ubicada al este del archipiélago de los Chonos, emplazada en una zona deprimida conocida como Canal de Moraleda, al norte del istmo de Ofqui. Esta depresión se encuentra inundada por el mar y es interrumpida solo por algunos relieves positivos representados por islas de baja altura (e.g. isla Leucayec, isla Traiguén) y está flanqueada en su lado oriental por una alineación de volcanes recientes (Melimoyu, Mentolat, Macá, Cay, Hudson) (Skarmeta, 1974; Ferrando y Muñoz,

1979). Las litologías expuestas en los márgenes de este dominio corresponden a rocas volcánicas y sedimentarias de la Formación Traiguén (Skarmeta, 1974; Sernageomin, 2003).

2.1.3 Cordillera Patagónica

El dominio central tiene una orientación NNE-SSO y se compone, principalmente, de granitos y granodioritas del Batolito Patagónico, con un ancho máximo de 200 km (Ferrando y Muñoz, 1979; Pankhurst *et al.*, 1999). En la zona del lago General Carrera, posee un contacto abrupto con las rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Andino Oriental (Hervé *et al.*, 2008). Su paisaje tiene una impronta netamente glacial, con una topografía abrupta y quebrada, con grandes desniveles marcados por estrechas gargantas o cascadas y una escasez de planos deposicionales intermontanos (Ferrando y Muñoz, 1979).

Este dominio contiene los extensos mantos de hielo de los Campos de Hielo Norte y Sur, el Monte San Valentín (4.058 m) considerado el más alta de Patagonia y una franja de centros volcánicos activos (Melimoyu, Mentocat, Macá, Cay, Hudson) (Ferrando y Muñoz, 1979; Lagabriele *et al.*, 2004).

2.1.4 Cordones Subandinos Orientales

Corresponde a la vertiente oriental de la Cordillera Patagónica, caracterizada por la presencia de cordones montañosos de menor altura que se extienden hacia el este hasta la Pampa Patagónica. Se diferencia composicionalmente del cordón montañoso central de acuerdo a su litología dominada por rocas estratificadas volcánicas, volcano-

sedimentarias y sedimentarias, de edad jurásica - cretácica (Sernageomin, 2003; De la Cruz *et al.*, 2003). Skarmeta (1974) identifica esta zona como Precordillera.

En este dominio el relieve se reduce notablemente, los valles se ensanchan y las laderas disminuyen sus pendientes, suavizando el paisaje glacial característico de la zona cordillerana (Ferrando y Muñoz, 1979).

2.1.5 Relieves Planiformes Orientales

También conocida como Pampa Patagónica, son los sectores de relieve llano ubicados al oeste de la frontera con Argentina. Se caracteriza por grandes extensiones de planos deposicionales, interrumpidos por lomas mesetiformes residuales (Ferrando y Muñoz, 1979). Estos grandes llanos orientales deben su origen a procesos glaciales, fluvio-glaciales, fluviales y el desarrollo de cuencas proglaciales. (Ferrando y Muñoz, 1979).

La zona de estudio está se ubica en el límite entre el dominio de los Cordones Subandinos Orientales y el comienzo de la Pampa Patagónica.

2.2 GEOMORFOLOGÍA

Esta sección presenta la geomorfología del área de estudio, basada en observaciones de terreno, imágenes satelitales, fotos aéreas y las descripciones de De la Cruz *et al.* (2003) y Quiroz & Bruce (2010).

El área se caracteriza por presentar un relieve llano, mesetiforme, con una altura promedio entre 700 y 900 m.s.n.m. (Figura 4.1). Sobre el

relieve llano destacan algunas lomas aisladas con alturas entre 1000 a 1350 m.s.n.m., alcanzando la mayor elevación al suroeste del área, en las nacientes de los ríos Simpson y Oscuro con alturas de hasta 1560 m.s.n.m. (Figura 4.1) La llanura es labrada por ríos y arroyos estacionales formando escarpes de orden métrico a decenas de metros en sus riberas. El aspecto general de las mesetas es irregular debido a numerosas cicatrices dejadas por canales fluviales sinuosos abandonados. La red hidrográfica se caracteriza por cuatro ríos principales subparalelos (nacientes de los ríos Simpson, Oscuro, Ministro y Humo) con dirección al NE, arroyos tributarios de estos y pequeños lagos perennes. Los ríos presentan un comportamiento trenzado-sinuoso en las zonas cercanas a su cabecera, variando rápidamente a un estado meándrico más maduro al alcanzar el relieve de la Pampa Patagónica.

2.3 CLIMA

Los datos climáticos descritos a continuación están basados en la información contenida en la página web de la Dirección Meteorológica de Chile ("Región de Aysén", Dirección Meteorológica de Chile, 2014).

La zona de Balmaceda experimenta un clima de tipo estepárico frío, el cual domina en el sector oriental de la región de Aysén, entre río Cisnes (44°30'S) por el norte y Cochrane (47°20'S) por el sur (Figura 1.2). Se caracteriza por presentar bajas precipitaciones, con totales de agua caída mensual menor a 40 mm y aparición de meses secos, bajas temperaturas (entre 6 y 9 °C promedio anual), humedad relativa baja (entre 62 y 71 %) y fuertes vientos. El mayor volumen de precipitaciones ocurre entre los meses de mayo y agosto (55 - 62 % del total anual), principalmente, de carácter nivoso debido a las bajas temperaturas. En Balmaceda el total

anual de precipitaciones alcanza los 612 mm con presencia de 6 meses secos.

2.4 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Esta sección proporciona un breve resumen de la geología regional y su evolución comprendida entre los 45°S y 47°S. La distribución geográfica de las formaciones se muestra en la Figura 2.1.

2.4.1 PALEOZOICO

Las rocas más antiguas de la región de Aysén, entre los 45°S y 47°S, afloran entre los dominios de Archipiélagos e Islas y los Cordones Subandinos Orientales. Estas corresponden a rocas metamórficas del Complejo Metamórfico Andino Oriental del Paleozoico medio-superior (Devónico - Carbonífero) y del Complejo Metamórfico de los Chonos (Triásico Superior - Jurásico Inferior) (Hervé, 2008; Sernageomin, 2003). El Complejo Metamórfico Andino Oriental aflora al este del Batolito Surpatagónico, al sur del lago General Carrera, y corresponde a secuencias de metaturbiditas depositadas en un ambiente de margen continental pasivo (Hervé, 2008). El Complejo Metamórfico de los Chonos aflora en la zona occidental del Batolito Norpatagónico, en el sector del Archipiélago de los Chonos y península de Taitao y corresponde a una sucesión de metaturbiditas formadas en complejos acrecionarios de subducción, que experimentaron un metamorfismo de alta P/T durante el Jurásico temprano (Hervé, 2008).

2.4.2 MESOZOICO

Sobre el basamento paleozoico del Complejo Metamórfico Andino Oriental, sobreyacen en discordancia angular, rocas volcanoclásticas y volcánicas ácidas e intermedias del Jurásico Superior – Cretácico Inferior de la Formación Ibáñez (Quiroz & Bruce, 2010). Estas rocas, que forman parte de la Provincia Volcánica Chon Aike (De la Cruz *et al.*, 2003, Charrier *et al.*, 2007, Quiroz & Bruce, 2010), se habrían formado durante una extensión generalizada ocurrida en Patagonia, asociada al desmembramiento de Gondwana.

Posteriormente, sobre las rocas volcánicas de la Formación Ibáñez se depositaron rocas sedimentarias marinas del Jurásico Superior – Cretácico Inferior, asignadas al Grupo Coyhaique. Estas se depositaron en una cuenca epicontinental de trasarco conocida como Cuenca de Aysén o Embahiamiento de Río Mayo (Suárez *et al.*, 2008), que representaba el extremo norte de la Cuenca Austral (De la Cruz *et al.*, 2003). Estas sucesiones sedimentarias subyacen a las rocas volcánicas, piroclásticas y volcanoclásticas del Grupo Divisadero (Cretácico Inferior tardío), asociado a un evento volcánico regional. El volcanismo mesozoico más joven corresponde a rocas del Grupo Ñireguao (Cretácico Superior), expuesto en la zona de Cordones Subandinos Orientales al NE de Coyhaique (De la Cruz *et al.*, 2003).

El origen de los depósitos volcánicos estratificados de los Cordones Subandinos Orientales, tiene su correspondencia plutónica en el Batolito Patagónico. Este consiste de una franja de orientación NNE-SSO, de máximo 200 km de ancho, compuesta de cuerpos ígneos compuestos, batolíticos, con edades comprendidas entre el Jurásico Medio?-Tardío y el Cenozoico tardío. Esta región incluye también el volcanismo actual (Pankhurst *et al.*, 1999). La actividad magmática del Batolito Patagónico

está relacionada con la subducción activa en el margen continental de Patagonia. A la latitud de la zona de estudio destacan cuerpos intrusivos del Cretácico Inferior, Eoceno, y Mioceno, aflorantes entre el margen oriental del archipiélago de los Chonos y el margen occidental de Aysén continental (Pankhurst *et al.*, 1999).

2.4.3 CENOZOICO

El Cenozoico está representado en el antepaís, al oriente del Batolito Patagónico, por afloramientos discretos y con una expresión superficial relativamente pequeña, con respecto a las unidades descritas previamente. Los afloramientos se ubican bordeando el sector sur del lago General Carrera, en las mesetas Cosmelli y Chile Chico y hacia el norte, en Balmaceda, cerro Galera, Ñireguao y Alto Río Cisnes. En la zona del archipiélago de los Chonos, una franja de rocas volcánicas y sedimentarias marinas (Formación Traiguén), se habría depositado en respuesta a una extensión local en la zona de falla Liquiñe – Ofqui, durante el Oligoceno – Mioceno (Pankhurst *et al.*, 1999; Sernageomin, 2003).

i) Al norte del lago General Carrera

Al sur de Balmaceda afloran las lavas neógenas de *plateau* correspondientes a los Basaltos de Balmaceda del Eoceno (De la Cruz *et al.*, 2003) y sobre estas, las rocas epiclásticas y volcánicas de la Formación Oscuro (Mioceno inferior alto?). Más al norte, en el sector del cerro Galera (45°43'), los basaltos subyacen a los conglomerados y areniscas de la Formación Galera asignadas al Plioceno – Pleistoceno (De la Cruz *et al.*, 2003).

ii) Al sur del lago General Carrera

En el sector de Meseta Cosmelli sobre el basamento paleozoico del Complejo Metamórfico Andino Oriental, se depositaron las areniscas y limolitas fluviales de la Formación Ligorio Márquez, asignadas al Paleoceno superior – Eoceno inferior (Suárez *et al.*, 2000) y, en contacto concordante, le sobreyacen los depósitos fluviales de la Formación San José pertenecientes al Oligoceno inferior (Flint *et al.*, 1994). Esta formación tendría una componente volcanoclástica mayor y una edad y paleoflora distinta a la Formación Ligorio Márquez (Suárez *et al.*, 2000). A estos depósitos continentales le sobreyacen los depósitos transgresivos, marino someros, de la Formación Guadal del Oligoceno superior – Mioceno inferior (Frassinetti y Covacevich, 1999). Finalmente, la parte superior de esta meseta corresponde a los depósitos regresivos continentales, de carácter fluvial, con abundante fauna de mamíferos fósiles (Flynn *et al.*, 2002), de la Formación Santa Cruz del Mioceno medio (Suárez y De la Cruz, 2000).

En la Meseta Chile Chico las rocas paleógenas más antiguas corresponden a la Formación Ligorio Márquez (Paleoceno superior – Eoceno inferior), que sobreyace en discordancia angular a las rocas cretácicas marinas de la Formación Cerro Colorado del Cretácico Inferior y rocas piroclásticas y volcanoclásticas de las Tobas Flamencos asignadas al Cretácico Inferior tardío (Suárez y De la Cruz, 1996; Suárez *et al.*, 2000). Sobre la Formación Ligorio Márquez se dispone una sucesión de basaltos del Paleoceno superior - Eoceno (Charrier *et al.*, 1979; De la Cruz *et al.*, 2008) y sobre estos, las rocas sedimentarias de ambiente marino somero de la Formación Guadal (Oligoceno superior – Mioceno inferior). De manera suprayacente a las rocas marinas de la Formación Guadal y

hasta el techo de la meseta, se dispone una segunda unidad de basaltos y cuellos basálticos del Mioceno medio - superior (Suárez *et al.*, 2000; De la Cruz *et al.*, 2008).

2.5 GEOLOGÍA LOCAL

En el área de estudio, las rocas más antiguas corresponden a rocas volcánicas, volcano-sedimentarias y sedimentarias del Grupo Divisadero (Cretácico Inferior) (Figura 2.3). Sobreyacen, en discordancia angular, basaltos de olivino, subhorizontales, denominados como Basaltos de Balmaceda (Paleoceno superior - Eoceno), correlacionables con los basaltos de las mesetas Chile Chico y Buenos Aires (De la Cruz *et al.*, 2008). En contacto aparentemente concordante, se superpone una sucesión de rocas sedimentarias volcanoclásticas y epiclásticas pertenecientes a la Formación Oscuro (Mioceno), correspondiente al objeto principal de estudio. Esta formación también está en contacto tectónico con las rocas del Grupo Divisadero en el sector de Laguna Ploma. Depósitos cuaternarios rellenan la parte baja de los valles con depósitos semi-consolidados de origen glacial, fluvial o coluvial (De la Cruz *et al.*, 2003).

La disposición de las unidades cenozoicas es subhorizontal o levemente inclinada hacia el este, exceptuando el contacto entre rocas del Grupo Divisadero y la Formación Oscuro, en el sector de Laguna Ploma, donde los estratos se inclinan, con un manteo pronunciado hacia el este. En esta zona los estratos cambian abruptamente a una posición vertical con rumbo NNO, disminuyendo su manteo hacia Argentina. Esta deformación se debería al carácter inverso de la Falla El Ministro, con un

contacto tectónico inferido entre ambas formaciones (De la Cruz *et al.*, 2003).

2.5.1 ESTRATIGRAFÍA DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

i) MESOZOICO

GRUPO DIVISADERO

La Formación Divisadero fue definida por Heim (1940) en los cerros homónimos al sureste de Coyhaique y elevada al rango de Grupo Divisadero por Haller y Lapido (1980). Sus afloramientos se distribuyen desde Palena (43°30'S) hasta el Lago General Carrera (47°S) (De la Cruz *et al.*, 2003; Quiroz & Bruce, 2010).

Este grupo sobreyace en paraconcordancia a las rocas sedimentarias, de ambiente marino somero, de la Formación Apeleg, miembro superior del Grupo Coyhaique, asignado al Titoniano – Aptiano (Quiroz & Bruce, 2010). En el sector del lago Elizalde sobreyace a las rocas volcánicas ácidas de la Formación Ibáñez del Jurásico Superior – Cretácico Inferior (Quiroz & Bruce, 2010). De manera más local, en la zona de estudio, las rocas del Grupo Divisadero subyacen a los Basaltos de Balmaceda del Paleoceno superior – Eoceno medio (De la Cruz *et al.*, 2003).

MAPA GEOLÓGICO REGIONAL DE AYSÉN (45° - 47° S)

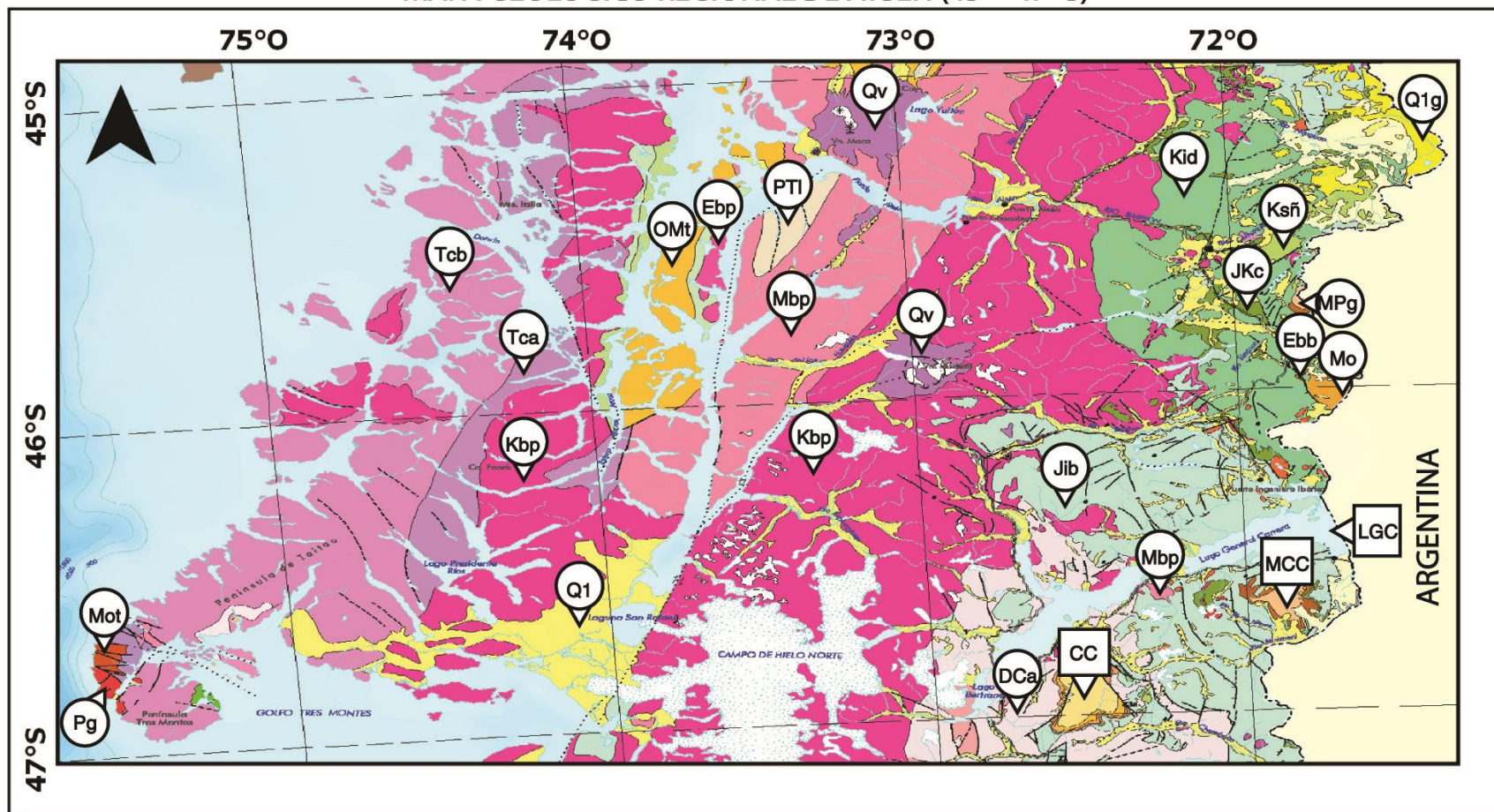


Figura 2.1. Mapa geológico regional de Aysén (entre los 45°S - 47°S), modificado de Sernageomin (2003). Cuadrados representan localidades: **LGC**: lago General Carrera; **CC**: Cuenca Cosmelli; **MCC**: Meseta Chile Chico. La leyenda de este mapa se presenta en la Figura 2.2.

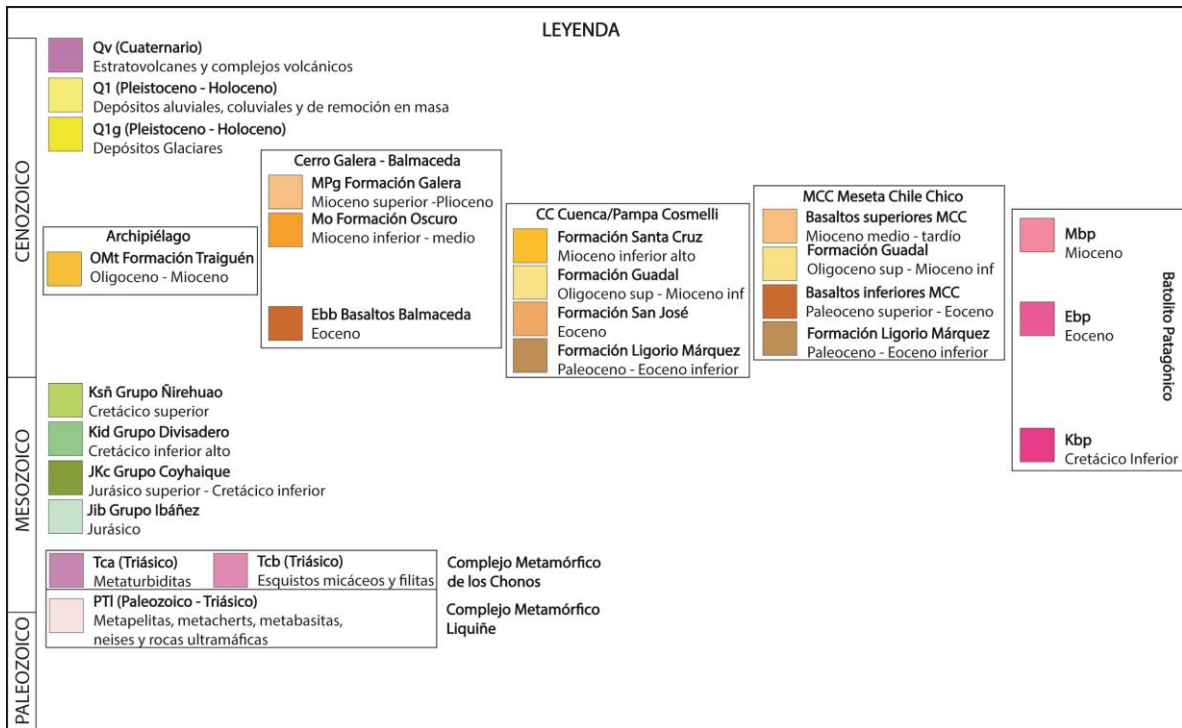


Figura 2.2. Leyenda del mapa geológico regional (Figura 2.1). Énfasis en las unidades cenozoicas de la Región de Aysén.

El Grupo Divisadero se compone principalmente por rocas piroclásticas, en gran parte ignimbritas y subordinadamente lavas, domos, cuerpos hipabisales, diques y filones manto. Además, presenta intercalaciones de rocas sedimentarias y volcánicas. La composición de las unidades volcánicas es dominada por riolitas y dacitas, y en menor proporción andesitas, con carácter calcoalcalino (Belmar, 1996; De la Cruz *et al.*, 2003). La potencia de esta formación varía entre 800 m y 1500 m.

La formación de estas unidades correspondería a un ambiente volcánico subaéreo, interpretado como una planicie fluvial efímera cercano a centros volcánicos en formación (De la Cruz *et al.*, 2003); mientras que hacia el sur Quiroz & Bruce (2010) la asocian a un ambiente

litoral y, localmente, deltaico. Su naturaleza calcoalcalina la relaciona con una subducción activa durante su génesis (De la Cruz *et al.*, 2003).

La edad de esta formación ha sido determinada mediante dataciones por U-Pb SHRIMP y K-Ar en biotita, obteniendo valores entre 99 ± 3 Ma (Belmar, 1996) y 118.5 ± 1.8 Ma (Suárez *et al.*, 2008). Otros autores también han proporcionado dataciones para este grupo (De la Cruz *et al.*, 2003; Pankhurst *et al.*, 2003; Suárez *et al.*, 2003), acotando su edad al Aptiano (Quiroz & Bruce, 2010).

IGNIMBRITAS DE VISTA HERMOSA

Corresponde a una unidad informal reconocida por De la Cruz *et al.* (2003) de expresión local en Balmaceda, descrita muy brevemente. Estos autores asignan esta unidad al Grupo Divisadero, aflorando en los valles de los ríos Ministro y Oscuro, subyaciendo a los Basaltos de Balmaceda (De la Cruz *et al.*, 2003). Se compone de ignimbritas riolíticas a riodacíticas, dispuestas de manera subhorizontal (De la Cruz *et al.*, 2003). Presenta rocas con textura eutaxítica, soldamiento moderado y piroclastos de hasta 35 cm de diámetro (De la Cruz *et al.*, 2003). La base está cubierta, pero con una potencia máxima de 50 m, en capas de 8 a 10 m. De acuerdo a Halpern y Fuenzalida (1978), esta unidad tendría una edad Rb-Sr de 107 Ma.

ii) PALEÓGENO

BASALTOS DE BALMACEDA (Suárez *et al.*, 1996)

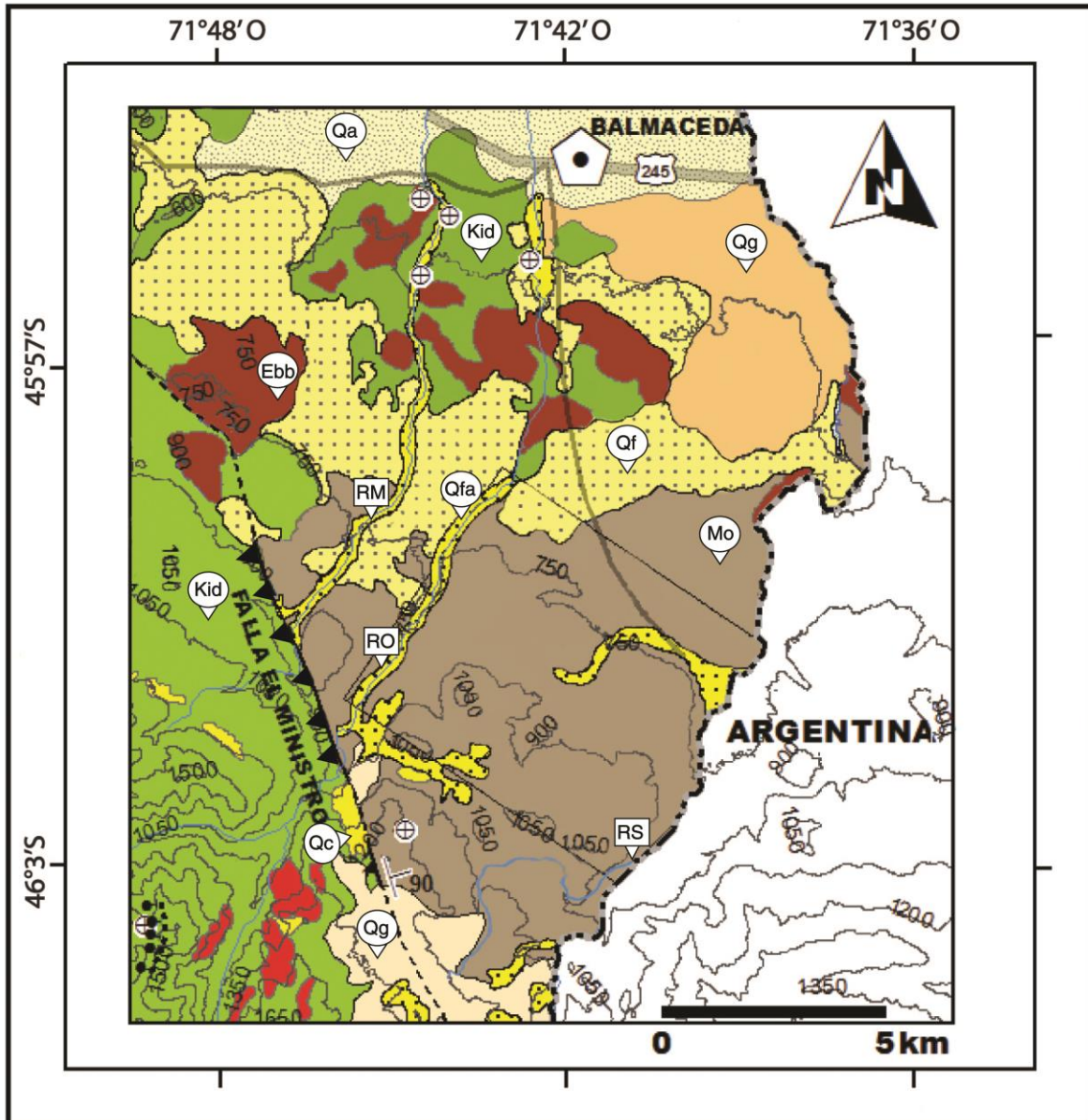


Figura 2.3. Mapa geológico local (46°S). Modificado de De la Cruz *et al.* (2003) y Quiroz & Bruce (2010). Localidades de oeste a este: **RM** (río Ministro); **RO** (río Oscuro); **RS** (río Simpson). La simbología es presentada en la Figura 4.4.

Esta unidad se compone de una sucesión de lavas basálticas subhorizontales que se distribuyen al noroeste y suroeste de Balmaceda. Sobreyacen en discordancia de erosión a las Ignimbritas de Vista Hermosa (Grupo Divisadero) y subyacen a la Formación Oscuro (Belmar, 1996; De la Cruz *et al.*, 2003).

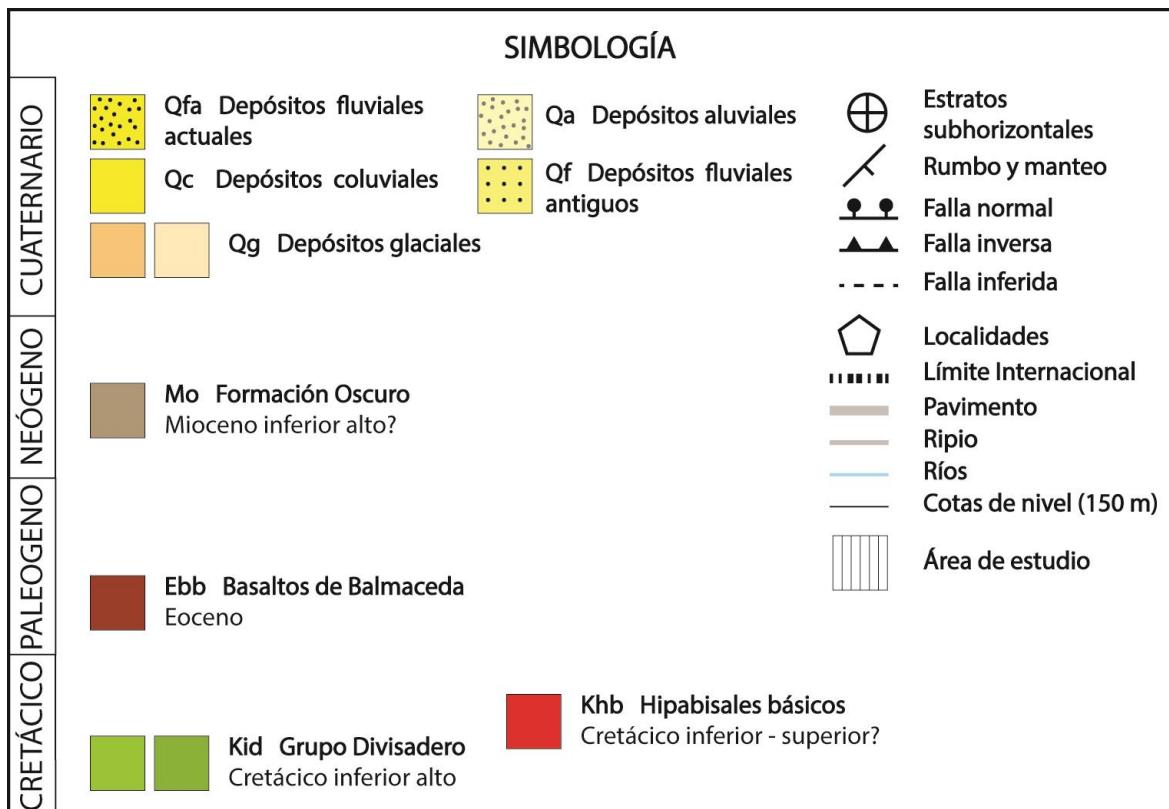


Figura 2.4. Simbología utilizada en el mapa geológico local (Figura 2.3).

Se componen de lavas basálticas de olivino, brechas basálticas de lapilli, basaltos almohadillados y hialoclastitas, basaltos alcalinos con peridotitas de lherzolita y cuellos volcánicos. Estas rocas alcanzan una potencia máxima de 150 m (De la Cruz *et al.*, 2003).

Dataciones K-Ar en roca total asignan estos basaltos al Paleoceno superior - Eoceno medio (Baker *et al.*, 1981; Butler *et al.*, 1991; De la Cruz *et al.*, 2003). De acuerdo con su litología y composición con signatura astenosférica tipo OIB, se caracterizan como basaltos subaéreos y subácueos subordinados (De la Cruz *et al.*, 2003), asociados a un tectonismo extensional incipiente durante ese período (Demand *et al.*, 1996).

Estos basaltos serían correlativos con los Basaltos Inferiores de las mesetas Chile Chico y Buenos Aires (Charrier *et al.*, 1979), al sur del lago General Carrera y con el Basalto Posadas en Argentina (De la Cruz *et al.*, 2008).

iii) NEÓGENO

FORMACIÓN OSCURO

Esta formación fue asignada en un comienzo como una correspondencia lateral de la Formación Galera (Skarmeta, 1974). El nombre de Formación Oscuro fue asignado informalmente por Ray (1996) en su tesis doctoral inédita, siendo publicada por De la Cruz *et al.* (2003). Anteriormente, estos estratos se conocían como Formación Galera (Skarmeta, 1974). Aflora al sur de Balmaceda, en los valles de los ríos Ministro, Oscuro y Simpson y en las lomas de parte superior plana que resaltan entre estos.

Se compone de una sección inferior de sucesiones subhorizontales de tobas y tufitas mal consolidadas, y una sección superior formada por tufitas, limolitas, areniscas, conglomerados y tobas de caída (De la Cruz *et al.*, 2003; Quiroz & Bruce, 2010). Posee su mejor exposición en afloramientos al noreste del río Oscuro. Sobreyace a los Basaltos de Balmaceda con un contacto paraconcordante y localmente de erosión (De la Cruz *et al.*, 2003; Quiroz & Bruce, 2010). Quiroz & Bruce (2010) estiman una potencia de 560 m para esta formación; mediciones realizadas en este trabajo indican una potencia mínima de 1.000 m para estos depósitos y varias unidades litoestratigráficas diferentes.

Su edad ha sido determinada de manera relativa por correlaciones litológicas, asociando su parte inferior con la Formación Río Frías (Alto Río Cisnes) y con la Formación Santa Cruz (Argentina) del Mioceno temprano-medio; mientras que, su parte superior ha sido correlacionada con parte de la Formación Río Mayo (Suárez *et al.*, 1994; Ray *et al.*, 1994; Suárez *et al.*, 1996; Ray, 1996; De la Cruz *et al.*, 2003; Quiroz & Bruce, 2010). Nuevas dataciones indican un rango de edad entre el Eoceno temprano y el Mioceno medio para estas sucesiones (este trabajo).

La parte inferior de esta formación ha sido interpretada como una acumulación de material epiclástico y piroclástico, depositado en un ambiente aluvial relativamente alejado de centros volcánicos (De la Cruz *et al.*, 2003). La parte superior, epiclástica, se asocia a un ambiente fluvial de canales móviles, con intercalaciones de facies de llanura de inundación y lagos efímeros (Suárez *et al.*, 1994).

Esta formación corresponde al objeto de estudio de este trabajo y se analizará con detalle en los siguientes capítulos. Acá solo se presenta una descripción resumida de sus características, basada en el conocimiento previo de la formación.

FORMACIÓN GALERA (Espinosa y Fuenzalida, 1971)

Esta formación fue definida por Espinosa y Fuenzalida (1971) para una unidad de conglomerados con intercalaciones lenticulares de arenisca aflorantes en el sector de cerro Pampa Alta y cerro Galera (Figura 1.2). Posteriormente, Skarmeta (1974) incluyó en esta formación a los depósitos sedimentarios del sur de Balmaceda, conocidos actualmente como Formación Oscuro. Estaría dispuesta de manera paraconcordante

sobre los Basaltos de Balmaceda y sin techo expuesto (De la Cruz *et al.*, 2003).

Se compone de conglomerados polimícticos, semiconsolidados, con clastos subredondeados de hasta 30 cm. Los conglomerados se intercalan con capas lenticulares de arenisca de grano medio a conglomerádica con estratificación cruzada (De la Cruz *et al.*, 2003). Su potencia alcanzaría los 500 m en el cerro Galera.

La Formación Galera sería equivalente con la Formación Chalía (Escosteguy *et al.*, 2003) y de acuerdo a sus relaciones de contacto en el sector argentino, donde sobreyace a la Formación Río Mayo (Mioceno inferior – medio), su edad fluctuaría entre mioceno tardía – pliocena.

Las condiciones de sedimentación de esta formación corresponderían a un ambiente fluvial de alta energía, con sentido al este, con canales trenzados y gravosos (Ray, 1996; De la Cruz *et al.*, 2003)

iv) CUATERNARIO

Dentro del área se exponen depósitos cuaternarios asignados al Holoceno (De la Cruz *et al.*, 2003) y al Pleistoceno-Holoceno (Quiroz & Bruce, 2010), estos se distribuyen rellenando los valles fluviales principales y ocupando la superficie del valle de Balmaceda (Figura 2.3).

DEPÓSITOS GLACIALES

Son depósitos sedimentarios semiconsolidados formados por gravas compuestos por bloques angulosos, gravas, arenas y limos, generados

por erosión y transporte glacial con posible retrabajo fluvial. Estos corresponderían al retrabajo de depósitos morrénicos por cursos fluviales en nacientes de valles, asociados a planicies fluvio-glaciales (*outwash plain*) (De la Cruz *et al.*, 2003; Quiroz & Bruce, 2010).

DEPÓSITOS FLUVIALES

Corresponden a depósitos sedimentarios semiconsolidados constituidos por gravas clasto-soportadas, localmente imbricadas, con matriz arenosa e intercalaciones de bancos de arena y limo y estratificación planar o cruzada. En el sector del río Ministro se reconocen depósitos aterrizados con paleocorrientes dirigidas al E (perpendicular a los cauces actuales), estos se interpretan como depósitos de un ambiente periglacial. (De la Cruz *et al.*, 2003; Quiroz & Bruce, 2010)

DEPÓSITOS ALUVIALES

Son depósitos sedimentarios no cohesivos, compuestos por gravas clasto y matriz-soportadas y bancos arenosos con limo subordinado. Presentan estratificación moderada a mala y laminación cruzada o plana. Se habrían generado por cursos de agua y flujos de detrito actuales, en procesos de remoción en masa o corrientes fluidas al pie de cordones montañosos (De la Cruz *et al.*, 2003; Quiroz & Bruce, 2010).

3. ESTUDIOS ANTERIORES

Esta sección resume la evolución histórica del análisis realizado a la Formación Oscuro, con las diferentes divisiones, facies y ambientes interpretados para ella. Corresponde a una recopilación de los trabajos publicados e inéditos de varios investigadores, desde los primeros intentos por desarrollar una estratigrafía del sector continental de Aysén. Las principales localidades mencionadas en esta sección se presentan en la Figura 3.1. Un esquema con la evolución de la clasificación estratigráfica y un breve resumen de las características de las formaciones es presentado en la Figura 3.2 y en la Tabla 3.1.

i) Espinosa y Fuenzalida (1971)

La primera referencia publicada para las unidades sedimentarias cenozoicas, aflorantes al norte del lago General Carrera, entre los 45° y 46°S, fue enunciada por Espinosa y Fuenzalida (1971). Los autores describen “una secuencia compuesta por 250 m de conglomerados, con clastos bien redondeados, con una distribución muy restringida en el territorio nacional, la cual aparece como ‘jirones’ pegados al límite con Argentina”, a la que denominaron Formación Galera. De acuerdo a este trabajo, la Formación Galera sobreyace a las rocas volcánicas de la Formación Ñireguao y alcanzaría su mayor desarrollo en cerro Galera Chico. No hacen mención directa a los afloramientos ubicados al sur de Balmaceda. Con respecto al ambiente, solo lo mencionan como conglomerados continentales. Estos autores asignan la Formación Galera al Cenozoico temprano (pre-Mioceno).

ii) Skarmeta (1974, 1976, 1978)

De manera consecutiva, Skarmeta (1974) asigna nuevas localidades a la Formación Galera (*sensu* Espinosa y Fuenzalida, 1971), expuestas en el sector fronterizo con Argentina. A continuación, se presenta una breve reseña de las localidades de N a S:

Cerro Pampa Alta (45°20' S): Sucesión de 65 m de espesor, compuesta de conglomerados polimícticos con fragmentos de rocas metamórficas, volcánicas e intrusivas, con clastos de tamaño 5 a 20 cm. Estos presentan una matriz arenosa e intercalaciones lenticulares de areniscas.

Cerro Galera (45°43'S): Reconoce una sucesión de 450 m de potencia, donde observa variaciones en la sucesión de conglomerados: ocurre un aumento en las intercalaciones de conglomerado desde la base al techo, con un aumento desde 1-2% de clastos de granito rosado a un 20% en el techo. Los cantos se encuentran imbricados al E y las areniscas presentan estratificación cruzada.

Al sur de Balmaceda (46°00'S): Posee una potencia de 650 m compuesta de una intercalación de lutitas pardas, areniscas finas y conglomerados con clastos muy redondeados de hasta 2 cm de diámetro.

El techo está cubierto por gravas sueltas provenientes de la misma formación. Hacia la base, delimitaría con la Formación Ñireguao (cerro Pampa Alta) y con la Formación Divisadero (cerro Galera y Balmaceda).

Esta información fue publicada por Skarmeta (1976, 1978), haciendo una primera alusión directa a los estratos al sur de Balmaceda, con una potencia de 605 m. El autor interpreta la variación litológica entre

las localidades como un cambio lateral de facies, las que engranarían lateralmente. El ambiente deposicional es interpretado como varios sistemas fluviales de alta energía con escorrentía al E. El autor acota la Formación Galera al Mioceno – Plioceno temprano.

iii) Suárez *et al.* (1994)

La asignación estratigráfica de los depósitos de Balmaceda no sufrió cambios relevantes hasta los trabajos presentados en el VII Congreso Geológico Chileno (1994). En esta ocasión, Suárez *et al.* (1994), reconocen a los estratos al sur de Balmaceda como una unidad diferente y proponen restringir el uso del nombre Formación Galera a las rocas aflorantes en el cerro Galera y en el río Ñireguao. Asignan a las unidades de Balmaceda a la Formación Río Frías (*sensu* Marshall y Salinas, 1990), en la que reconocen dos miembros, uno volcanoclástico y uno epiclástico, que abarcan una potencia mínima de 660 m:

Miembro inferior: Sucesión de 50 m de espesor, compuesta de ignimbritas y depósitos de ignimbritas retrabajadas. Aflora en las nacientes de los ríos Oscuro y Simpson.

Miembro superior: Corresponde a una sucesión con una potencia mayor a 460 m, compuesta de areniscas tobáceas macizas y con estratificación cruzada, intercalaciones de limolitas con briznas vegetales y raicillas. Lentes de conglomerado y tobas de caída subordinadas. Este miembro está expuesto en el río Oscuro.

Los autores interpretan un ambiente fluvial de canales móviles, con intercalación de facies de llanuras de inundación y lagos efímeros. Los

autores asignan estos depósitos al Mioceno temprano, de acuerdo a una datación de 17 Ma obtenida por Marshall y Salinas (1990) en la localidad tipo (río Cisnes). Suárez *et al.* (1994) no excluyen que la edad de la Formación Río Frías podría abarcar desde el Eoceno al Mioceno medio-tardío.

iv) Ray *et al.* (1994)

En el mismo congreso, Ray *et al.* (1994) proponen una clasificación estratigráfica informal distinta para estas unidades, reconociendo una unidad volcánoclastica y dos epiclasticas. El esquema propuesto por los autores, de abajo hacia arriba, es el siguiente:

Formación Oscuro: Sucesión compuesta por tobas félsicas. No se proporciona información de la potencia.

Formación Simpson: Sucesión de 20 - 30 m de espesor, compuesta de areniscas fluviales no consolidadas, con canales conglomerádicos, con paleocorrientes E-W. Estas poseen un aporte volcánico creciente hacia el techo en forma de tobas y depósitos de caída retrabajados.

Formación Balmaceda: Corresponde a una sucesión de 400 m de potencia compuesta de limos, areniscas y conglomerados fluviales, con paleocorrientes desde el oeste, la cual también presenta un aporte volcánico creciente hacia el techo.

Hacia el techo de la sucesión, reconocen conglomerados pobremente consolidados con intercalaciones de arenisca con estratificación cruzada en artesa, similares a los de la Formación Galera.

La interpretación para estos depósitos corresponde a un ambiente continental fluvial con esorrentía al E.

v) Suárez *et al.* (1996)

Estos autores revisitan las unidades de estudio, abandonando su correlación directa con la Formación Río Frías (Suárez *et al.* 1994), agrupándolos en una unidad informal denominadas Estratos de Loma Portezuelo. Justifican esta nomenclatura aludiendo que “no se cuenta con elementos que permitan acotar su exacta posición estratigráfica, por lo cual, se ha preferido proponer un nuevo nombre, provisorio, para agruparlos”.

Esta nueva unidad agrupa a las sucesiones de tobas, tufitas, areniscas volcánicas, lutitas y escasos conglomerados, expuestos en los ríos Oscuro y Ministro en las cercanías de Balmaceda; y a un afloramiento restringido arealmente en la zona limítrofe al oeste de Ñireguao y del valle de la Luna. En el sector de Balmaceda, los autores reconocen dos miembros:

Miembro basal: Sucesión compuesta de tufitas y tobas riodacíticas, que incluyen ignimbritas. No se proporciona información sobre su espesor.

Miembro superior: Corresponde a una sucesión de tufitas y areniscas con estratificación cruzada. No se proporciona información sobre su espesor.

La potencia de esta formación, en el río Oscuro, alcanza 660 m de espesor total expuesto y representa depósitos continentales que incluyen:

tobas de caída, depósitos de retrabajo de tobas, depósitos fluviales y de pequeños lagos efímeros. La deposición sería sincrónica con un volcanismo explosivo riodacítico, de tipo pliniano. Por su afinidad litológica con las formaciones Río Frías y Río Mayo, los autores asignan estos depósitos al Mioceno temprano.

vi) Ray (1996)

Corresponde a la tesis doctoral de Ray donde aborda los depósitos cenozoicos entre los 44° y 47° de latitud sur. Esta tesis propone una clasificación estratigráfica detallada de las unidades aflorantes al sur de Balmaceda, definiendo dos formaciones, una de carácter volcanoclástico y otra epiclástica suprayacente. La propuesta de Ray (1996) se resume a continuación:

Formación Oscuro: Se divide en dos partes, con una potencia mínima de 75 m.

Sucesión basal: Compuesta de areniscas volcánicas con conglomerados clastosoportados, con clastos de rocas volcánicas rosadas y verdes. No se proporciona información sobre su espesor.

Sucesión principal: Corresponde a una sucesión volcanosedimentaria de 75 m de espesor, compuesta de areniscas tobáceas de grano fino a conglomerado tamaño gránulo. Mayoría de las litologías macizas, aunque algunas capas presentan laminación paralela difusa. En la ribera oriental del río Oscuro reconoce tres bandas pumíceas entre areniscas tobáceas con nódulos.

Formación Balmaceda: Sucesión dividida en dos miembros, alcanzando una potencia máxima de 475 m.

Miembro inferior: Sucesión pobremente consolidada, que alcanza 75 m de potencia y que se inicia con un conglomerado polimíctico bien seleccionado, con clastos de hasta 15 cm en la base. Sobreyacen areniscas de grano fino a grueso, con gradación normal, paralela o macizas.

Los miembros medio y superior alcanzan, en conjunto, 400 m de espesor.

Miembro medio: Su parte inferior se compone de sedimentos de grano grueso de color gris-pardo, con conglomerados tamaño gránulo y arenas de grano grueso. Hacia la parte superior de la sucesión principal presenta un color gris-azul y las areniscas aumentan su porcentaje de pómez, se hacen menos polimícticas y de tamaño medio a grueso. Este miembro se caracteriza por presentar una mejor consolidación y la aparición de clastos tobáceos.

Miembro superior: corresponde a la sección expuesta a 300 m de la base. Se caracteriza por una estratificación más fina de areniscas de grano fino a grueso, macizas o con laminación convoluta con clastos o capas de pómez. Las areniscas tienen intercalaciones de limolitas mucho más abundantes que los miembros basales. Algunas capas contienen madera silicificada.

Se propone un ambiente continental fluvial para ambas formaciones, distinguiendo, para la Formación Oscuro, facies sin-eruptivas (depósitos volcánicos primarios y epiclásticos) con una

intercalación de sedimentos clásticos intereruptivos (*sensu* Fisher, 1991). En cambio, para la Formación Balmaceda interpreta un sistema fluvial inmaduro caracterizado por canales pequeños y someros con eventos de inundación frecuentes (miembro inferior); y un sistema fluvial de baja sinuosidad y gran movilidad lateral con aportes volcánicos frecuentes (miembros medio y superior).

Con respecto a la edad de estos depósitos, aunque la Formación Oscuro es litológicamente afín con la Formación Río Frías, debido a la intercalación con los basaltos en su parte basal, es asignada al Eoceno. En cambio, la Formación Balmaceda sería correlativa con la Formación Río Mayo (González, 1967) asignada al Mioceno medio.

La clasificación de Ray (1996) define y caracteriza estos depósitos, pero al ser un trabajo inédito, la propuesta no se validó hasta la publicación de De la Cruz *et al.* (2003) (Capítulo 3, Guía Estratigráfica Internacional, 1994).

vii) De la Cruz *et al.* (2003)

La denominación más reciente propuesta para estos estratos fue asignada por De la Cruz *et al.* (2003), quienes agruparon a las rocas sedimentarias cenozoicas del sur de Balmaceda como Formación Oscuro, basándose en la nomenclatura propuesta por Ray (1994, 1996). Los autores reconocen una sucesión de 100 m compuesta de tobas, tufitas poco retrabajadas y depósitos de flujos piroclásticos subordinados. Las rocas poseen un color blanquecino a gris claro, con una mala consolidación y deleznales.

Los autores interpretan un ambiente de tobas de caída y depósitos fluviales que se acumularon en una planicie aluvial, alejada de centros volcánicos activos, con erupciones pliniana a sub-plinianas.

viii) Quiroz & Bruce (2010)

Finalmente, Quiroz & Bruce (2010) enmiendan la denominación de De la Cruz *et al.* (2003), acotando la definición anterior como un miembro basal y agregando un miembro superior. La caracterización publicada por Quiroz & Bruce (2010) indica que la Formación Oscuro se compone de:

Miembro inferior: Se compone de una sucesión de 100 m de espesor, mal consolidada y deleznable, de color blanquecino a gris claro, constituido por tobas riodacíticas e interestratificadas con tufitas poco retrabajadas. Este miembro corresponde a la Formación Oscuro (*sensu* De la Cruz *et al.*, 2003).

Miembro superior: Sucesión de 460 m de potencia, compuesta de areniscas tobáceas deleznales con estratificación cruzada en artesa y laminación paralela, con frecuentes intercalaciones de limolitas grises con briznas vegetales y raicillas. De manera secundaria, se intercalan lentes de conglomerado y tobas de lapilli y, aisladamente, areniscas con gradación normal, slump y pérdida de fluidos.

Quiroz & Bruce (2010) mantienen la misma interpretación que propone De la Cruz *et al.* (2003), sin embargo, para el miembro superior, adoptan la interpretación de Suárez *et al.* (1994), quienes reconocen depósitos fluviales con canales móviles, con facies de llanura de inundación y lagos efímeros.

3.1 Resumen

La clasificación e interpretación de las unidades litoestratigráficas en estudio ha sido abordada por varios investigadores (Tabla 3.1), llegando a la conclusión de que estas unidades corresponden a un ambiente continental aluvial-fluvial con un aporte volcániclastico. La primera denominación y que perduró por más tiempo para estas unidades fue el de Formación Galera (Espinosa y Fuenzalida, 1971; Skarmeta, 1974), mientras que trabajos más recientes la redefinieron como Formación Oscuro (De la Cruz *et al.*, 2003; Quiroz & Bruce, 2010). Sin embargo, la clasificación de estas rocas no ha sido postulada de manera formal de acuerdo a las recomendaciones establecidas en los códigos estratigráficos internacionales (Guía Estratigráfica Internacional, 1994; Código Estratigráfico Norteamericano, 2005), sino más bien, posee un carácter incompleto. Esto se refleja en el abandono y creación de unidades sin justificación, ausencia de secciones tipo y poca claridad en la edad y las correlaciones. Por lo tanto, urge la necesidad de reestudiarlas.

Evolución de la clasificación estratigráfica entre los 45°54' S - 46°04' S						
Skarmeta (1974, 1978)	Suárez <i>et al.</i> (1994)	Ray <i>et al.</i> (1994)	Suárez <i>et al.</i> (1996)	Ray (1996)	De La Cruz <i>et al.</i> (2003)	Quiroz y Bruce (2010)
Formación Galera	Formación Galera	Formación Galera ?	Formación Galera	Formación Galera	? Formación Galera ?	
		? Formación Balmaceda ?		Formación Balmaceda		
	? Formación Río Frías ?	? Formación Simpson ?	Estratos de Loma Portezuelo			? Formación Oscuro ?
----- Hiato -----				----- Hiato -----		
	Basaltos de Balmaceda	Formación Oscuro Basaltos de Balmaceda	Basaltos de Balmaceda	Formación Oscuro Basaltos de Balmaceda	Basaltos de Balmaceda	Basaltos de Balmaceda
Grupo Divisadero						

Figura 3.1. Evolución de la clasificación estratigráfica cenozoica de Aysén continental (45.4°S - 46°S). El signo de interrogación indica incertidumbre en el rango estratigráfico de la formación.

Tabla 3-1. Evolución de la clasificación estratigráfica y breve reseña de la Formación Oscuro.

Autor	Año	Denominación	Potencia	Relaciones de contacto	Litología	Ambiente
Espinosa y Fuenzalida	1971	Formación Galera	250 m	<u>Base</u> : Formación Ñireguao <u>Techo</u> : s/i	- Conglomerados, areniscas.	Conglomerados continentales.
Skarmeta	1974, 1976, 1978	Formación Galera	Cerro Pampa Alta: 65m Cerro Galera: 450 m Balmaceda: 650 m	<u>Base</u> : Formación Divisadero <u>Techo</u> : no expuesto	- Conglomerados, areniscas. - Intercalación lutitas, areniscas y conglomerados.	Sistemas fluviales de alta energía.
Suárez et al.	1994	Formación Río Frías	660 m (mín) (río Oscuro)	<u>Base</u> : Basaltos de Balmaceda y La Tapera <u>Techo</u> : Formación Galera (Ñireguao)	- Ignimbritas e ignimbritas retrabajadas. - Areniscas tobáceas, limolitas, conglomerados y tobas.	Ambiente fluvial.
Ray et al.	1994	Formación Simpson Formación Balmaceda	430 m (mín)	<u>Base</u> : Basaltos de Balmaceda <u>Techo</u> : Formación Galera	- Tobas ácidas. - Areniscas, conglomerados. - Limos, areniscas y conglomerados.	Ambiente fluvial.
Suárez et al.	1996	Estratos de Loma Portezuelo	660 m	<u>Base</u> : Basaltos Balmaceda <u>Techo</u> : Estratos de Meseta Boscosa (Ñireguao)	- Tobas, tufitas, areniscas volcánicas, lutitas y conglomerados.	Depósitos continentales con tobas de caída, tobas retrabajadas, depósitos fluviales y lagos efímeros.
Ray	1996	Formación Oscuro	75 m (mín)	<u>Base</u> : Basaltos de Balmaceda. <u>Techo</u> : Formación Balmaceda.	- Areniscas tobáceas, conglomerados.	Ambiente continental con facies sineruptivas e interuptivas.
		Formación Balmaceda	475 m	<u>Base</u> : Formación Oscuro. <u>Techo</u> : Formación Galera (cerro Guenguel)	- Areniscas, conglomerados y limolitas.	Sistemas fluviales de diverso tipo.
De la Cruz et al.	2003	Formación Oscuro	100 m	<u>Base</u> : Basaltos de Balmaceda. <u>Techo</u> : no expuesto.	- Tobas, tufitas y flujos piroclásticos.	Tobas y depósitos fluviales en planicie aluvial.
Quiroz & Bruce	2010	Formación Oscuro	560 m	<u>Base</u> : Basaltos de Balmaceda <u>Techo</u> : no expuesto	- Tobas y tufitas. - Areniscas tobáceas, conglomerados y tobas.	Aluvial. Fluvial de canales móviles.

4. SECCIONES

Un levantamiento de nueve columnas estratigráficas, singulares y compuestas, fue realizado a lo largo de la ribera del río Oscuro y en las lomas que resaltan entre el cauce de los ríos Oscuro y Simpson, abarcando la totalidad de las litologías aflorantes. Con esta información, se reconocen al menos 4 unidades con características litoestratigráficas diferentes y bien definidas. A continuación, se entrega una descripción detallada de las unidades y sus respectivas secciones, comenzando con los depósitos basales. Los nombres entre comillas corresponden a la nomenclatura informal dada a los afloramientos para facilitar la orientación geográfica en el sector. Se proporcionan las coordenadas UTM de cada lugar.

Las litofacies asociadas a cada nivel se presentan con su respectiva abreviación entre paréntesis y son detalladas en el capítulo siguiente, en conjunto con su interpretación respectiva (e.g. Sm, Fm, Fl).

El mapa de la zona y los puntos donde fue levantada cada sección estratigráfica se muestran en la Figura 4.1. Una vista general de los afloramientos desde el camino que une Balmaceda y Coyhaique (R-245), se presenta en la Figura 4.2.

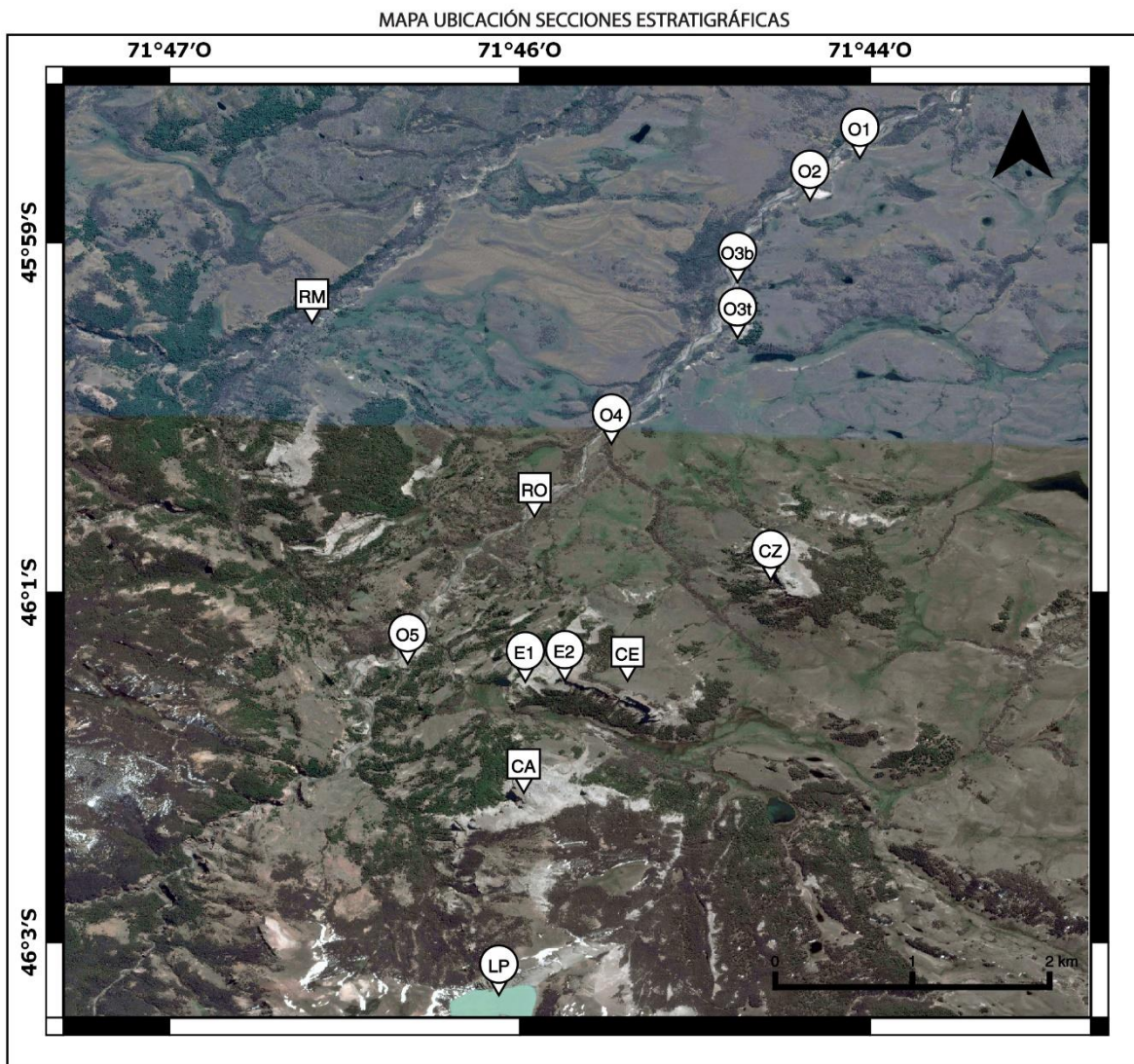


Figura 4.1. Vista en planta de las localidades y secciones estratigráficas. Cuadrados indican localidades: **RM** (Río Ministro); **RO** (Río Oscuro); **CE** (Cerro de la Esfinge); **CA** (Cerro Azul). Círculos indican la sección correspondiente: **O1** (Sección Río Oscuro 1); **O2** (Sección Río Oscuro 2); **O3b** (Sección Río Oscuro 3 - base); **O3t** (Sección Río Oscuro 3 - techo); **O4** (Sección Río Oscuro 4); **O5** (Sección Río Oscuro 5); **CZ** (Sección Castillo del Zorro); **E1** (Sección Esfinge 1); **E2** (Sección Esfinge 2); **LP** (Sección Laguna Ploma).

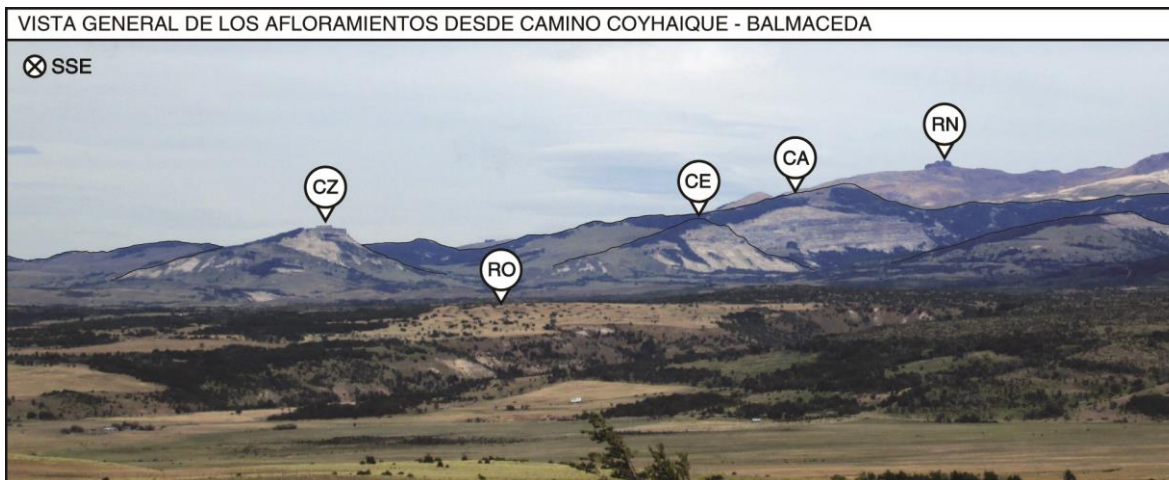


Figura 4.2. Vista general de los afloramientos desde el camino que une Balmaceda – Coyhaique. **CZ** (Cerro Castillo del Zorro); **RO** (Río Oscuro); **CE** (Cerro de la Esfinge); **CA** (Cerro Azul); **LP** (Laguna Ploma); **RN** (Cerro Roca Negra, límite con Argentina, Hito V-18-B). Distancia desde el observador aprox. 15 km.

4.1 UNIDAD 1

Esta unidad se expone con afloramientos discontinuos en la ribera del río Oscuro. Sobreyace a los Basaltos de Balmaceda, con un contacto cubierto, estos afloran río abajo con un manto subhorizontal. El contacto entre ambas unidades se interpreta como una discordancia angular leve. Se compone de 42,4 m de areniscas y limolitas tobáceas, macizas y tobas cineríticas. Se destaca por el desarrollo de horizontes de paleosuelos y el manto de sus estratos en dirección $20^{\circ}O$, inclinándose hacia el cauce del río Oscuro.

4.1.1 SECCIÓN RÍO OSCURO 1 (“PALEOSUELOS”)

i) Ubicación

Estos depósitos están expuestos en la ribera oriental del río Oscuro, a 9 km río arriba por este cauce desde Balmaceda (Figura 4.1). Su base aflora en las coordenadas (288184 E, 4904367 S) a 699 m.s.n.m., y el techo se sigue hacia el suroeste (río arriba) hasta las coordenadas (288160 E, 4904065 S) a 701 m.s.n.m. (Figuras 4.3 y 4.5 C).

ii) Descripción

Esta unidad consiste en una sucesión de 28,8 m de espesor, compuesta de areniscas y limolitas tobáceas, macizas, con estratificación tosca/difusa (Figura 4.4). Estos depósitos corresponden a las rocas sedimentarias cenozoicas más basales del sector.

La parte inferior comienza con 4 m de areniscas limosas, tobáceas y macizas (litofacies Alv) (Figura 4.5 A, 6.8 A). Estas presentan una edafización muy desarrollada, con oxidación (óxidos de Fe, en menor grado Mn) en pátinas, motas y nódulos concéntricos subangulosos de tamaño centimétrico y borde nítido (Figura 6.8 C-D-E). La alteración le proporciona un color anaranjado muy marcado (Figura 4.5 A). Estructuras edáficas en corte transparente se destacan en la Figura 4.6.

Sobreyacen 10,5 m de limolitas arenosas, tobáceas macizas (litofacies Alv), con una edafización pronunciada, muy oxidada, pero menos marcada que los metros basales. Estos depósitos se encuentran diaclasados y es posible disgregarlos en *peds* granulares (Figura 6.8 B).

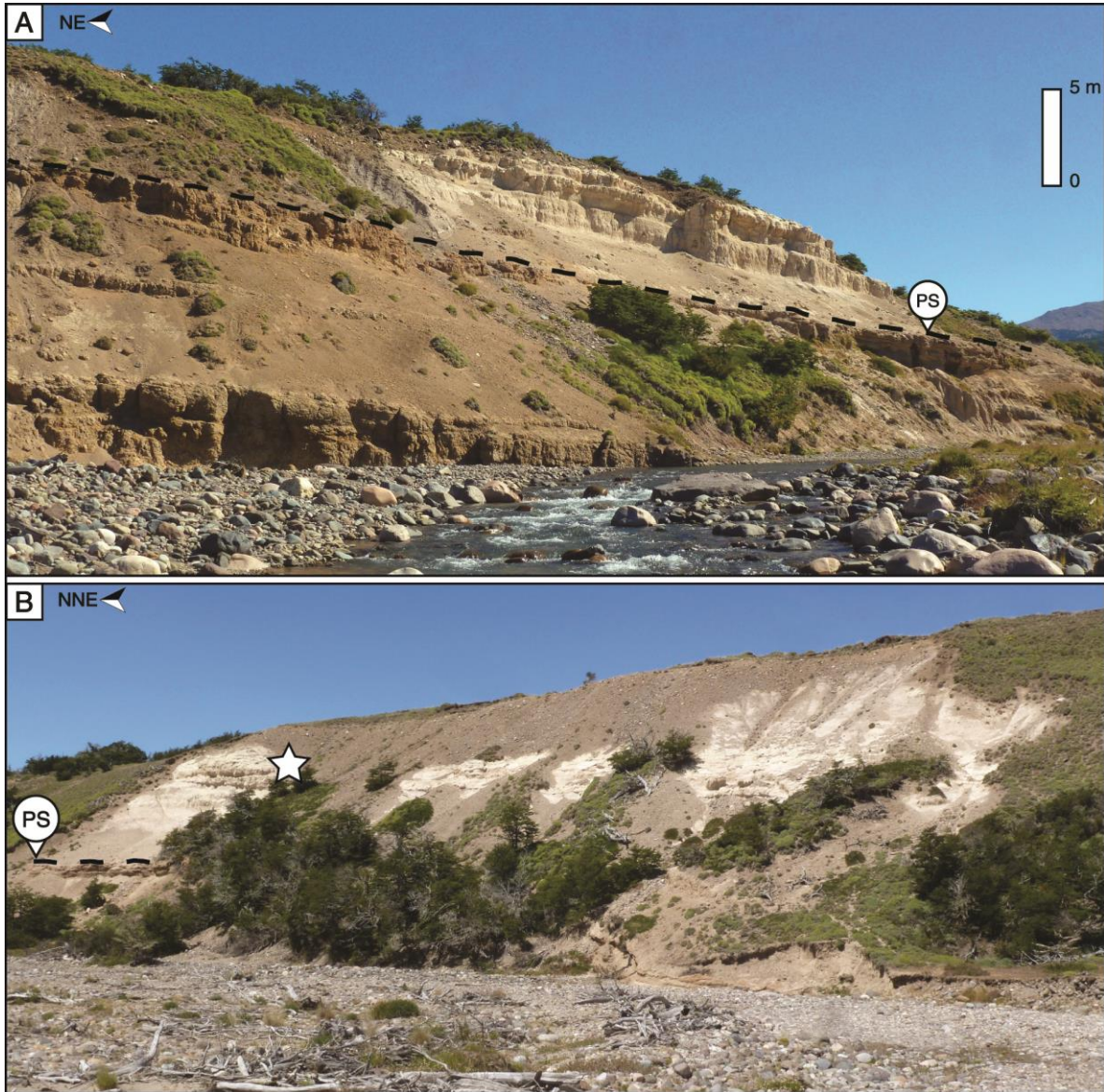


Figura 4.3. Vista general de los afloramientos de la Sección Río Oscuro 1. **A:** Base de la Unidad 1. **B:** Continuación del afloramiento, unos 200 m río arriba. **PS:** Paleosuperficie entre horizontes de paleosuelos. Estrella indica primera aparición del icnofósil *Feoichnus challa* en estos estratos.

A los 14,5 m ocurre un aumento en la granulometría, cambiando a areniscas tobáceas de grano muy fino a medio, de colores anaranjado más pálidos y grises. Los estratos son tabulares y algunos lenticulares, con contactos nítidos. Se observa un cambio pronunciado en el grado de edafización/oxidación de estos estratos, que poseen un menor porcentaje

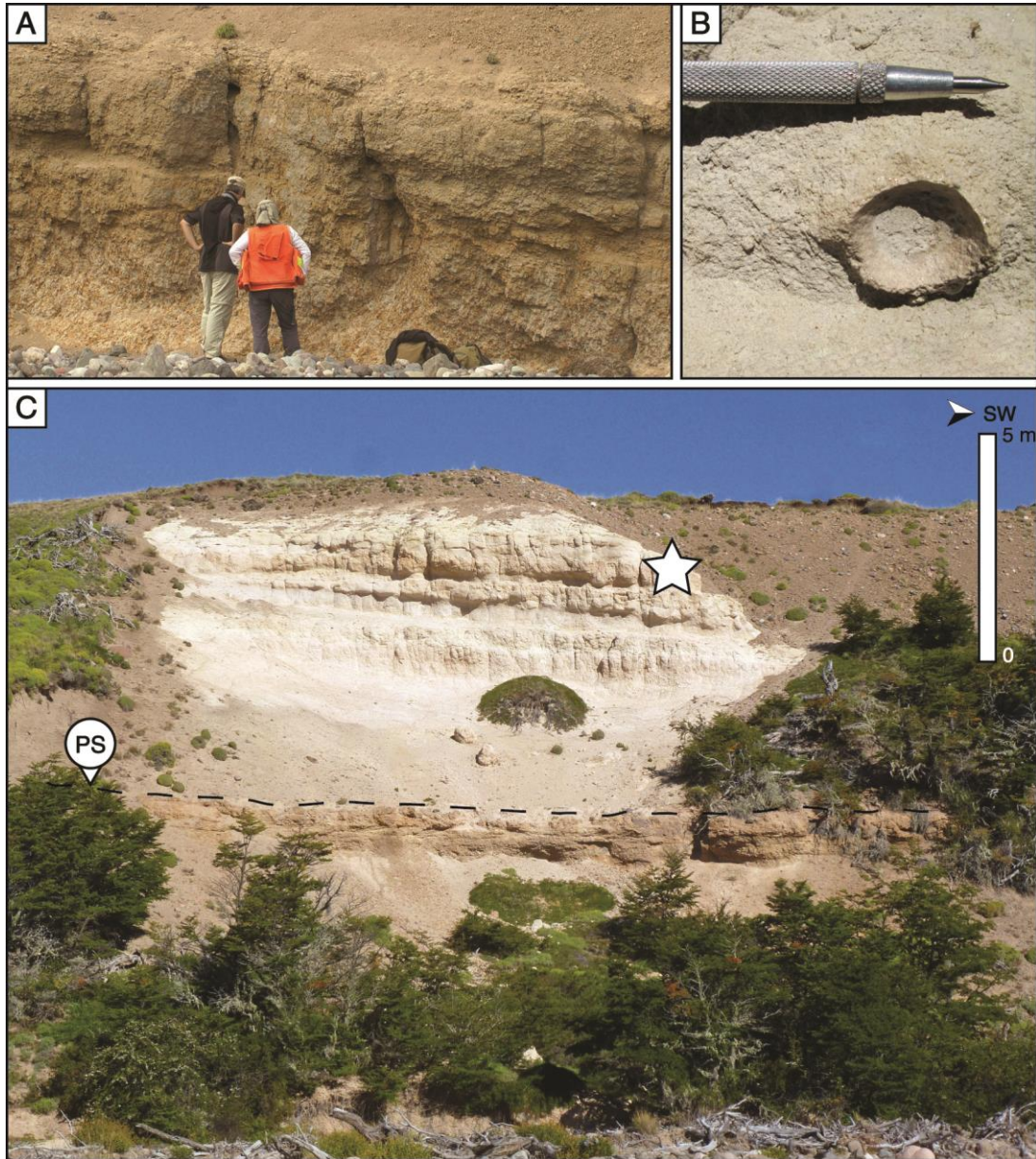


Figura 4.5. Afloramientos de la Sección Río Oscuro 1. **A**: Detalle de la litofacies Alv, muy edafizada/lixiviada. **B**: Ejemplar del icnofósil *Feoichnus challa*. **C**: Vista en detalle de la parte norte de la Figura 4.3 B. **PS**: Paleosuperficie. Estrella indica primera aparición del icnofósil *Feoichnus challa*.

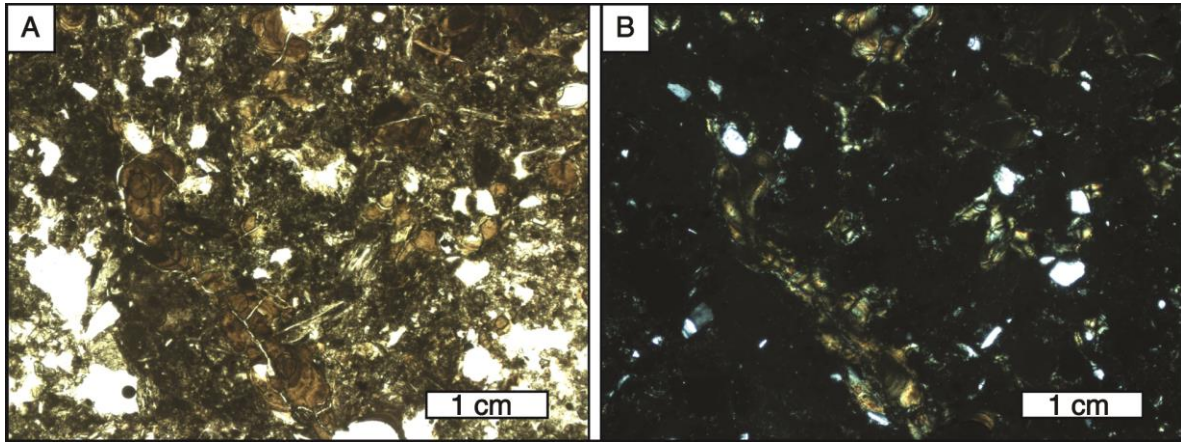


Figura 4.6. Microfotografía de la Unidad 1 (Paleosuelos). Arenisca tobácea a wacka vítrea con matriz secundaria. Al centro destacan estructuras vermiculares interpretadas como cutanes de iluviación de arcillas, típica de paleosuelos. A: Nicoles paralelos. B: Nicoles cruzados.

4.1.2 SECCIÓN RÍO OSCURO 2 (“PALACIO FEO”)

i) Ubicación

Esta sección fue medida en la ribera oriental del Río Oscuro, a 9,5 km río arriba desde la localidad de Balmaceda (Figura 4.1). Su base se encuentra aflorando directamente sobre el río. El afloramiento con mejor exposición está centrado en las coordenadas (288144 E, 4903946 S) a 708 m.s.n.m. (Figura 4.7).

ii) Descripción

Se compone de una sucesión de 9,6 m de potencia, compuesta de areniscas tobáceas de color anaranjado y gris pálido (Figura 4.8). Se caracteriza por presentar horizontes de paleosuelos con un desarrollo menos pronunciado que la parte inferior de la sección anterior (Figura 4.7). Sobreyace a esta última por una zona cubierta aproximada de 3,5

m, aunque debido a la litología y manteo de los estratos se infiere una concordancia aparente.

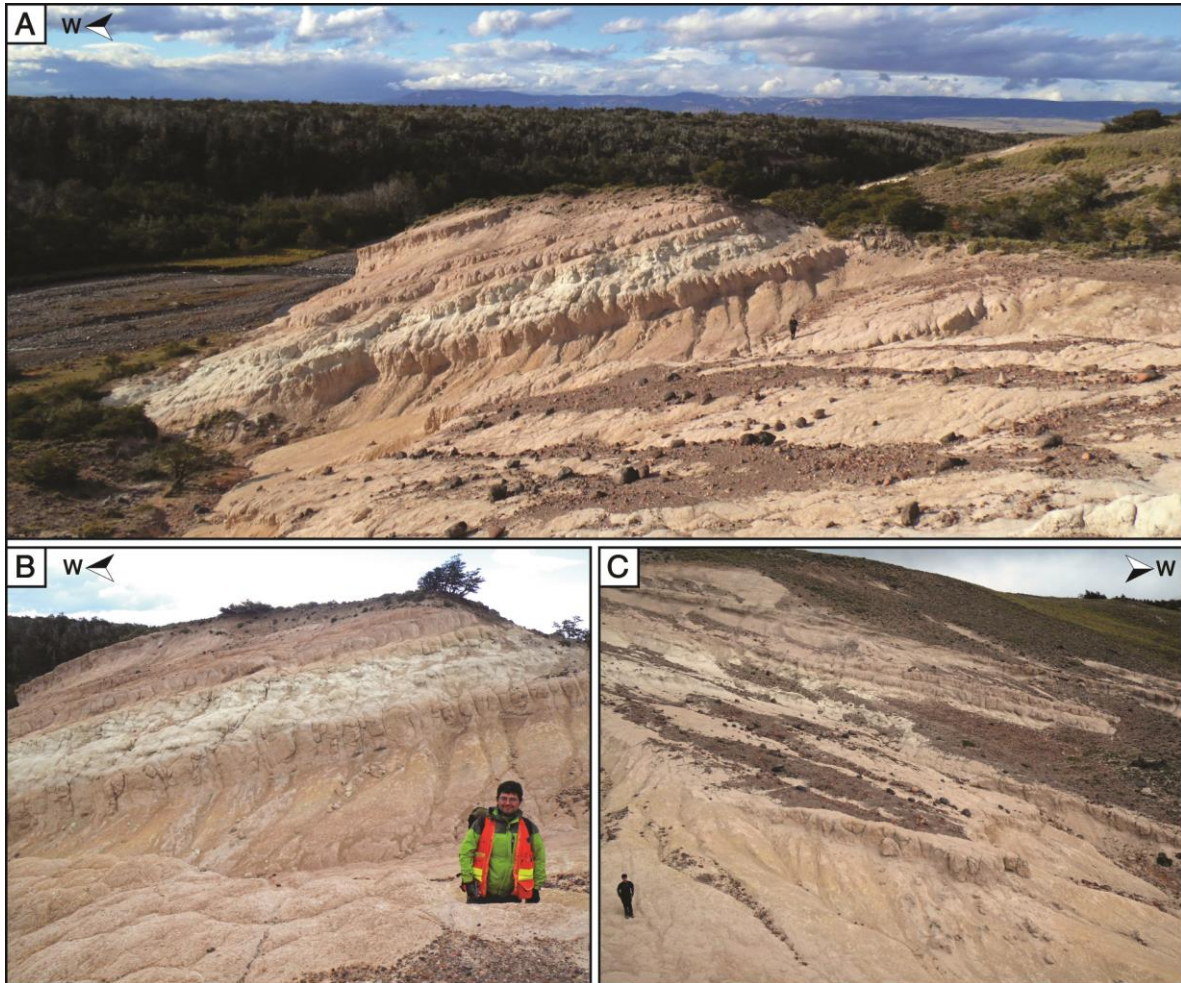


Figura 4.7. Vista general de la localidad Río Oscuro 2 ('Palacio Feo'), ribera oriental del río Oscuro. A: Vista hacia el norte; B: Vista en detalle; C: Vista hacia el sur.

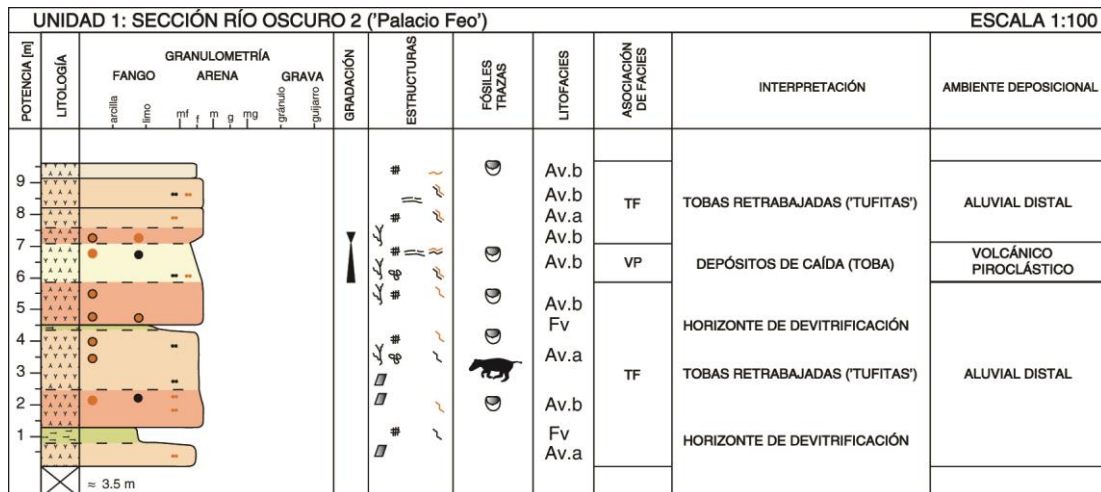


Figura 4.8. Sección Río Oscuro 2 ('Palacio Feo'). Icnofósiles de *Feoichnus challa* muy abundantes en esta sección. Niveles verdesos representación horizontes alteración.

Presenta una intercalación de areniscas tobáceas de grano fino a medio (Figura 4.10), y tobas cineríticas de colores gris-amarillento y rosado-anaranjado (Figura 4.11) con niveles decimétricos de fangolitas tobáceas). Los contactos entre capas son graduales y nítidos (Figuras 4.9 A, 4.9 B). Sus estratos desarrollan una edafización marcada pero menos pervasiva que la parte basal de la Sección Río Oscuro 1 (Figuras 4.9 C, 6.9). Las estructuras edáficas presentes corresponden a nódulos de borde difuso, motas y pátinas de óxido de Fe (Mn), zonas de iluviación de arcillas (Figura 4.10) y pequeños cúmulos con cristales de baritina hallados en las capas basales. Algunos niveles se descomponen en *peds* granulares, *blocky* y laminares (Figura 6.9 A-B-C-F). Trazas fósiles de *Feoichnus challa* son abundantes en esta sección, con densidades que van de 2 a 10 especímenes por metro cuadrado (Figuras 4.9 D, 4.9 E). Restos fósiles de vertebrados fueron hallados en la parte inferior de esta sección, aproximadamente a los 3 m, correspondientes a fragmentos craneo-mandibulares, de mamífero notoungulado asignado a la familia Isotemnidae (E. Bostelmann, comunicación personal, 2015).

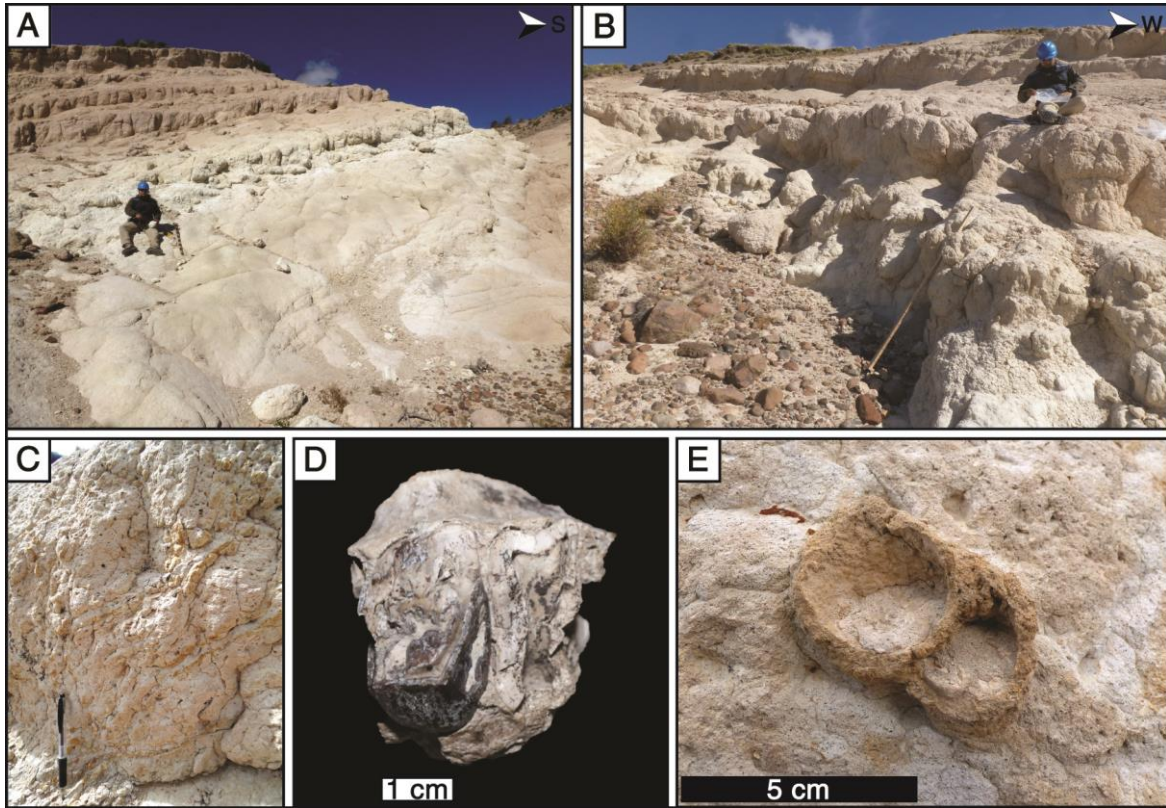


Figura 4.9. Vista en detalle de las características de la Sección Río Oscuro 2. Vista de la ladera norte (Figura 4.6-B), B: Vista de la ladera sur (Figura 4.6-C). C: Arenisca tobácea con oxidación en vecindad de fracturas. D: Fragmento de maxilar de *Isotemnidae* indet. E: Icnofósil de *Feoichnus challa*.

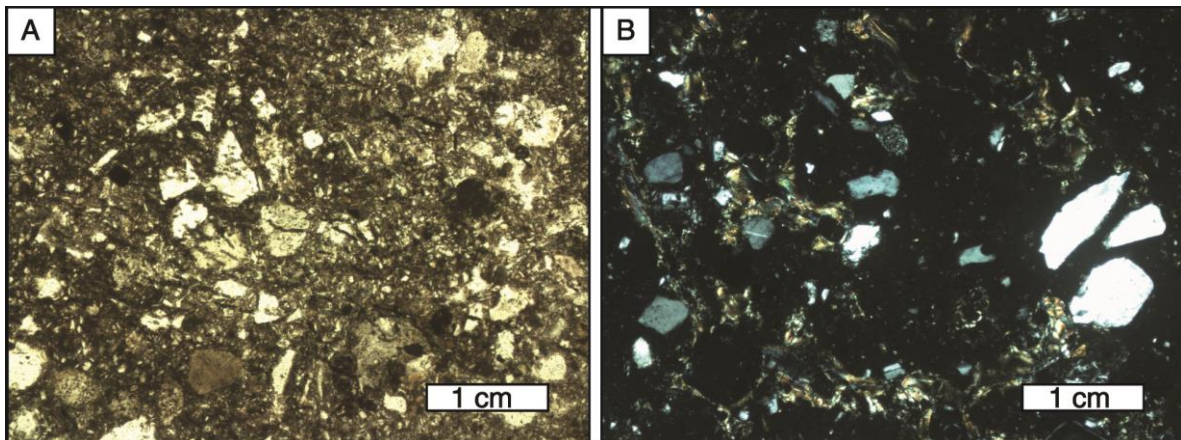


Figura 4.10. Microfotografía de los niveles volcánoclasticos de la Unidad 1 ('Palacio Feo'). Arenisca tobácea con cristales angulosos a subredondeados de cuarzo. Abundante matriz vítrea (extinta) y cutanes de iluviación de arcilla. A: Nícoles paralelos. B: Nícoles cruzados.

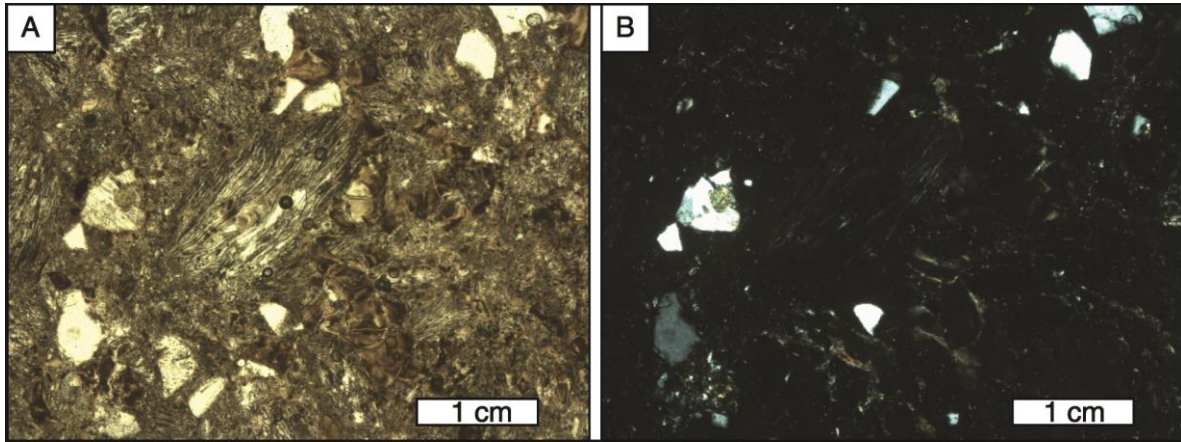


Figura 4.11. Microfotografía de los niveles posiblemente tobáceos de la Unidad 1 ('Palacio Feo'). Arenisca tobácea con cristales subredondeados de cuarzo. Destaca al centro fragmento de pómez con textura de flujo y cutanes de iluviación de arcilla (edafización).

4.2 UNIDAD 2

Sobreyace a la Unidad 1 con un contacto cubierto. Esta unidad se expone en los valles de los ríos Oscuro y Simpson. Corresponde a una sucesión de 227 m de potencia estimada, compuesta de areniscas tobáceas con un grado de edafización menor que la Unidad 1. La presencia de estructuras edáficas como *peds* granulares y tipo *blocky* es común y presenta abundantes concreciones calcáreas hacia la mitad superior (no vistas en la Unidad 1). Los estratos se inclinan con un manteo aparente de 12° al suroeste. Los afloramientos presentan un área amplia y caras suavizadas por la meteorización. Restos de mamíferos fósiles muy fragmentados, actualmente en estudio, fueron colectado a lo largo de la Sección Río Oscuro 3, y permiten proponer acotar esta unidad al Mioceno inferior a medio (E. Bostelmann, comunicación personal, 2015).

4.2.1 SECCIÓN RÍO OSCURO 3 (“BADLAND”)

i) Ubicación

Sección medida en la ribera oriental del río Oscuro, entre 800 m y 1,5 km al sur de la Sección 4.1.2, entre 9,9 km y 10,6 km al sur de Balmaceda (Figura 4.1). La base se encuentra inmediatamente sobre el río en las coordenadas (287681 E, 4903263 S) a 719 m.s.n.m. El techo de esta sección se ubica en las coordenadas (287778 E, 4902588 S) a 780 m.s.n.m. (Figuras 4.12 y 4.15 A).

ii) Descripción

Unidad de 96,4 m de potencia, compuesta de areniscas tobáceas muy finas a finas (Figuras 4.13, 4.14, 4.17). Estas rocas sobreyacen a la unidad anterior, separadas por un contacto parcialmente cubierto, aunque las diferencias en los manteos permite inferir una ligera discordancia angular, la Unidad 1 con manteo de 20°O y la Unidad 2 con un manteo de 12°SO (Figura 4.12).

La parte inferior contiene 3,5 m de areniscas tobáceas macizas, de grano muy fino a fino, colores pardo y estratificación difusa. Estos niveles presentan una edafización moderada con descomposición en *peds* granulares, tipo *blocky* y laminares (Figuras 6.10 A-G-H). Oxidación en los bordes de diaclasas le dan un aspecto anaranjado. Estos niveles presentan icnofósiles muy mal conservados de *Coprinisphaera* isp., *Feoichnus challa* aislados y *Celliforma?* isp. (E. Bostelmann, observación personal, 2015) (Figuras 6.10 B-C-D-F).

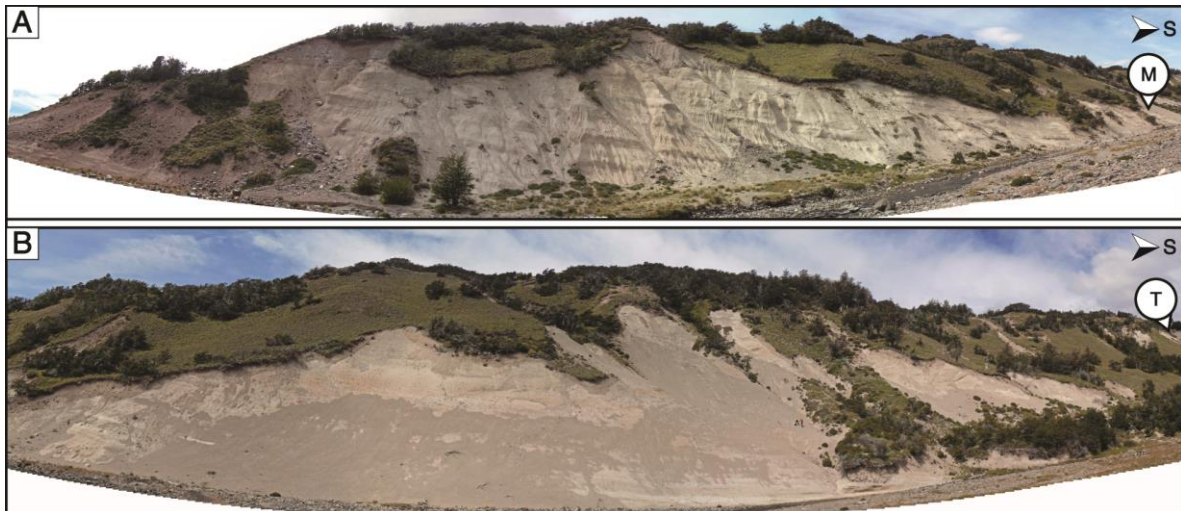


Figura 4.12. Afloramientos de la Sección Río Oscuro 3 ('Badland'). A: Parte basal de la sección. B: Parte media de la sección, a 100 m al sur de la Figura 4.9 A (M en Figura 4.9 A). T: Indica el techo de la sección, en la Figura 4.10 A.

Continúa 1 m de tramo cubierto y, posteriormente, entre los 4,5 y los 30,6 m se mantiene la litología anterior, con menor grado de edafización, de colores pardos y grises pálidos. Los contactos son graduales y se infieren a partir de cambios sutiles en la granulometría, resistencia a la meteorización y el color de las capas, observables de manera más clara al alejarse del afloramiento (Figuras 4.12 A, 4.15 B). Estructuras edáficas como formación de *peds* granulares y tipo *blocky* son comunes. Algunos estratos presentan una mayor resistencia a la disgregación, aflorando como pequeñas cornisas discontinuas; sin embargo, la totalidad del afloramiento experimenta una meteorización hidráulica con formación de pequeñas cárcavas que le dan un aspecto de malpaís (*badlands*) (Figura 4.15 B). Icnofósiles de *Feoichnus challa* aparecen entre los 18 m y 23 m con baja densidad. También se registraron restos fragmentarios de mamíferos por determinar (E. Bostelmann, observación personal, 2015) (Figura 6.10 E).

Entre los 30,6 m a los 40,5 m las areniscas tobáceas poseen granulometría muy fina a media, con colores rosados pálidos. Entre los 30 y los 40,5 se observa un cambio de color a gris rosado pálido, con restos fragmentarios de mamíferos (Figura 4.12 B).

Desde los 40,5 m a los 65 m las areniscas presentan una granulometría fina a media, de colores rosados y anaranjados. Estos estratos presentan concreciones calcáreas centimétricas, de forma redondeada a irregular, algunas con fragmentos óseos en su interior. Se reconoce un aumento en la granulometría, resaltando pómez milimétricas dispersas en algunos niveles.

Entre los 65 m y los 80,5 m, la litología se mantiene constante, con ausencia de concreciones (Figura 4.15 A).

Sobre los 80,5 m y hasta el techo de la sección (96,4 m), la sucesión se hace granocreciente, y el esqueleto alcanza tamaño de arenisca muy gruesa, compuesta de pómez. Reaparecen las concreciones calcáreas (Figura 4.15 C, 4.14). A los 94 m se observa un nivel de acumulación de pómez milimétricas a centimétricas, formando un conglomerado tobáceo, clasto a matriz sostenido.

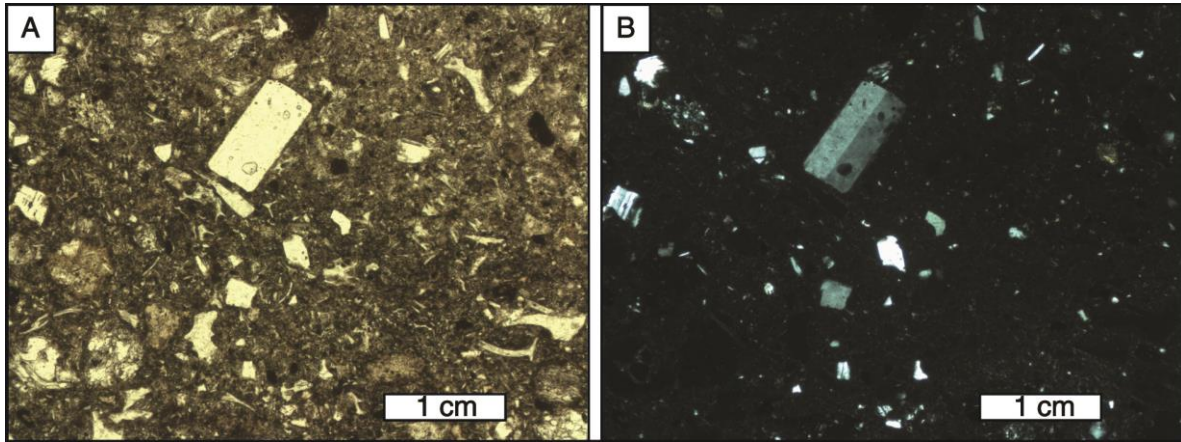


Figura 4.13. Microfotografía de toba retrabajada de los niveles basales de la Unidad 2. Notar abundante presencia de esquirlas de pómez, algunos líticos subredondeados y un cristal de sanidina en la zona central.

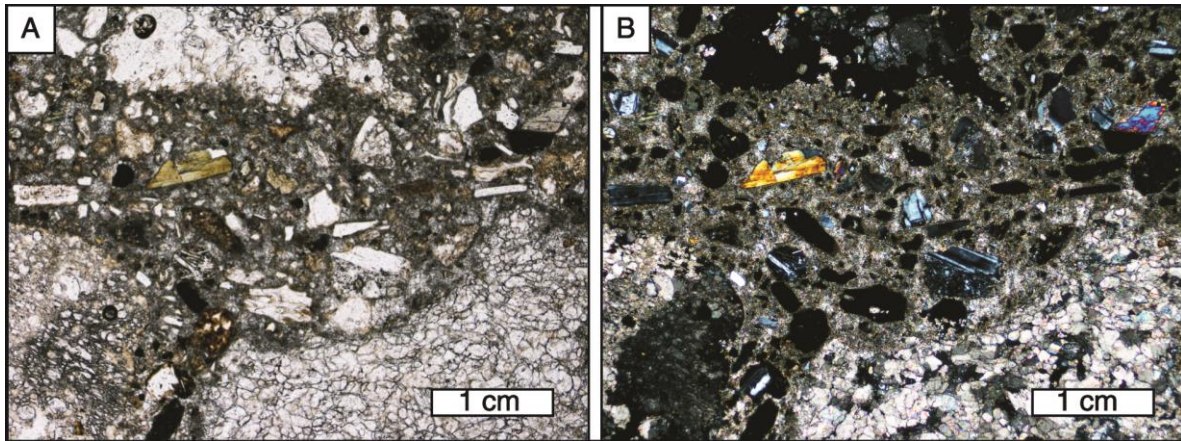


Figura 4.14. Microfotografía de una concreción calcárea del techo de la Unidad 2. Notar un aumento en el tamaño y en el porcentaje de cristales. Resalta el tamaño de pómez en las esquinas de la fotografía.

4.2.2 SECCIÓN RÍO OSCURO 4 ("CAMPAMENTO")

i) Ubicación

Esta sección aflora en ambas riberas del río Oscuro, entre 700 m y 1,3 km al sur de la sección 4.2.1, a 10,6 km y 11,2 km al sur de

Balmaceda (Figura 4.1). Las coordenadas de la base son (287243 E, 4902007 S) a 740 m.s.n.m., mientras que el techo se ubica en (286944 E, 4901593 S) a 797 m.s.n.m. (Figura 4.16).

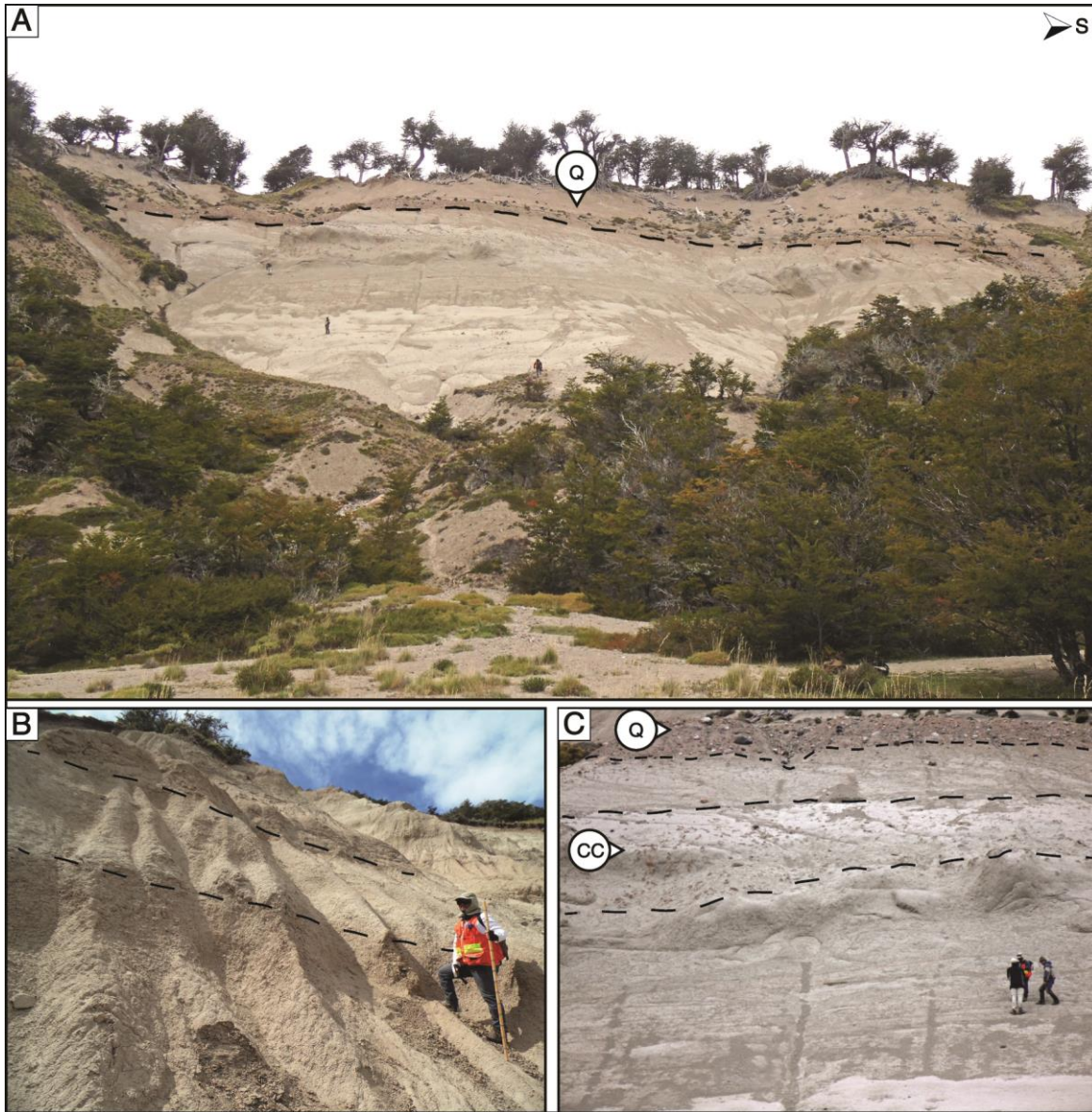


Figura 4.15. A: Parte superior de la sección, a unos 250 m al sur de la Figura 4.12 B. Línea discontinua indica contacto con depósitos cuaternarios (Q). B: Vista en detalle de Figura 4.12 A. C: Vista en detalle de la Figura 4.15 A. Líneas discontinuas inferiores resaltan nivel con abundantes concreciones calcáreas (CC).

ii) Descripción

Estos depósitos sobreyacen a los de la sección anterior luego de una zona cubierta de 85 m de espesor estimado, por depósitos cuaternarios y vegetación (Figura 4.19 D). Corresponde a una sucesión de 45,5 m de espesor, compuesta por areniscas de grano medio a conglomerádicas, de colores gris-anaranjado pálido y gris (Figura 4.18). El aporte piroclástico es menor, evidenciando depósitos epiclásticos producto del retrabajo de tobas. Lentes de depósitos residuales tobáceos son comunes, formando niveles guías blanquecinos (Figuras 4.16, 4.19 A, 6.11). Los estratos mantean con 7° al suroeste (Figura 4.16).



Figura 4.16. Vista panorámica de los afloramientos de la Sección Río Oscuro 4 ('Campamento') en la ribera occidental del Río Oscuro. Flechas indican niveles guía tobáceos.

Desde la base hasta los 10 m de potencia, domina una sucesión de areniscas volcaniclásticas macizas de grano medio, con presencia de pómez milimétricas (< 5%). Entre los 4 – 5 m hay una gradación inversa de los clastos de pómez formando un nivel de arenisca conglomerádica (primer nivel tobáceo).

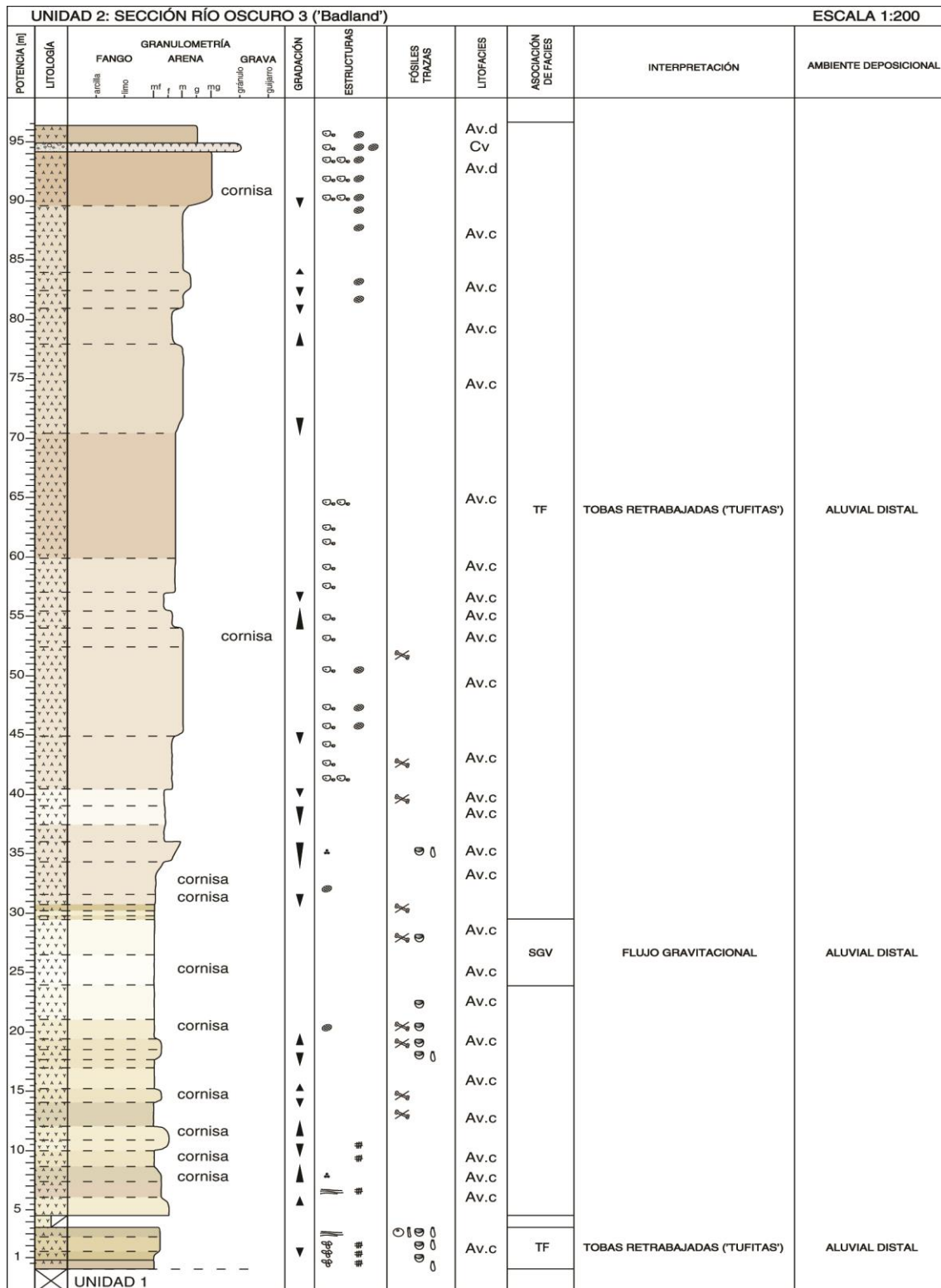


Figura 4.17. Sección Río Oscuro 3 (Badland). Corresponde a una sección compuesta, levantada en los afloramientos de las Figuras 4.12 y 4.15 A.

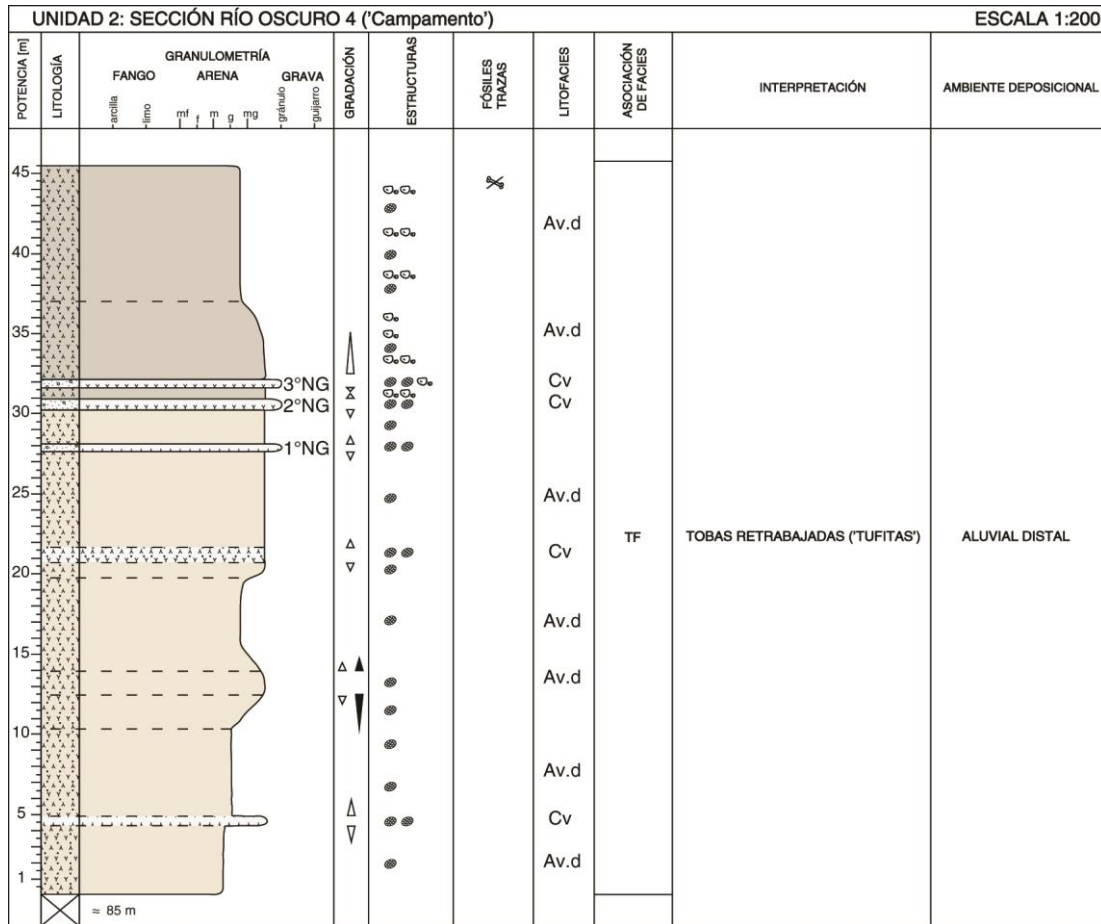


Figura 4.18. Sección Río Oscuro 4 (Campamento). NG indica los niveles guía tobáceos. Notar un aumento en la granulometría con respecto a la Figura 4.17.

Entre los 5 m y 10,5 m grada a una arenisca tobácea maciza de grano medio con contactos graduales y pómez milimétricas dispersos.

Desde los 10,5 m a los 15 m ocurre una gradación inversa-normal en la granulometría, aumentando el tamaño de las pómez a tamaño de arena conglomerádica. Entre los 15 m hasta los 20 m domina la granulometría de arena media (Figura 4.19 B).

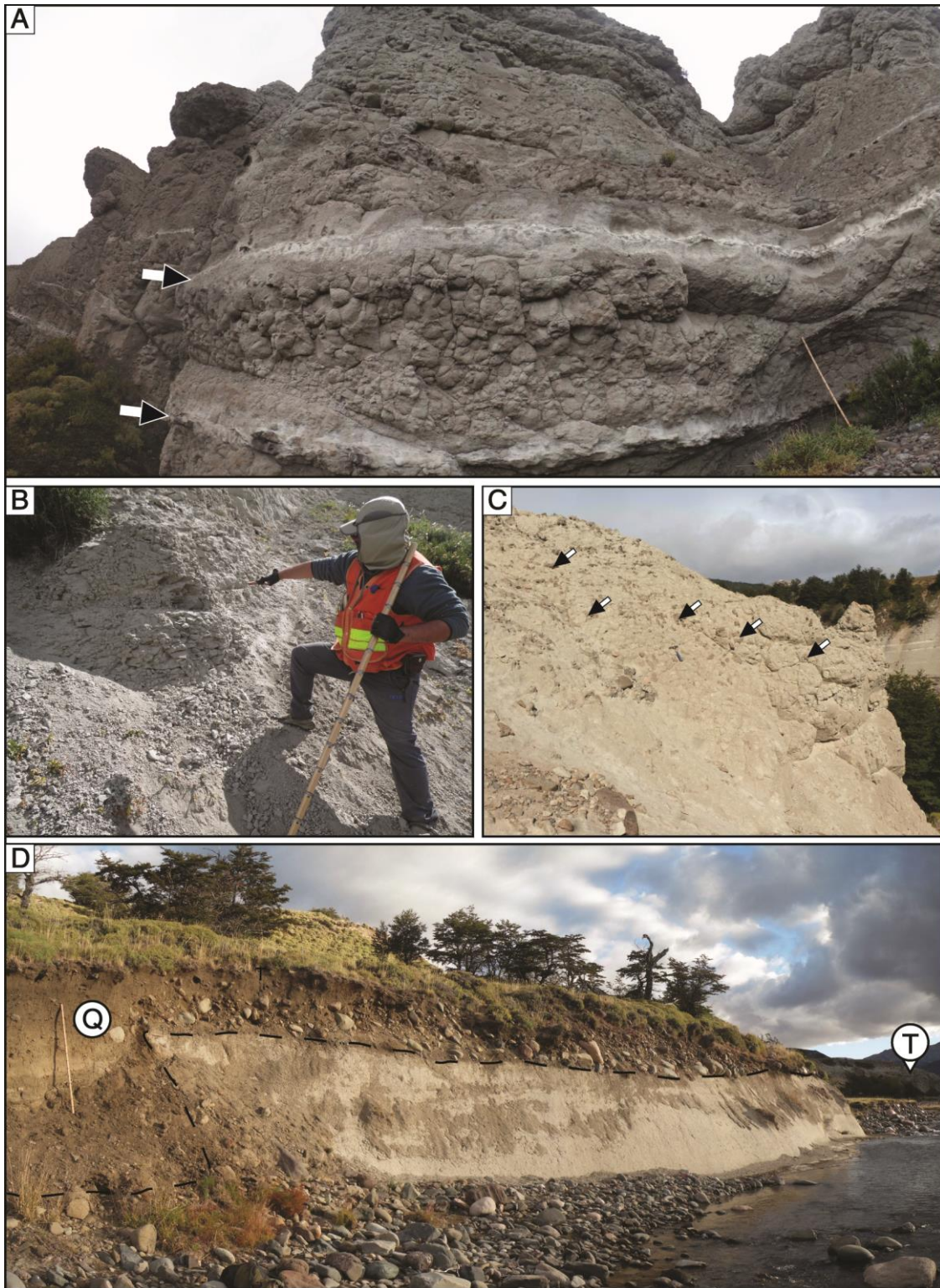


Figura 4.19. Detalle de la Sección Río Oscuro 4. A: Acercamiento panorámico a la ribera oriental de la Figura 4.16. Notar los niveles tobáceos guía. Escala 1.5 m. B: Acercamiento de la ribera

occidental (Figura 4.10 B). C: Concreciones calcáreas abundantes en esta sección. D: Contacto con cobertura cuaternaria en la parte inferior de la sección (Q). T: Techo de la sección en Figura 4.10.

Des de los 20 m a los 30 m, dominan areniscas conglomerádicas con esqueleto tobáceo milimétrico a centimétrico. Resaltan dos niveles tobáceos, formando conglomerados tobáceos, muy finos, matriz a clasto sostenido. El primero se ubica aproximadamente a los 21 m (segundo nivel tobáceo), mientras que el segundo se expresa a los 28 m (tercer nivel tobáceo). Este nivel de pómez es visible desde la distancia siendo útil como capa guía (1° nivel guía), las capas tobáceas anteriores son muy difusas y solo reconocibles al acercarse al afloramiento (Figuras 4.16).

Hacia el techo de la columna, en los últimos 15,5 m dominan areniscas macizas de grano grueso a muy grueso, de color gris oscuro. Resaltan 2 niveles con acumulación de lentes tobáceos, formando conglomerados finos, tobáceos, de color blanco y potencia decimétrica. Los contactos entre estos niveles son nítidos. Estas capas blanquecinas corresponden al cuarto y quinto nivel tobáceo (2° y 3° nivel guía) (Figuras 4.16, 4.19 A, 6.11 A-B). El resto de la sección presenta pómez milimétricas a centimétricas dispersas. Abundantes concreciones calcáreas de borde difuso y nítido de tamaño decimétrico son comunes en estos estratos, la superficie expuesta de estas se encuentra oxidada y de colores rojizos (Figura 4.19 C). Un fragmento de esmalte dental centimétrico de mamífero no determinado fue encontrado en el techo de la sección (E. Bostelmann, comunicación personal, 2015). Por sobre esta sección, se apoya una capa de relleno cuaternario que cubre el contacto con la Unidad 3 (Figura 4.19 D).

4.3 UNIDAD 3

Esta unidad sobreyace a la Unidad 2 mediante un contacto cubierto, aparentemente discordante o paraconcordante, debido a un cambio abrupto en la litología, así como en la fauna fósil presente (E. Bostelmann, observación personal, 2015). Presenta su mitad inferior en la ribera del río Oscuro y su mitad superior en la parte baja de las lomas adyacentes ('Cerro Castillo del Zorro', 'Cerro de la Esfinge'). Corresponde a una sucesión de 214,1 m de espesor, compuesta de areniscas y fangolitas. Se caracteriza por la presencia de estructuras sedimentarias tractivas y edafización leve con respecto a las unidades subyacentes. Los afloramientos presentan una meteorización suave, con pendientes poco pronunciadas.

4.3.1 SECCIÓN RÍO OSCURO 5 ("POZA DE LA TRUCHA")

i) Ubicación

Esta sección aflora hacia la parte alta del río Oscuro, a 2.8 km al sur de la sección 4.2.2, 14 km al sur de Balmaceda. Su mejor exposición se encuentra en la ribera oriental del río Oscuro, inmediatamente sobre el cauce (Figuras 4.20, 4.22 A). La mitad inferior se ubica en las coordenadas (285696 E, 4899475 S) a 812 m.s.n.m., mientras que la mitad superior se posiciona en las coordenadas (285663 E, 4899374 S) a 857 m.s.n.m. No se observa el contacto con la Unidad 2, la posición estratigráfica es inferida de acuerdo a la disposición de las unidades a lo largo del río Oscuro.

i) Descripción

Es una sucesión de 55,5 m de potencia, subhorizontal, formada por areniscas y fangolitas, con intercalaciones decimétricas a métricas de conglomerados (Figura 4.21). Estos estratos son la evidencia más basal de la Unidad 3. En esta unidad, ocurre un cambio litológico abrupto, con un menor aporte piroclástico y la aparición de estructuras sedimentarias tractivas.



Figura 4.20. Vista general del afloramiento de la Sección Río Oscuro 5 ('Poza de la Trucha'). Notar una pequeña falla inversa en el sector medio de la imagen. CE: Cerro de la Esfinge.

En su parte inferior presenta 10,5 m de areniscas y fangolitas friables, intercaladas. Las areniscas son aparentemente macizas (Sm), de grano medio a grueso y colores pardo, rosado y gris. Las fangolitas son macizas (Fm) o con intercalaciones centimétricas de arenisca (FI), de colores rosados y potencia decimétrica a métrica.

Entre los 10,5 m y los 15 m, sobreyacen areniscas macizas de grano grueso a muy grueso y color pardo pálido a pardo-amarillento. Estas son macizas (Sm) y con estratificación cruzada en artesa (St). A los 12 m aflora un lente decimétrico de conglomerado de tamaño gránulo a guijarro, clastos sostenido, con estratificación horizontal difusa (Gh).

A los 15 m se expone un nivel de conglomerado polimíctico de tamaño de grano guijarro, clasto soportado, con estratificación cruzada planar (Gp) de potencia aproximada 2,5 m (Figura 6.2 A). La matriz es de arena gruesa a muy gruesa, de color anaranjado y forma lentes con estratificación cruzada en artesa (Sp). Este sobreyace a las areniscas con un contacto erosivo (Figura 4.22 B).

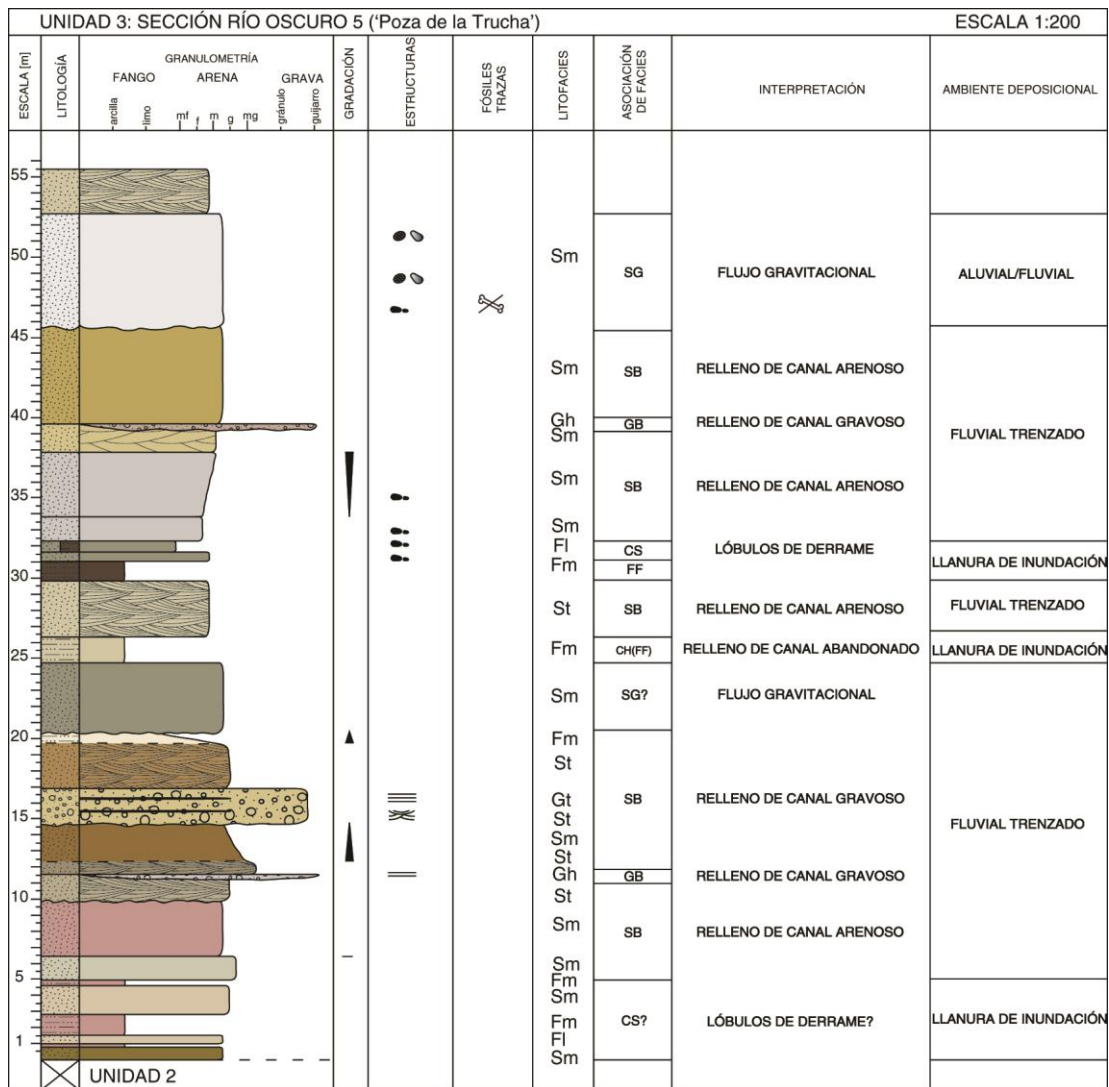


Figura 4.21. Sección Río Oscuro 5 ('Poza de la Trucha').

Sobreyacen, en contacto nítido, areniscas gruesas a muy gruesas de color pardo, con estratificación cruzada en artesa (St) (Figura 4.22 D, 6.2 B), con depósitos residuales gravosos en la base de las artesas. Estas poseen 3,5 m de potencia y gradan normalmente a limolita gris-rosada maciza (Fm). En contacto erosivo se apoya una capa de 4 m de areniscas macizas de grano medio-grueso y color gris oscuro (Sm).

A los 25 m se aflora un nivel de fangolitas macizas (Fm), de color pardo pálido, de 2 m de potencia. Le sobreyacen, en contacto nítido, un nivel potente de areniscas de grano medio, del mismo color y con estratificación cruzada en artesa (Sp), hasta los 30,4 m.

Desde los 30,4 a los 32,8 m se exponen fangolitas pardas con intercalaciones de arenisca gris, de grano muy fino a medio, con contactos nítidos (Fm, Fl). Los niveles arenosos son macizos (Sm), con presencia de clastos intraformacionales milimétricos a centimétricos.

Entre los 32,8 m y 38,4 m se exponen areniscas macizas (Sm) de grano fino, granocrecientes a grano medio, de color gris y contactos nítidos. Sobreyacen en contacto nítido, hasta los 46 m, areniscas de grano medio, color anaranjado, y estratificación cruzada en artesa difusa (St). Se superponen, en contacto nítido, areniscas macizas (Sm). A los 40 m un lente de conglomerado de tamaño guijarro, clasto sostenido y aparentemente macizo (Gcm?/Gh?), de potencia decimétrica, interrumpe estas areniscas (posible depósito residual).

En la parte superior de esta sección (45 m), aflora un nivel de aproximadamente 7 m de espesor, formado por areniscas macizas grises (Sm), mal seleccionadas, con contacto basal erosivo-sinuoso (Figuras

4.22 A, 4.22 D). Estas presentan clastos de grava dispersos y acumulados en pequeños lentes de depósitos residuales, pómez redondeadas, clastos intraformacionales y posibles rizolitos. Un fragmento de esmalte dental de mamífero fue hallado en la parte inferior de este estrato.

Sobreyace a este nivel macizo, en contacto nítido, y bajo la cobertura cuaternaria, una sucesión de 3 m de potencia, compuesta por areniscas de grano medio a grueso, de color anaranjado, con estratificación cruzada en artesa.

4.3.2 SECCIÓN CASTILLO DEL ZORRO

i) Ubicación

Esta sección aflora a 12,2 km al sur de Balmaceda, a 2,5 km al NEE de la sección anterior, en la loma más al norte de las tres lomas ubicadas entre los valles del río Oscuro y río Simpson, adyacente al río Oscuro (Figura 4.1). Esta loma se denominó informalmente 'Castillo del Zorro' y está formada por depósitos estratificados subhorizontales (Figura 4.23). Los depósitos de la Unidad 3 afloran en la mitad basal de esta loma, bajo las capas más resistentes a la meteorización de la Unidad 4. La mejor exposición se encuentra en la ladera occidental de esta loma (Figuras 4.18 B, 4.18 C). La parte inferior aflora en las coordenadas (287941 E, 4900712 S) a 907 m.s.n.m., mientras que su techo se registró en las coordenadas (288058 E, 4900584 S) a 957 m.s.n.m.

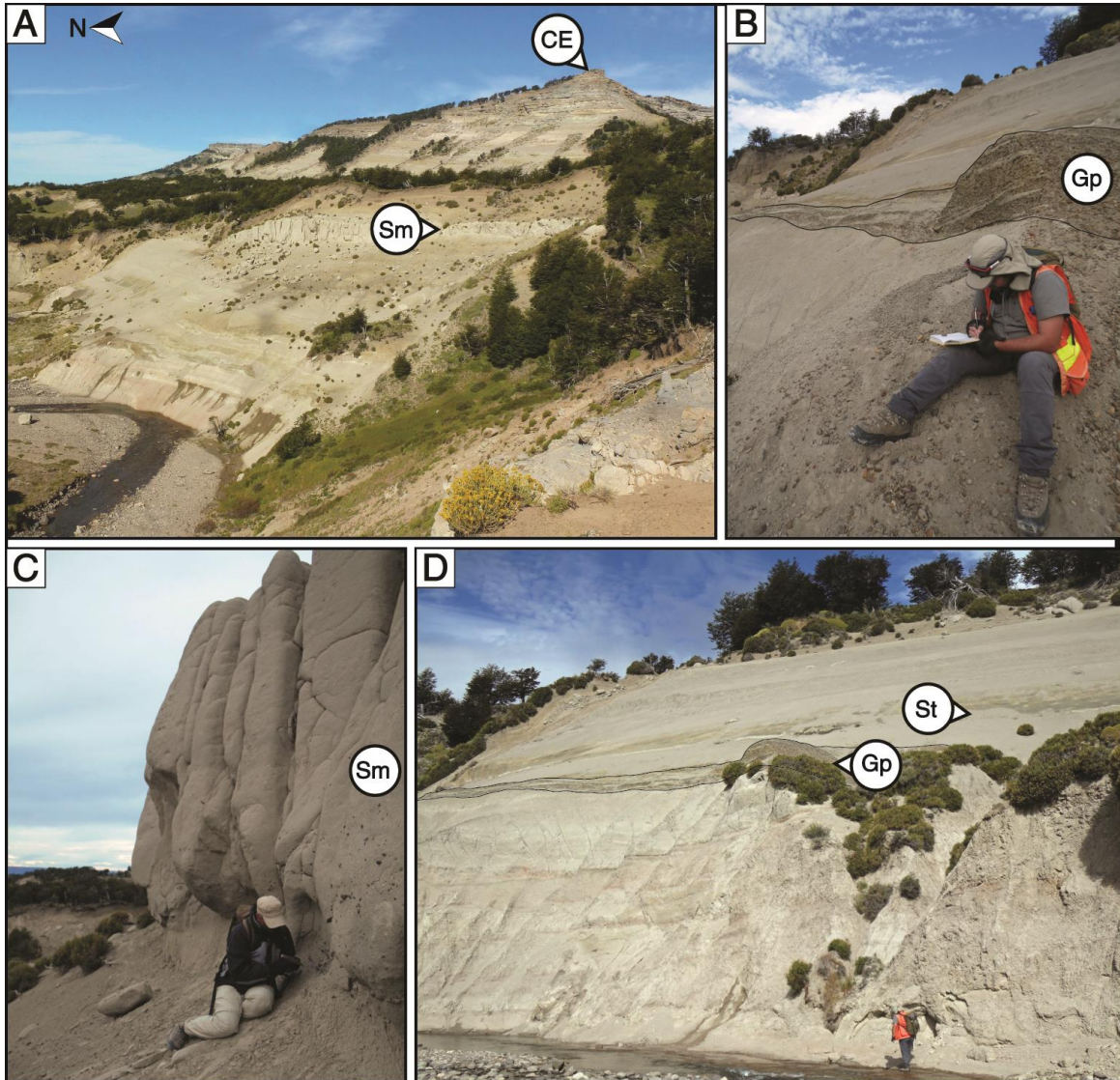


Figura 4.22. Características destacables de la Sección Río Oscuro 5 (Poza de la Trucha). A: Vista del afloramiento desde unos 250 m al sur de la Figura 4.20. B: Nivel de intercalación conglomerado-arenisca con estratificación cruzada planar (Gp). C: Nivel potente de areniscas macizas (Sm) que marca el techo de la sección. D: Vista en detalle de A.

ii) Descripción

Esta sección corresponde a un registro incompleto de la Unidad 3, se realizó con el objeto de compararla con los estratos de la Sección 4.3.3. Corresponde a una sucesión de 35,6 m de potencia mínima (medición incompleta), formada por areniscas y fangolitas, subhorizontales. (Figura

4.24). Su base no se encuentra expuesta, se infiere que su posición estratigráfica sobreyace a la Unidad 2, que aflora en el valle del río Oscuro.

Se inicia con 5 m de potencia mínima (base cubierta) de areniscas tobáceas de grano grueso, macizas (Sm), con clastos líticos y pómez dispersos, los que forman a los 4 m, un lente decimétrico de arenisca conglomerádica a conglomerado arenoso (Sh/Gh). Continúa hasta los 9.4 m con niveles de arenisca media a gruesa, maciza (Sm), de colores grises y contactos erosivos. Se observan trazas tubulares y posibles rizolitos en estos niveles.

Entre los 9,4 m y los 16 m se expone una intercalación de cuerpos arenosos tabulares, con niveles fangosos de hasta 1 m de potencia. Las areniscas son de grano muy grueso a conglomerádicas, macizas (Sm), de colores grises, con clastos de pómez milimétricos a centimétricos. El nivel inferior de este tramo presenta ondulitas (Sr), y luego estratificación cruzada en artesa difusa (St). Estas areniscas se apoyan con un contacto erosivo sobre los niveles de fangolita tobacea, maciza (Fm) y con intercalaciones arenosas (FI), de colores gris y pardo. En las areniscas hay bioturbación de forma tubular de 1 cm de diámetro y largo menor a 10 cm; en algunas fangolitas se observan rizolitos milimétricos a centimétricos.

Entre los 16 m y los 20,5 m aflora una intercalación de fangolitas pardas macizas (Fm), con areniscas laminadas (FI) y areniscas macizas muy finas a conglomerádicas grises (Sm), aproximadamente en la misma proporción. La estratificación es fina, alcanzando hasta 1 m de potencia.

Los contactos son nítidos y erosivos, con presencia de clastos intraformacionales milimétricos a centimétricos en los niveles arenosos.



Figura 4.23. Vista general del cerro Castillo del Zorro. Línea discontinua representa el contacto entre la Unidad 3 (U3) y la Unidad 4 (U4).

La parte superior desde los 20,5 m a los 35,6 m, está formada por capas métricas de areniscas macizas (Sm) de grano grueso-muy grueso a fino-medio, de color pardo (Figura 4.18-C). Estas se intercalan con capas de hasta 1 m de fangolitas pardas, verdes y rosadas, macizas (Fm) y con estratificación rítmica arenosa (FI).

4.3.3 SECCIÓN CERRO DE LA ESFINGE 1

i) Ubicación

Esta sección fue levantada en la segunda loma desde norte a sur (Figura 4.1), llamada informalmente "Cerro de la Esfinge" debido a una proyección lateral de estratos que le da un aspecto puntiagudo (Figura 4.25). Se compone de rocas similares a la sección 4.3.2., pero con mejor

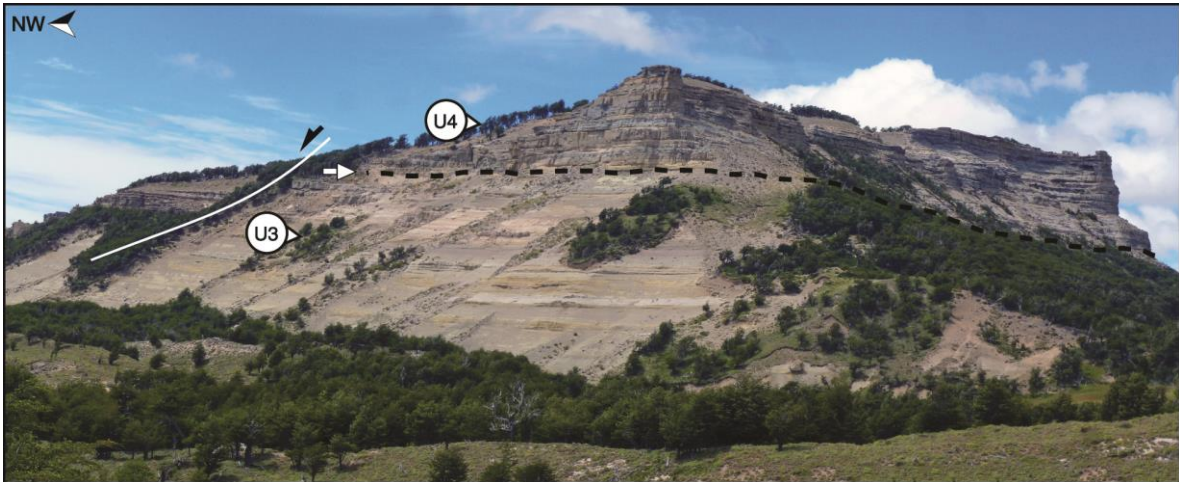


Figura 4.25. Vista panorámica del Cerro de la Esfinge. Flecha blanca indica contacto entre la Unidad 3 (U3) y la Unidad 4 (U4). Flecha negra indica bloque deslizado.

ii) Descripción

Corresponde a la mejor exposición de esta unidad. Es una sucesión de 161,3 m de potencia, compuesta de areniscas y fangolitas subhorizontales, de colores pardos, grises y rosados (Figuras 4.25, 4.28). En los afloramientos esta unidad posee una pendiente suavizada debido a la meteorización (Figura 4.25). Sobreyace a la Sección 4.3.1, luego de un tramo cubierto estimado de 40 m, de acuerdo a comparación de puntos GPS e imágenes satelitales. La columna estratigráfica se dividió en dos partes para facilitar su observación (Figuras 4.26 y 4.27).

La parte inferior abarca de 35,9 m de espesor y se compone de areniscas de grano medio a grueso, aparentemente macizas (Sm), de colores anaranjados y grises. Estas se intercalan con cuatro niveles de hasta 1,5 m de fangolitas macizas (Fm), algunas con estratificación rítmica con pequeñas capas de arenisca (FI). Los contactos son principalmente nítidos y en menor grado erosivos. Las areniscas son en su mayoría macizas (Sm), se observan algunos niveles con estratificación

cruzada en artesa (St) y planar (Sp) a los 27 m y 34 m, respectivamente (Figura 6.3 C). Depósitos residuales de grava aparecen como lentes centimétricos a decimétricos (Gh), en la base de algunos estratos.

Entre los 35,9 m y los 42,8 aflora un nivel potente de fangolitas macizas (Fm), de color gris muy pálido (destacable como nivel guía); interrumpidas por capas decimétricas de areniscas macizas muy fina a gruesa (Sm/FI) (Figura 4.28 B).

Desde los 42,8 hasta los 80 m, se exponen capas de areniscas de grano medio a grueso, de colores anaranjados y grises. Estas presentan estratos tabulares de hasta 7 m de espesor, en su mayoría con estratificación cruzada en artesa (Sp) y, en menor proporción, macizas (Sm). Entre las areniscas, afloran niveles decimétricos de fangolitas macizas (Fm) e intercalación de arenisca-fangolita (FI), de colores grises. Los contactos son erosivos y en menor porcentaje nítidos. Lentes de fangolita, clastos intraformacionales y depósitos residuales gravosos son comunes en la base de algunas capas arenosas con artesas.

Entre los 80 y los 87,5 se apoya un nivel potente de fangolitas macizas (Fm) grises y anaranjadas.

Sobreyacente a las fangolitas, afloran 29 m de areniscas de grano medio a conglomerádicas de colores rosados y grises. Estas son macizas (Sm), y algunos niveles con estratificación cruzada en artesa (St) y planar (Sp). A los 97 metros la sucesión se hace granocreciente a areniscas medias a conglomerádicas con estratificación cruzada en artesa (St). Los contactos son nítidos y erosivos. En este nivel se obtuvo la datación para la Unidad 3 de una datación de $12,18 \pm 0,4$ Ma.

Desde los 116 m hasta los 156,5 afloran niveles potentes de areniscas de hasta 5,5 m de espesor, con la misma granulometría, aunque con niveles tabulares mayormente macizos (Sm) y solo un estrato con estratificación cruzada en artesa difusa (St). Ocurre un cambio en la coloración, con tonalidades anaranjadas, rojizas y gris-azuladas. Los contactos entre capas son nítidos y erosivos. Clastos intraformacionales son comunes en la mitad inferior hasta los 133 m (Figura 6.3 E).

La parte superior de la sección se conforma de 5 m de potencia de una intercalación de capas tabulares, decimétricas a métricas, de arenisca maciza fina-media a gruesa, con limolitas pardas (Figuras 4.28 C, 6.4 A).

4.4 UNIDAD 4

Esta unidad agrupa a los estratos de areniscas, fangolitas y conglomerados que se disponen en la parte alta de las lomas, sobreyaciendo a la Unidad 3 mediante un contacto nítido. Se caracteriza por presentar afloramientos escarpados y más resistentes a la meteorización, que le dan una apariencia de cornisa. Son los afloramientos más destacados del área, resaltando en capas tabulares subhorizontales de colores azules y pardos. Esta unidad aflora en la mitad superior de las lomas presentes entre los ríos Oscuro y Simpson (Figura 4.25), y en la parte alta del valle, en la ribera norte de la laguna Ploma (Figura 4.35). El techo de esta unidad corresponde a la superficie de erosión actual (Figura 4.29). Es posible reconocer algunos deslizamientos posteriores en los márgenes de las laderas, con desplome de algunos bloques.

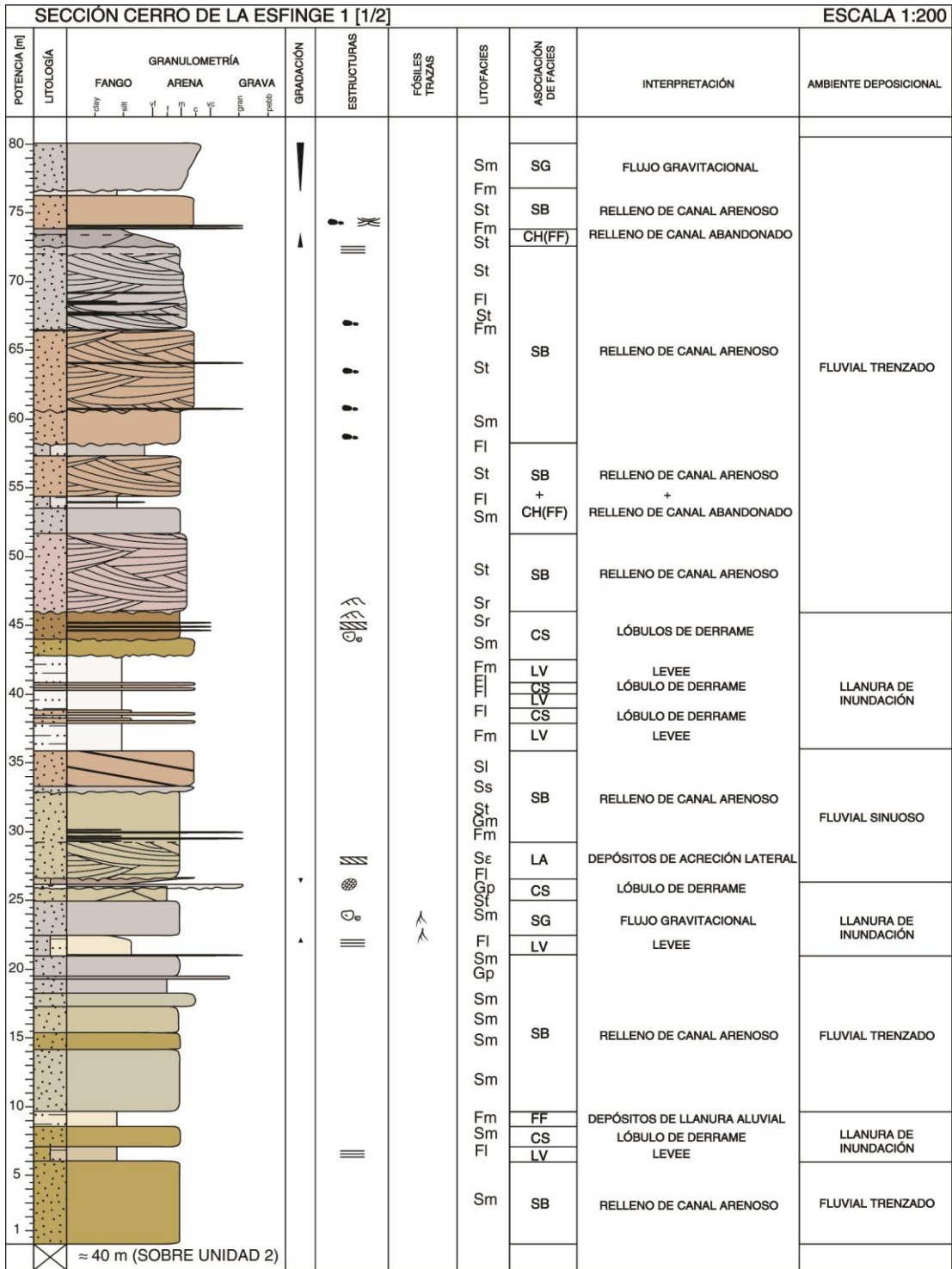


Figura 4.26. Sección estratigráfica Cerro de la Esfinge 1 – Mitad inferior [0 m -80 m]. Notar aparición de estructuras sedimentarias.

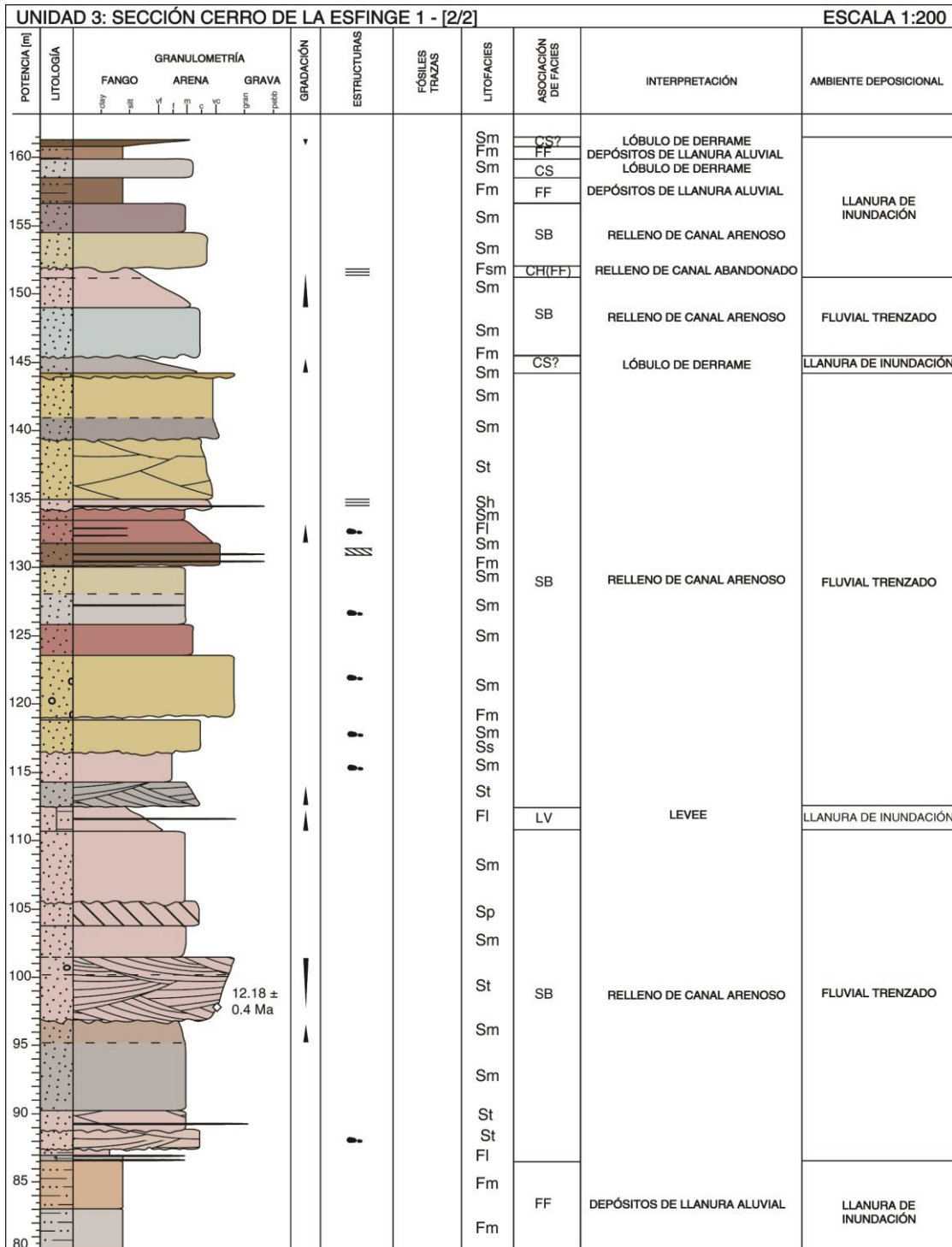


Figura 4.27. Sección estratigráfica Cerro de la Esfinge 1 – Mitad superior [80 m -161 m]. En el nivel de arenisca a los 100 m se obtuvo la datación de $12,18 \pm 0,4$ Ma para la Unidad 3.

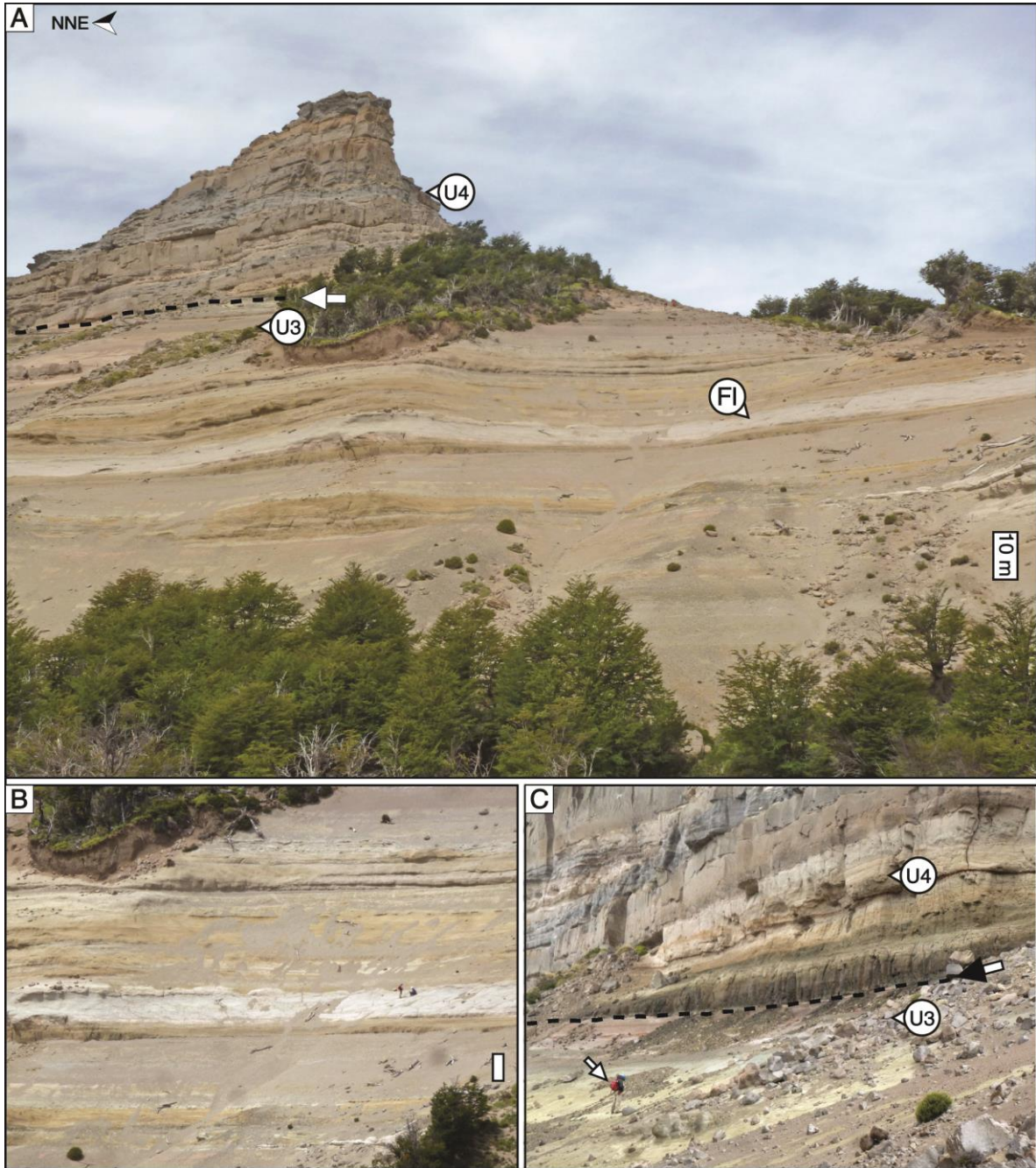


Figura 4.28. Afloramientos de la Unidad 3. A: Ladera occidental de Cerro de la Esfinge. B: Acercamiento a zona media de la Unidad 3, nivel destacado a los 40 m. Escala = 5 m. C: Contacto entre la Unidad 3 y Unidad 4. **U3**: Unidad 3; **U4**: Unidad 4. Flecha negra indica el contacto entre las unidades; la flecha blanca apunta a la persona como referencia de escala.



Figura 4.29. Vista panorámica de la Unidad 4. CE: cerro de la Esfinge; CA: cerro Azul; LP: laguna Ploma (hacia el sur, tras el cerro Azul).

4.4.1 SECCIÓN CERRO DE LA ESFINGE 2

i) Ubicación

Esta sección fue medida inmediatamente sobre la sección 4.3.3. Su base corresponde a las coordenadas (285994 E, 4899269 S) a 1020 m.s.n.m., mientras que el techo corresponde a la superficie de erosión actual y se ubica en las coordenadas (287293 E, 4898918 S) a 1130 m.s.n.m. Esta sección se posa en contacto nítido sobre la Unidad 3 (Figuras 4.25, 4.28 A-C).

ii) Descripción

Corresponde a una sucesión de 137 m de potencia, compuesta mayoritariamente de areniscas, con menor proporción de fangolitas y conglomerados, que se apoya sobre los estratos superiores de la Unidad 3 observados en esta misma localidad. Las litologías tienen colores grises, azules y rosados y una mayor composición tobácea con respecto a la Unidad 3. Los estratos son de forma tabular con contactos nítidos y

erosivos (Figura 4.30, 4.32). La columna estratigráfica ha sido dividida para facilitar su representación gráfica (Figuras 4.30, 4.32).

En la parte inferior afloran 18 m de areniscas de grano fino a grueso, de colores verdosos, pardos y grises (Figura 4.26-A). Estas comprenden, mayoritariamente, capas macizas (Sm) y, en menor grado, con estratificación cruzada en artesa y tabular (St, Sp). Los contactos son nítidos y erosivos. Pequeños lentes y capas decimétricas de fangolita se ubican entre los estratos de arenisca. En el nivel arenoso expuesto a los 9 m, se obtuvo una datación de $12,3 \pm 0,16$ Ma.

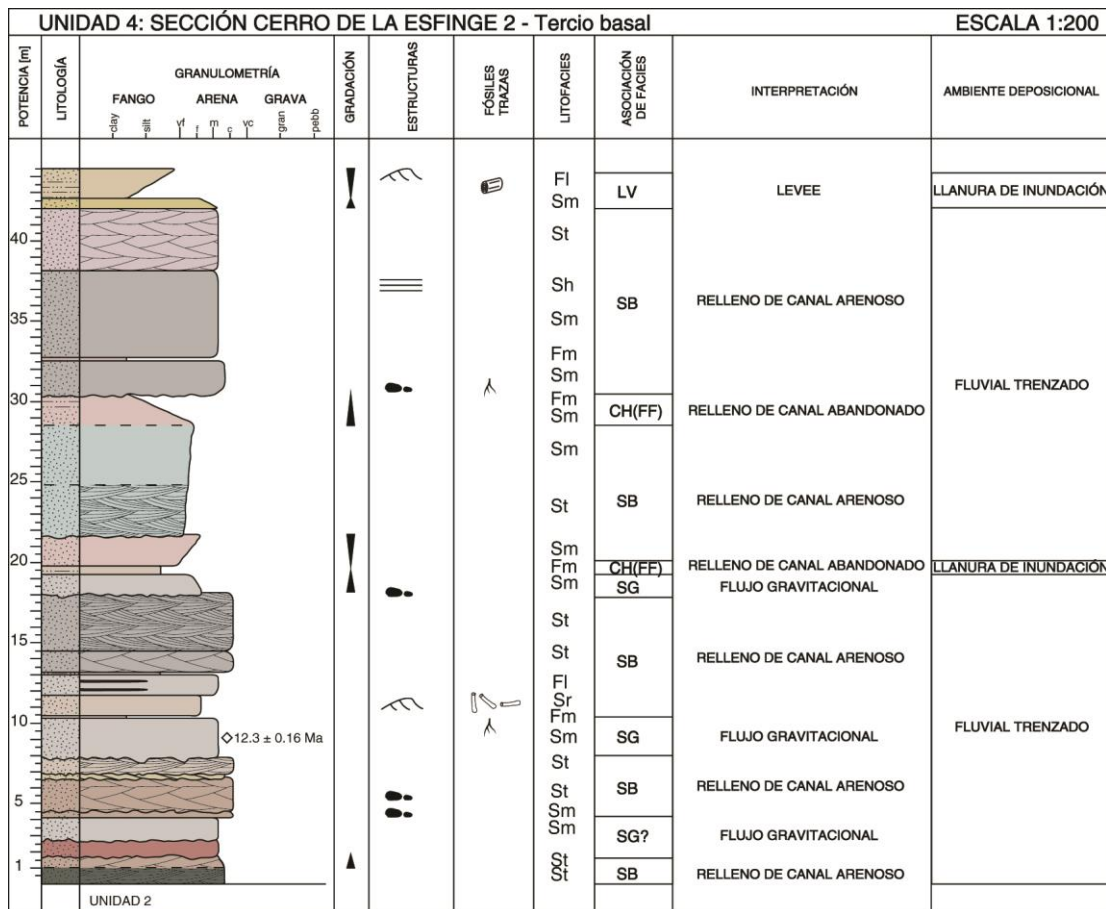


Figura 4.30. Sección Cerro de la Esfinge 2 [1/2] [0 m – 44.5 m]. Datación de $12,3 \pm 0,16$ Ma a los 9 m. Presencia de madera silicificada a los 43 m.

Entre los 18 m y 30,4 m, se exponen areniscas de grano muy fino a fino, macizas (Sm) y con estratificación cruzada en artesa (Sp), de colores rosados y celestes. Se intercala una capa decimétrica de fangolita maciza parda (Fm) a los 19 m. Este tramo termina con un nivel arenoso con gradación normal a fangolita.

Sobreyacen 12,2 m (entre los 30,4 m – 42,6 m) de capas potentes de arenisca media-gruesa, de colores gris y rosado. Estas se presentan macizas (Sm), con estratificación cruzada en artesa difusa (St) y laminación horizontal (Sh). Los contactos son erosivos y nítidos. Sobre las areniscas se superpone un nivel de fangolita de 1,8 m de potencia, granocreciente a arenisca muy fina (42,6 m – 44,4 m). Este nivel fangoso presenta ondulitas (FI) y madera silicificada (Figura 6.5 G).

Desde los 44,4 m a los 58,6 m se expone un nivel potente de areniscas de grano fino-medio, azules, con estratificación cruzada en artesa (Sp), laminación ondulítica (Sr) y lentes gravosos residuales. La estratificación se encuentra perturbada dando un aspecto de *slump*. Sobre este nivel, se apoya un nivel de areniscas medias, macizas (Sm), en contacto erosivo.

Entre los 58,6 m y 60,9 m se expone una intercalación de fangolitas rosadas y areniscas de grano medio, grises y estratificación fina (FI). Las sobreyacen 0,5 m de arenisca muy fina, maciza, de color gris pálido (Sm).

Más arriba estratigráficamente, entre los 60,9 m y 111 m, se observa una sucesión dominada por cuerpos métricos de areniscas finas a gruesas, con estratificación cruzada en artesa (St) y macizas (Sm), de colores azules y grises. Se intercalan entre estos, capas decimétricas de

fangolitas gris-rosado, macizas (Fm) e interlaminadas con arenisca (FI). Algunos niveles de arenisca contienen clastos intraformacionales, lentes de fangolita, depósitos residuales gravosos y rizolitos. Los contactos entre estas capas son nítidos y erosivos, con algunos niveles ondulados.

Entre los 111 m y los 120,3 m, afloran capas menos potentes de areniscas finas a medias, con laminación ondulítica (Sr), estratificación cruzada en artesa (St) y macizas (Sm), estas últimas con rizolitos. Se intercalan depósitos menores de fangolita maciza (Fm) y laminada con areniscas finas (FI). Los contactos son, en su mayoría, erosivos. A los 118 m se encontraron restos fósiles de un ejemplar de *Interatherinae* indet. (Figuras 4.31, 4.33 B).

De manera suprayacente, entre los 120,3 m y 129,4 m aflora una sucesión de areniscas conglomerádicas, con laminación cruzada en artesa (St). Estas se interdigitan con niveles lenticulares de conglomerado arenoso con estratificación cruzada en artesa (Gt). Intercalaciones de fangolitas con laminación ondulítica (FI), horizontal y macizas (Fm), de potencia decimétrica, aparecen entre las capas más gruesas, separadas por contactos erosivos y nítidos sinuosos (Figura 4.33-C). Rizolitos son comunes en fangolitas y en algunas capas de arenisca.

A los 130 m se observa un nivel con acumulación de pómez milimétrica a centimétrica, formando un conglomerado clastosoportado tobáceo, de color blanco, con laminación horizontal (Gh).

Desde los 130,5 a los 134 m, se exponen areniscas muy finas y finas con laminación ondulítica (Sr), y laminación horizontal difusa (Sh), de colores grises. Esta sucesión se ve interrumpida a los 131,5 m por un

horizonte de acumulación de pómez de tamaño gránulo-guijarro (Gh), de potencia decimétrica.

La parte superior de la sección comprende un nivel de 3 m de espesor, compuesto por conglomerados polimícticos, clasto sostenidos, de tamaño gránulo a guijarro, con estratificación horizontal (Gh) y posible estratificación cruzada en artesa achatada (Gp). La matriz se compone de arenisca de grano fino-medio de color gris. Los conglomerados se apoyan en contacto erosivo sobre el nivel anterior, siendo su techo la superficie de erosión actual (Figura 6.1 E-F). Clastos dispersos polimícticos, angulosos a subredondeados, que alcanzan hasta 1 m de diámetro, cubren irregularmente el techo.

4.4.2 SECCIÓN LAGUNA PLOMA

i) Ubicación

Esta sección fue medida en la parte superior del valle del río Oscuro, en la ribera norte de la laguna Ploma (Figuras 4.1, 4.35). En este sector, los estratos se encuentran verticales, recuperando su posición subhorizontal hacia el noreste (Figuras 4.35, 4.41). Su base aflora en las coordenadas (286124 E, 4896185 S) a 1223 m.s.n.m., y su techo en (286605 E, 4896521 S) a 1334 m.s.n.m. Esta sección correspondería a los estratos suprayacentes a la Sección Cerro de la Esfinge 2. Se estima un tramo no medido de aproximadamente 60 m entre ambas secciones, ya que fueron levantadas en diferentes localidades.



Figura 4.31. Restos del mamífero notoungulado hallado en la parte superior de la Sección Cerro de la Esfinge 2 y asignado al género *Protypotherium* sp., de la familia Interatheridae, (restos determinados por E. Bostelmann, observación personal, 2014). A: Cráneo (vista dorsal); B: Cráneo (vista palatal); C: Axis (2° vértebra cervical). D: Fragmento de ulna? E: Tibia (vista lateral). Determinación de los huesos y fotografía propiedad de Karina Buldrini.

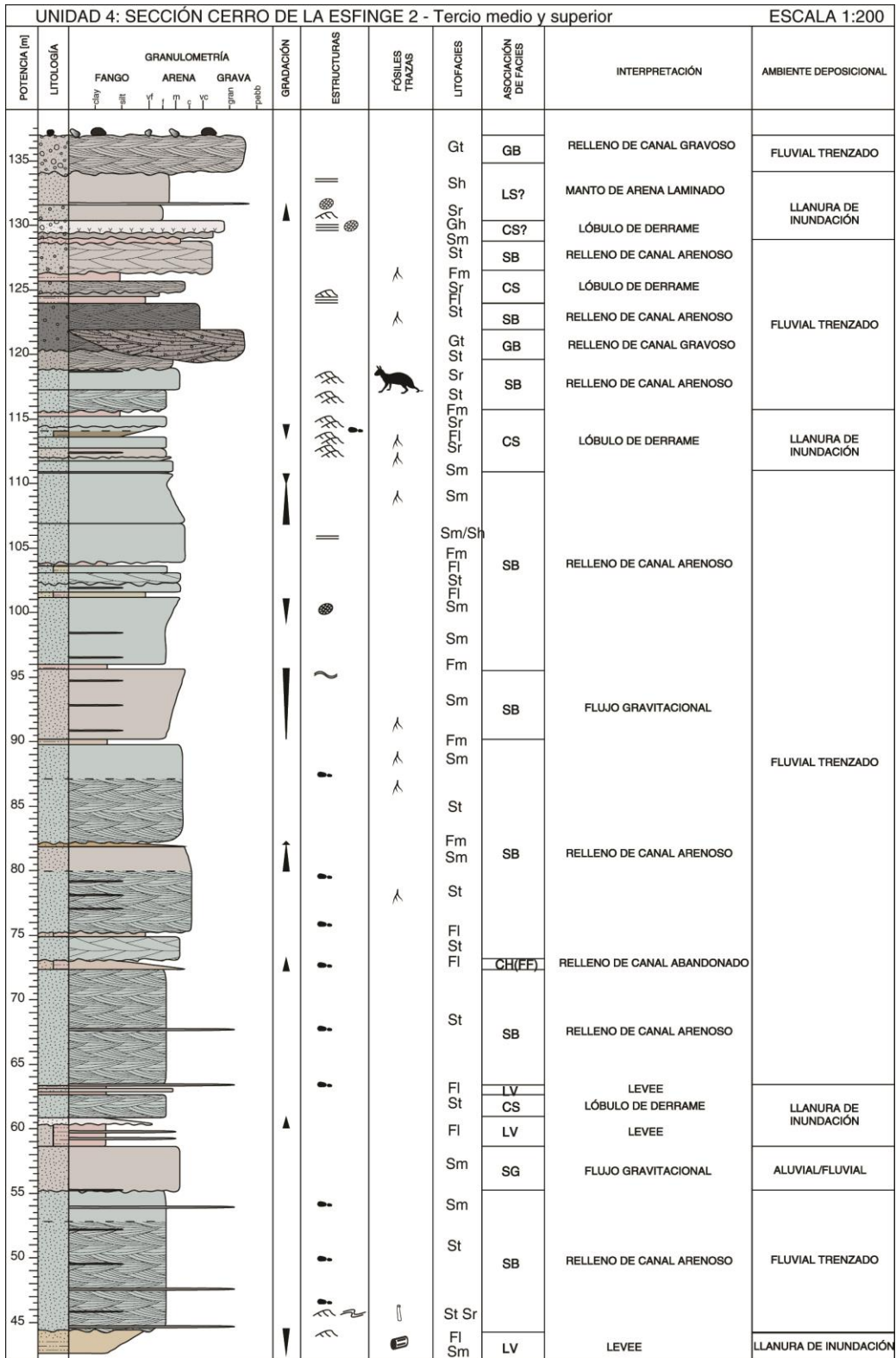


Figura 4.32. Sección Cerro de la Esfinge 2 [1/2] [44,5 m -137 m].

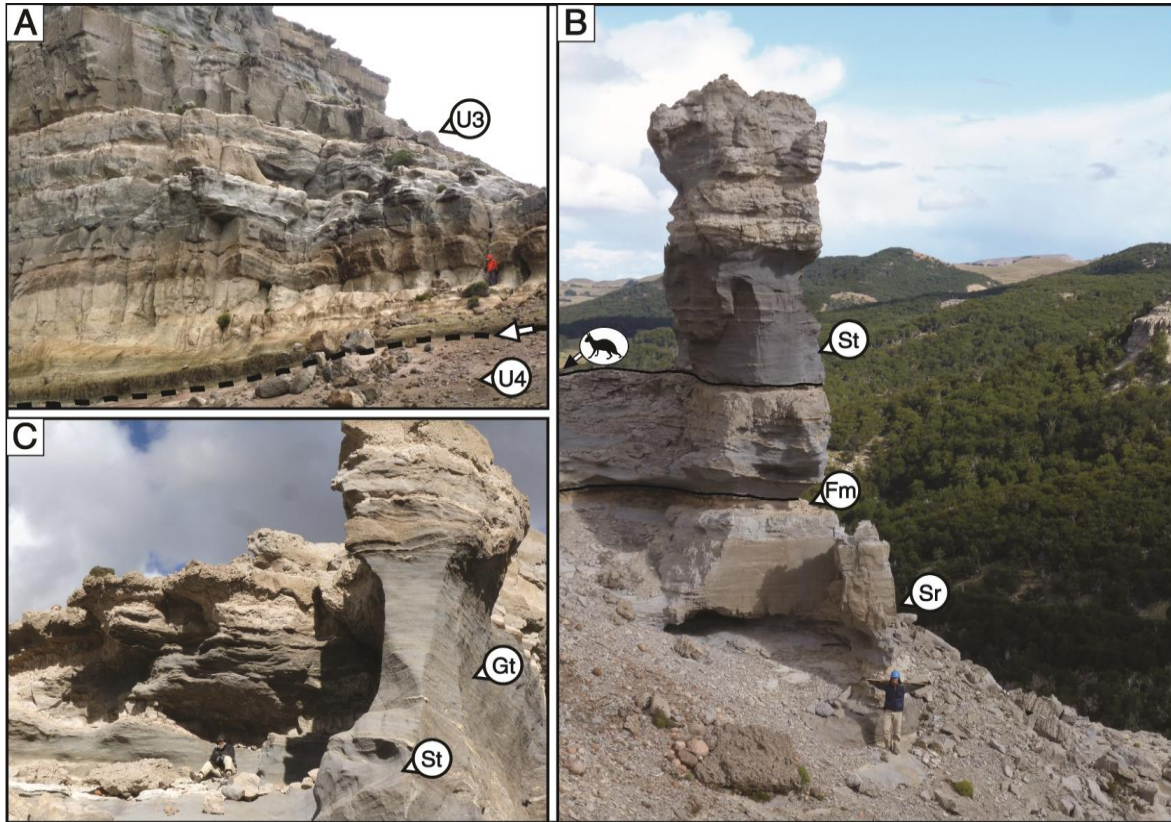


Figura 4.33. Afloramientos de la Sección Cerro de la Esfinge 2. A: Sección basal, inmediatamente sobre el contacto con la Sección Cerro de la Esfinge 1. B: Afloramiento cercano al techo de la sección, notar contraste litológico. C: Nivel azul potente con restos de *Interatheridae* indet., cercano al techo de la sección, continuación a la derecha de B.

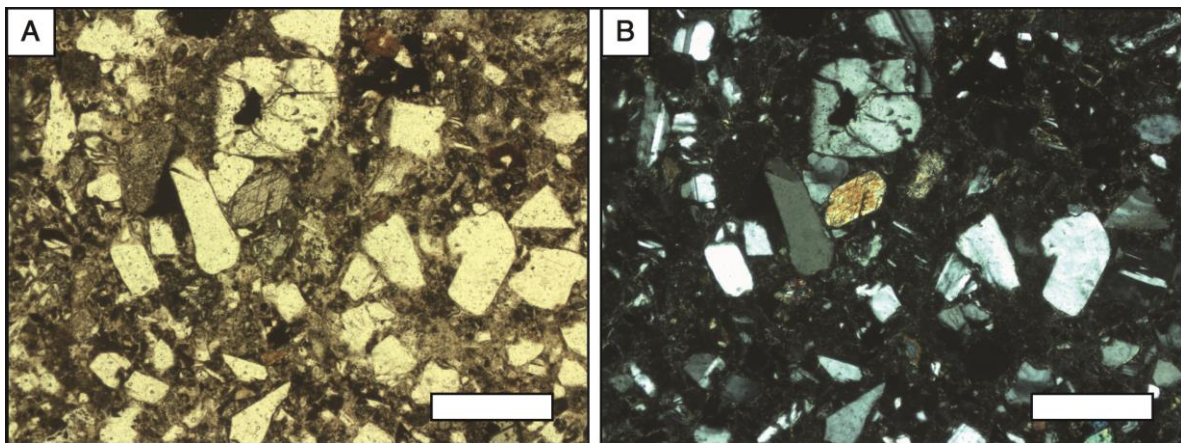


Figura 4.34. Microfotografía del nivel donde se encontró el ejemplar de *Interatheridae* indet. Arcosa lítica, con matriz vítrea, tobácea. Notar aumento en el material epiclástico en comparación con las unidades anteriores.

ii) Descripción

Esta sección corresponde a la parte superior de la Unidad 4, presentando en su techo el contacto con depósitos cuaternarios de la superficie de erosión actual. Se compone de una sucesión de 427 m de potencia, formada por areniscas, fangolitas y conglomerados, de colores azules y pardos y una marcada composición piroclástica. Las capas son tabulares y presentan contactos erosivos y nítidos entre ellas (Figuras 4.35, 4.41). Debido a la gran potencia de esta sección (427 m), se separó en secciones pequeñas, tratando de seguir las asociaciones de facies para facilitar su representación (Figuras 4.36 a 4.41). De acuerdo a las litologías predominantes, es posible reconocer tres partes en esta sección: inferior, media y superior.

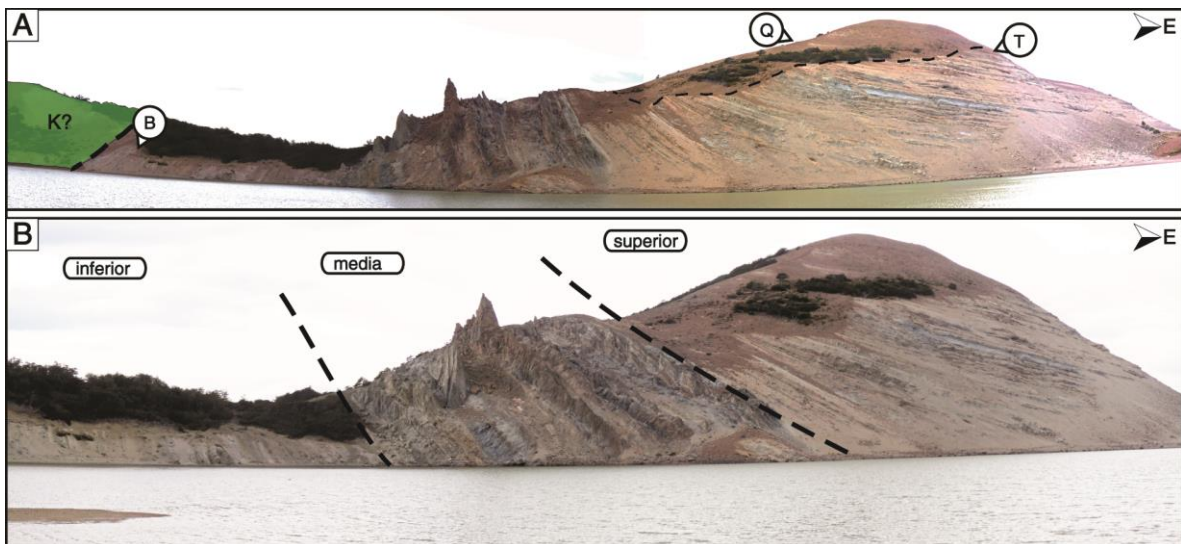


Figura 4.35. Vista panorámica del sector de laguna Ploma, hacia el norte. A: Vista general con interpretación del contacto tectónico entre el Grupo Divisadero (Cretácico Inferior) y la Unidad 4. B: Acercamiento de A, notar estratificación vertical en la zona media de la imagen y las diferentes partes de la Unidad 4. En imagen, **B**: Base de la sección; **T**: techo de la sección; **Q**: cobertura cuaternaria.

- **Parte inferior**

Corresponde a la zona más basal de la sección, caracterizada por una zona de 66,5 m de espesor, compuesta de estratos de hasta 6 m de potencia de areniscas y fangolitas, en proporciones similares (Figura 4.35 B). Entre estos estratos se exponen intercalaciones métricas con capas decimétricas de estas mismas litologías.

En su parte más baja se compone de 18 m de una intercalación de areniscas, de grano medio a muy grueso, y fangolitas pardas (Figura 4.36). Estas se presentan macizas (Sm, Fm), con estratificación cruzada en artesa (St), y en capas laminadas de areniscas-fangolitas con contactos sinuosos (FI). Niveles discretos de arenisca presentan estratificación horizontal difusa (Sh), mientras que en las zonas de intercalación arenisca-fangolita, algunos niveles arenosos presentan estratificación cruzada en artesa (St). Clastos intraformacionales son comunes en las areniscas. La bioturbación es poco frecuente, con niveles singulares con presencia de algunas trazas tubulares difusas.

Entre los 18 y 32 m, el afloramiento está parcialmente cubierto, pero es posible identificar una intercalación de capas de areniscas y fangolitas, sin discernir completamente sus contactos, debido a la cobertura (Figura 4.36).

Desde los 32 m hasta los 55 m, se repite una sucesión de areniscas y fangolitas similares al primer tramo, con capas arenosas de hasta 6 m de potencia con estratificación cruzada (St) y también macizas (Sm). Entre las capas de arena más potentes, se exponen intercalaciones de arenisca-fangolita (FI) en capas métricas, y capas de fangolita maciza

(Sm) (Figura 4.36). Las trazas fósiles son más comunes entre los 40 y 50 m. A los 42 m se observó un nivel bioturbado, con presencia de trazas tubulares con *spreiten*.

Entre los 55 m y los 66,5 m sobreyacen depósitos finos compuestos de fangolitas macizas pardas (Fm), intercalaciones fangolita-arenisca (FI) y capas decimétricas de arenisca de grano medio-grueso (Figura 4.36).

- **Parte media**

La parte media de la sección tiene una potencia de 250,8 m y se caracteriza por la exposición de capas de arenisca muy potentes (hasta 12 m), acompañado de un aumento en su granulometría (Figura 4.35 B). En esta parte, las areniscas representan un porcentaje mayor de las litologías con respecto a las fangolitas.

Desde los 66,5 m hasta los 152 m, aflora una intercalación de capas de arenisca de grano fino-medio a conglomerádica, de potencia métrica, con estratos de fangolita de potencia decimétrica a métrica (Figura 4.37). Los estratos arenosos presentan un arreglo macizo (Sm), estratificación cruzada en artesa (St) o laminación ondulítica (Sr). Las fangolitas son macizas (Fm) o con intercalaciones arenosas (FI). Entre este arreglo se intercalan potentes estratos con espesores entre 6 y 9 m, formados por arenisca maciza (Sm) y con estratificación cruzada en artesa (St), con numerosos depósitos residuales tobáceos. Estos afloran a los 94 m, 123 m y 131,5 m. Es común observar bioturbación desde los 100 m, con presencia de trazas tubulares de 1 cm de diámetro y otras no determinadas, aunque posiblemente estén relacionadas con la presencia de rizolitos.

Entre los 152 m y los 226,5 m, domina una sucesión de areniscas de grano fino-medio a conglomerádica, de colores azules y pardos, en capas tabulares potentes de grosor métrico (Figura 4.38). Estas se observan macizas (Sm), con estratificación cruzada en artesa (St) y planar (Sp) o con laminación ondulítica (Sr). Tendencias granocrecientes son comunes en algunos niveles. Las capas de arenisca son interrumpidas por depósitos de fangolitas macizas (Sm) o fangolitas intercaladas con arenisca muy fina (FI). Algunos niveles de arenisca presentan depósitos residuales tobáceos, lenticulares, de hasta 0,3 m de espesor. La bioturbación disminuye en este tramo, con perturbaciones difusas en las areniscas y presencia de rizolitos en algunos estratos de fangolita.

El tramo suprayacente tiene una potencia de 39 m (226,5 m a 265,5 m) y presenta una mayor proporción de depósitos finos, típicamente, fangolitas macizas (Fm) y laminadas con arenisca muy fina a media (FI). Estas se intercalan con capas arenosas macizas (Sm), con laminación ondulítica (Sr) o estratificación cruzada en artesa (St), de hasta 2 m de potencia (Figura 4.39). La presencia de rizolitos es muy común en los estratos de litología más fina.

Desde la parte superior del tramo anterior (265,5 m) hasta los 317,3 m, se mantiene un arreglo estratal similar, aunque interrumpido por capas potentes (de hasta un poco más 12 m) de areniscas macizas (Sm) o con estratificación cruzada en artesa (St) (Figura 4.39). Entre estas capas arenosas potentes, afloran intercalaciones de fangolita y areniscas de grano medio con contactos ondulados y algunas capas de arenisca con ondulitas. Bioturbación es más escasa y solo se observan pequeños rizolitos a los 300 m. Desde este punto, el color de exposición de las rocas comienza a tomar tonos más anaranjados.

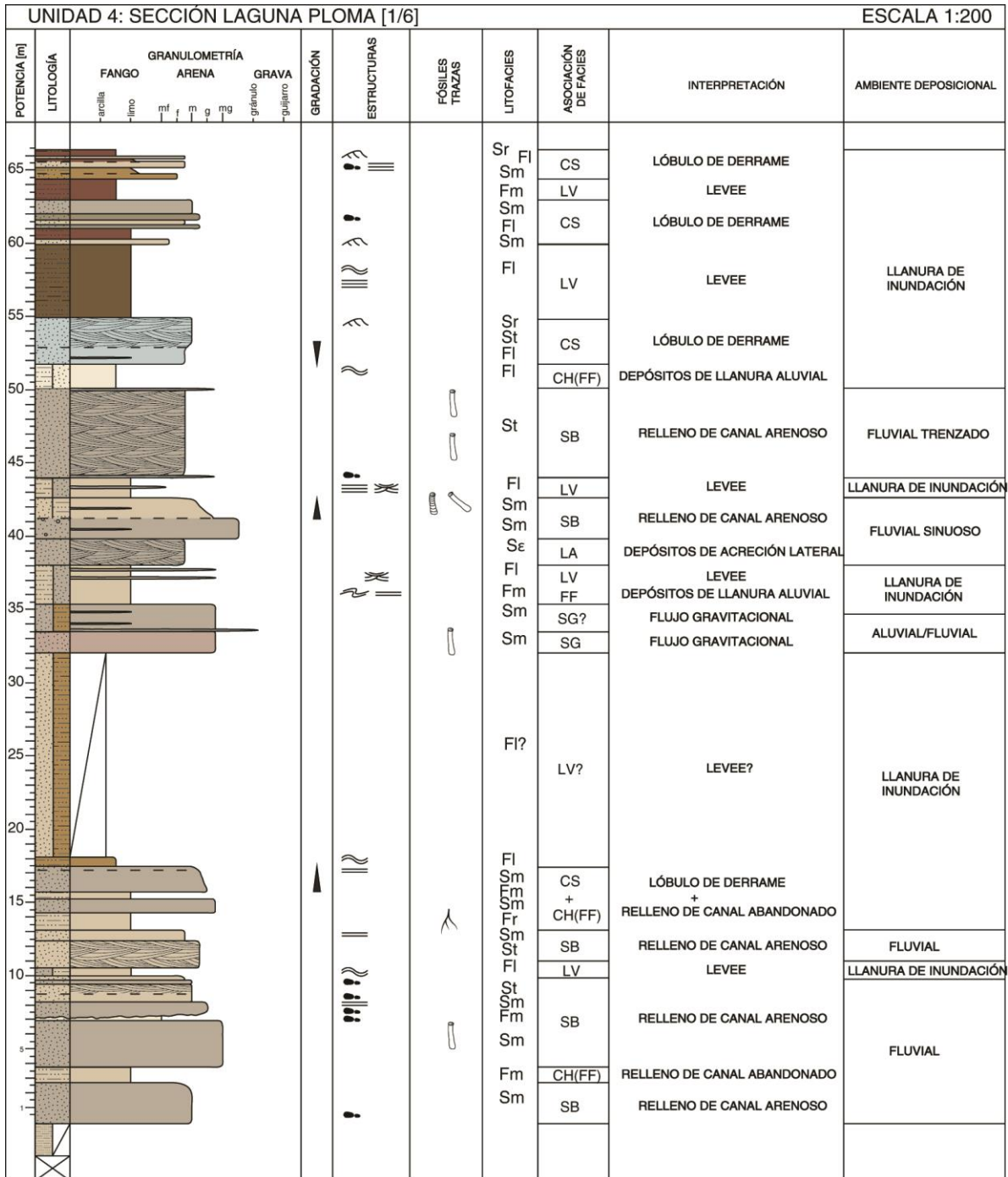


Figura 4.36. Sección Laguna Ploma [1/6] [0 m – 66.5 m].

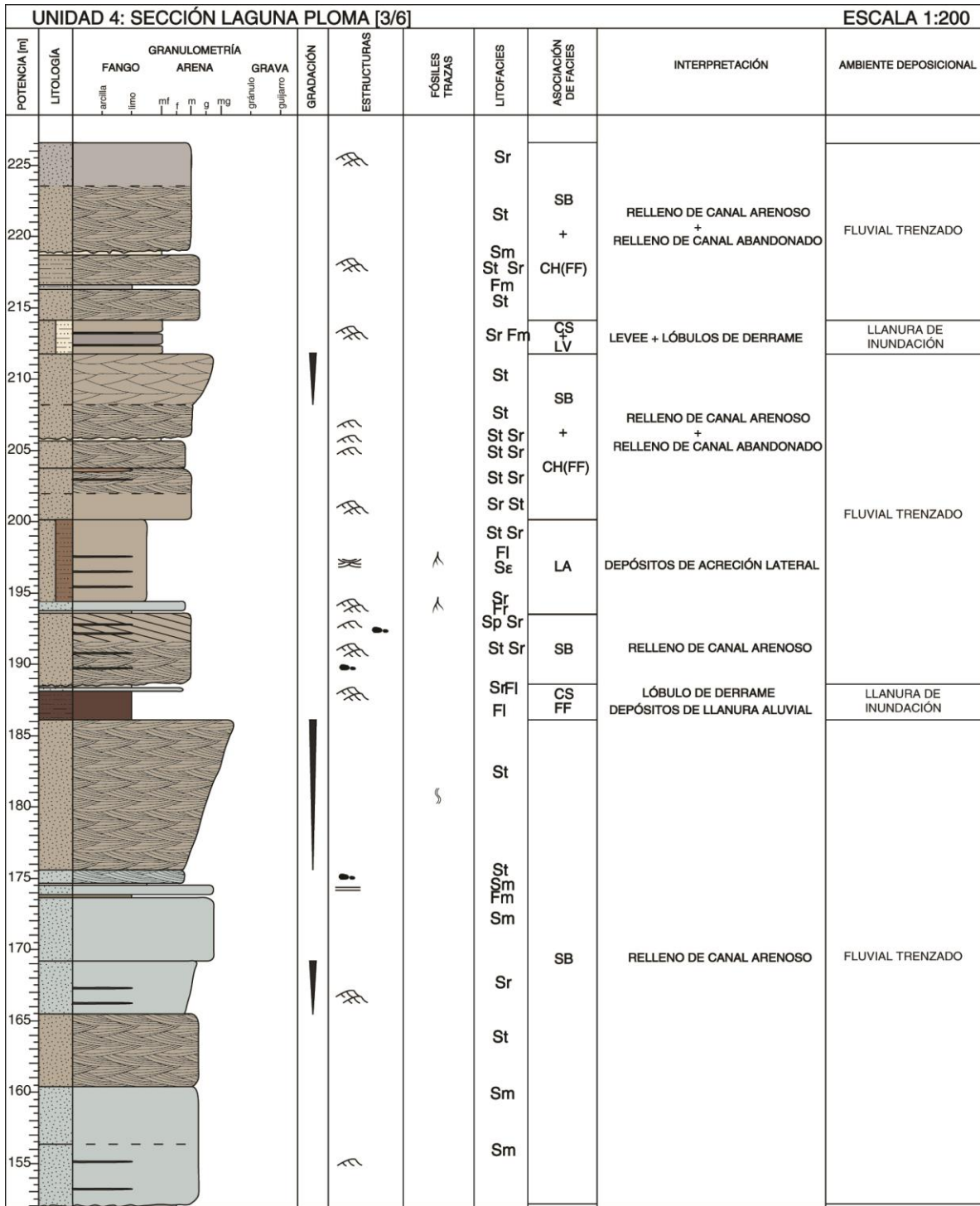


Figura 4.38. Sección Laguna Ploma [3/6] [152 m – 226 m].

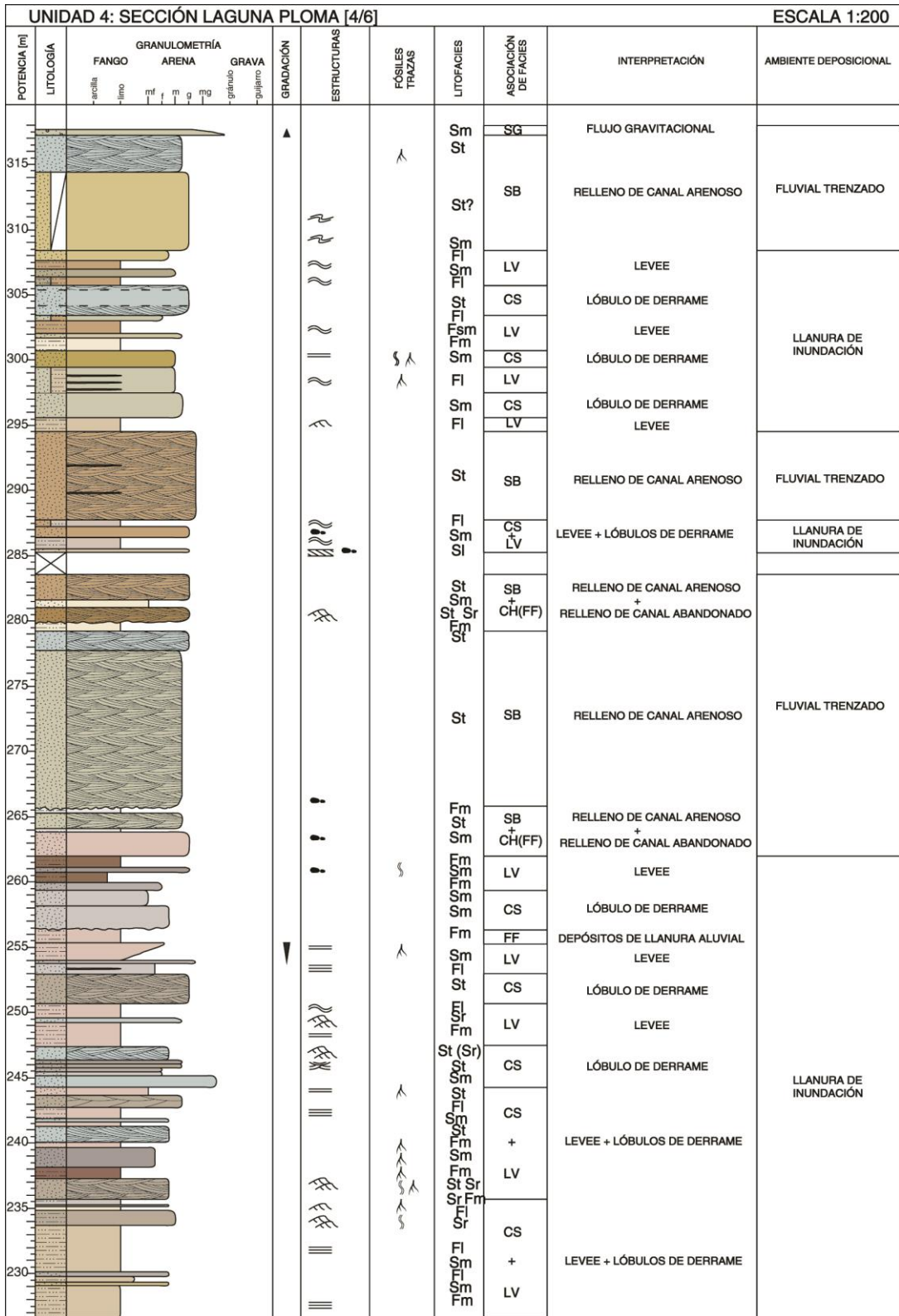


Figura 4.39. Sección Laguna Ploma [4/6] [226 m – 317 m].

- **Parte superior**

Esta parte de la sección comprende 109,7 m de espesor y se caracteriza por numerosas intercalaciones de areniscas de grano fino a medio con fangolitas (Figura 4.35 B). La estratificación es regular, con capas equipotentes. El color de los estratos cambia y toma tonalidades de anaranjado débil y pardo. En estos niveles se presentan horizontes de paleosuelo con un desarrollo débil a moderado.

Hacia el techo de la sección, por sobre los 317,3 m (Figura 4.41 A), se expone una sucesión de estratos relativamente equipotentes y de poco espesor (menor a 3 m), compuesta de areniscas muy finas a conglomerádicas, macizas (Sm), con estratificación cruzada en artesa (St) y con laminación horizontal (Sh) y ondulítica (Sr) (Figura 6.7 A). Entre estas capas arenosas se intercalan estratos de fangolitas y limolitas macizas (Fm) y laminada con arenisca muy fina a media (Fl) (Figura 6.7 C). Los contactos entre estas litologías son nítidos y ondulosos, con presencia de lentes gravosos residuales en la base de algunos niveles arenosos. El color de estos estratos es gris, rosado y pardo. La mayoría de estos estratos presenta algún grado de bioturbación, evidenciada principalmente en la existencia de abundantes rizolitos. Algunos niveles arenosos presentan un desarrollo de paleosuelos de grado débil a moderado, mientras que algunas capas de fangolita presentan motas de oxidación (Figuras 4.40, 4.41, Figuras 6.7 B-E-G).

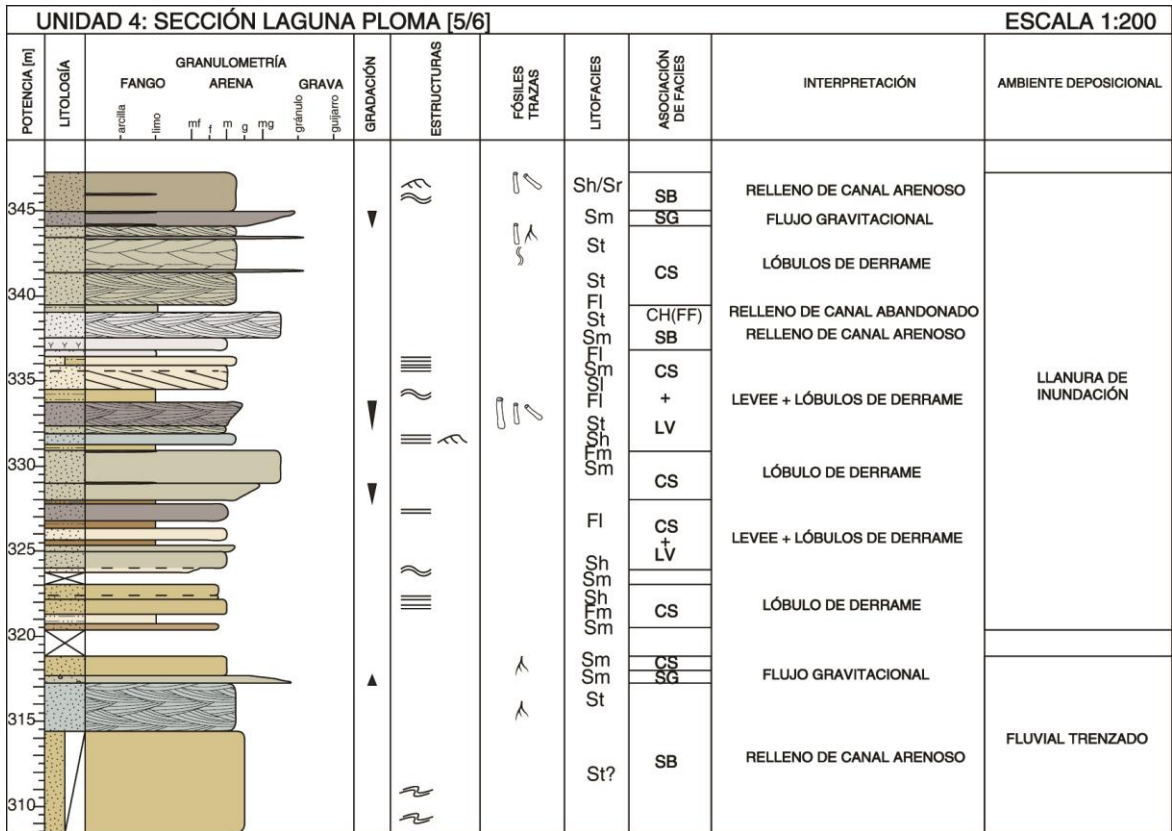


Figura 4.40. Sección Laguna Ploma [5/6] [308 m – 347 m].

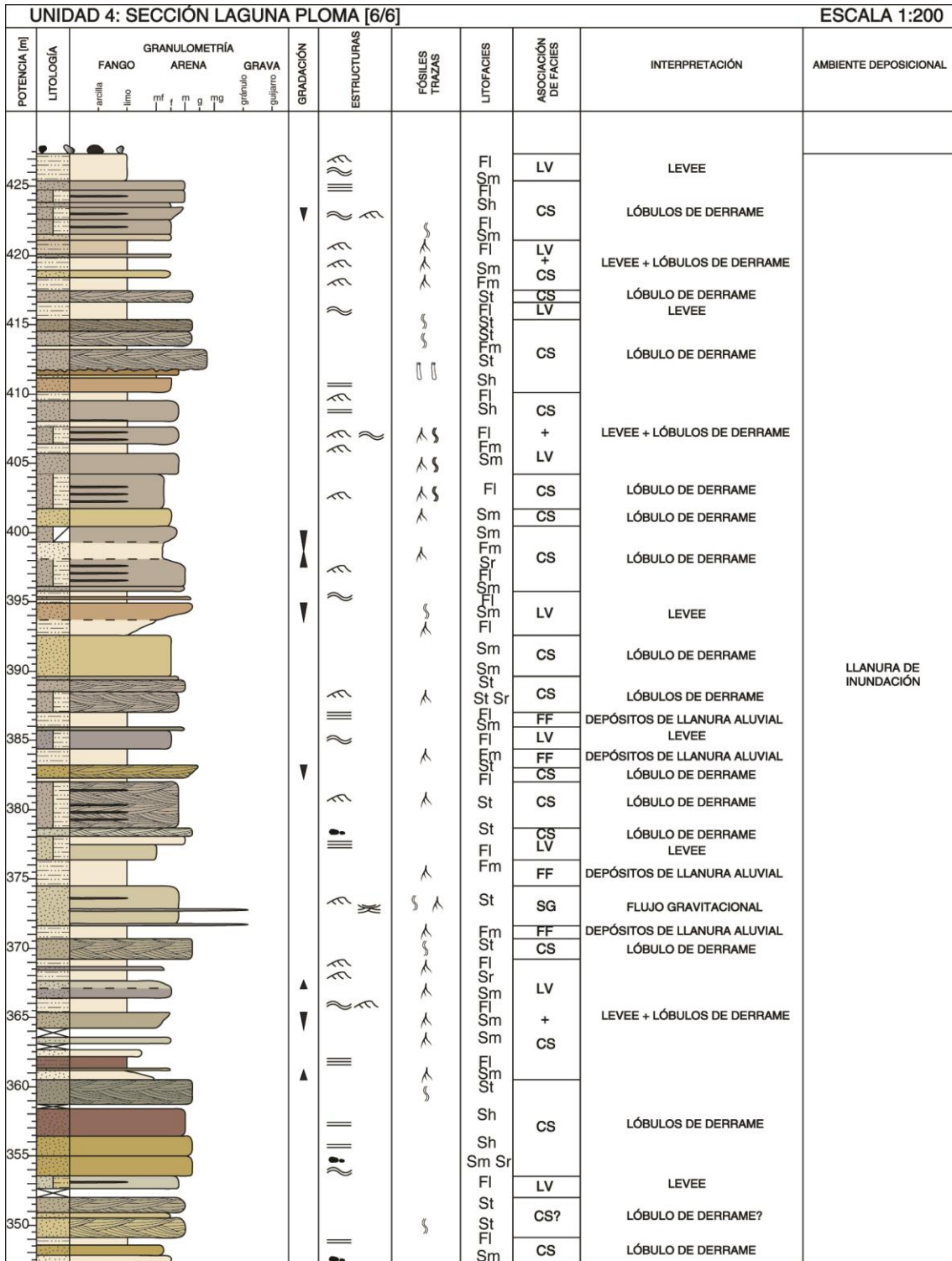


Figura 4.41. Sección Laguna Ploma [6/6] [347 m – 427 m]

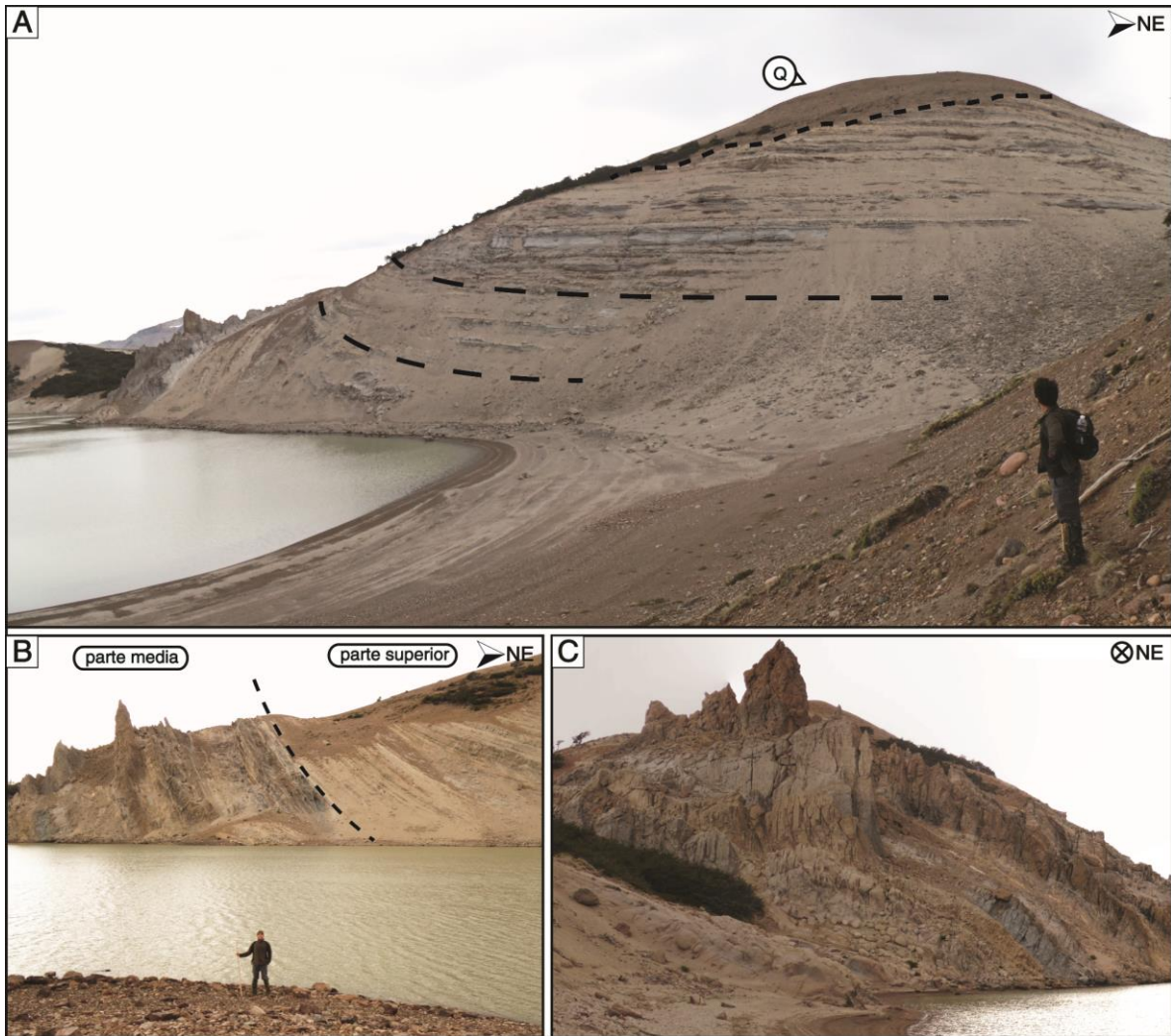


Figura 4.42. Detalle de los afloramientos de Laguna Ploma. A: Sector oriental, notar horizontalización hacia el E. B: Sector medio, notar contraste en la exposición de los estratos. C: Detalle del sector con mayor inclinación en B.

5. DATACIONES

Anterior a este trabajo se desconocía la edad absoluta de las unidades que conforman la Formación Oscuro y solo se tenía una idea relativa de su génesis, de acuerdo a comparación con las formaciones consideradas correlativas (e.g. Formación Río Frías, Formación Río Mayo). Estas últimas han sido datadas mediante métodos radiométricos o acotadas mediante su contenido fósil, asignando por correlación, sobre esa base, a la Formación Oscuro en el Mioceno temprano? – Mioceno medio? (De la Cruz *et al.*, 2003; Quiroz & Bruce, 2010)

Del total de 10 muestras de arenisca fina-media a gruesa seleccionadas para datación, fueron datadas tres muestras que contenían la cantidad mínima de cristales de circón para una estimación estadística fiable (Fernando Barra, comunicación personal, 2014). Los circones detríticos separados fueron datados mediante el método LA-ICP-MS para estimar su edad U/Pb (Unidades 1, 3 y 4). En el caso de la Unidad 2, el número de cristales de circón de la muestra era demasiado bajo y no fue datada. Los resultados de estos valores y su interpretación para las unidades del capítulo anterior, se presentan a continuación:

5.1 Unidad 1

Para la Unidad 1 se analizó una única muestra de roca, extraída desde un estrato de arenisca limosa, tobácea, de esqueleto tamaño arena fina-media, ubicada a los 3,5 m desde la parte inferior de la Sección Río Oscuro 1 (Figura 4.4), en las coordenadas UTM (288485 E, 4904366 S) a los 691 m.s.n.m.

En esta muestra se realizaron 77 análisis, 8 de los cuales corresponden a cristales de circones con 2 ablaciones en diferentes partes del mismo cristal (Tabla A-1).

5.1.1 Interpretación

Los análisis realizados en los cristales de circones de la Unidad 1 indican una fuente predominante de edad eocena temprana, con valores entre 56 y 47 Ma ($n = 64$) (Figura 5.1 B). Esto le asigna una edad más probable de $48,88 \pm 0,24$ Ma ($n = 36$) (Figura 5.1 A) y, de acuerdo a la población de cristales más joven, una edad deposicional máxima de $46,76 \pm 0,63$ Ma ($n = 6$), ubicándola en el Ypresiense – Lutetiense. La ausencia de material lítico ígneo retrabajado en muestras de mano y petrográficas (Figura 4.6), en conjunto con su composición exclusivamente tobácea, indican una fuente piroclástica primaria, probablemente asociada a la actividad volcánica que dio origen a los cuerpos de basaltos de *plateau* durante el Eoceno temprano (Basaltos de Balmaceda?).

La siguiente población de cristales es del Cretácico Tardío, con edades que fluctúan entre los 92 y 73 Ma ($n = 4$) y una población de cristales del Cretácico Temprano, con edades comprendidas entre los 139 y 101 Ma ($n = 7$) (Figura 5.1 B). Estos cristales tendrían su origen en las rocas provenientes del Batolito Patagónico y del Grupo Divisadero, respectivamente.

Solo se obtuvieron 2 muestras con una edad paleozoica. Estas provendrían de las rocas que forman parte de los complejos metamórficos (Figura 5.1 B).

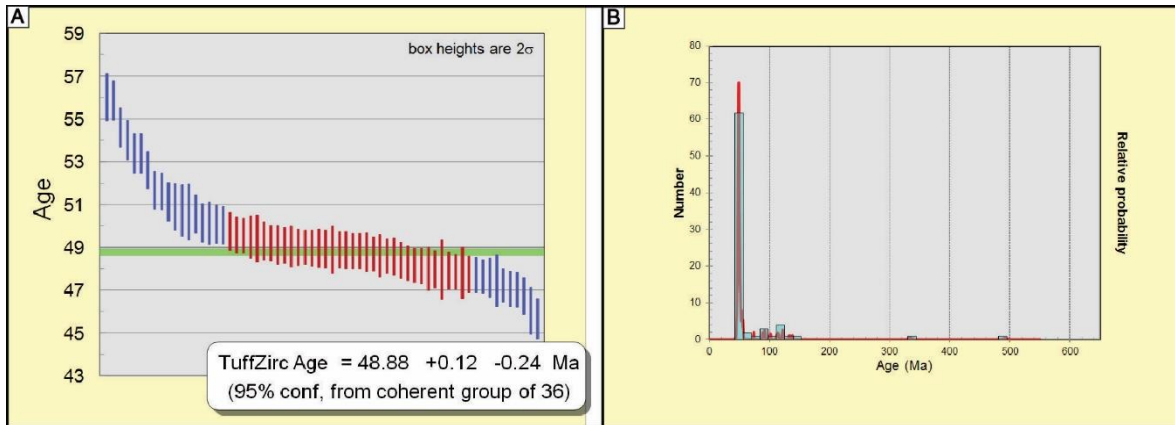


Figura 5.1. A: Histograma que representa la edad estimada para la Unidad 1 (línea verde). B: Histograma con el número de cristales versus edad para la Unidad 1.

5.2 Unidad 3

La Unidad 3 fue datada mediante una única muestra, extraída desde un nivel de arenisca de grano medio a grueso, mal seleccionada. Esta se extrajo a los 99 m desde la parte inferior de la Sección Cerro de la Esfinge 1 (Figura 4.27), en las coordenadas UTM (286526 E, 4899161 S) a los 976 m.s.n.m.

La muestra estudiada comprende 29 análisis, presentando 2 cristales de circón donde se realizó dos ablaciones en el mismo grano (Tabla A-2).

5.2.1 Interpretación

Esta unidad presenta una fuente mayoritaria de edad miocena temprana – media, con edades comprendidas entre los 17 y los 11 Ma (n = 23) (Figura 5.2 B). La edad más probable para esta unidad es de 12,18 ± 0,4 Ma (n = 10) (Figura 5.2 A), mientras que la población más joven

indica una edad deposicional máxima de $11,4 \pm 4,6$ Ma ($n = 2$). De acuerdo a la litología, la fuente de esta unidad tendría en el retrabajo de rocas volcánicas y, en menor proporción, piroclásticas, formadas durante el Mioceno temprano-medio.

El resto de los resultados recaen en el Mesozoico, con edades comprendidas entre los 120 y los 84 Ma ($n= 6$) (Figura 5.2 B), asociadas a fuentes derivadas de la actividad del arco durante este periodo (Batolito Patagónico, Grupo Divisadero).

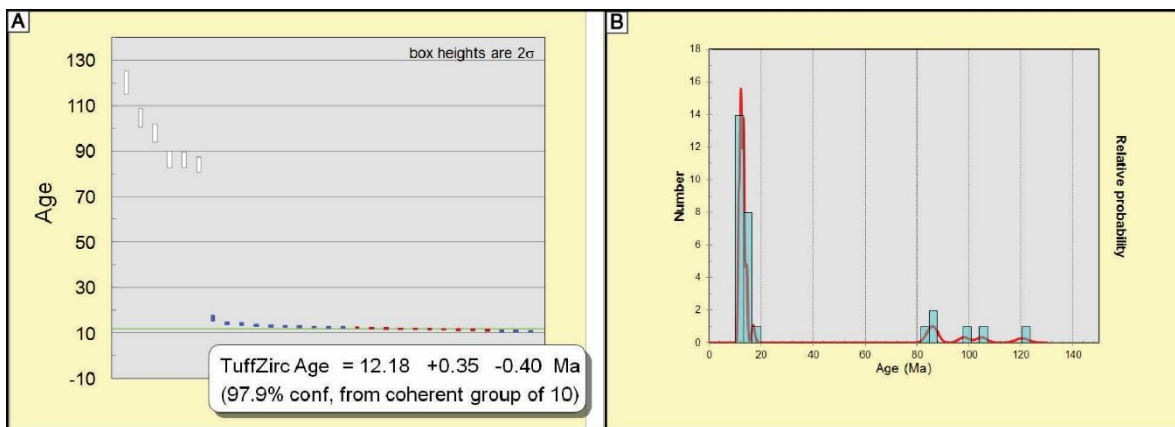


Figura 5.2. A: Histograma que representa la edad estimada para la Unidad 3 (línea verde). B: Histograma con el número de cristales de circón versus edad para la Unidad 3.

5.3 Unidad 4

Para la Unidad 4 también se dató solo una muestra, recolectada en un nivel de arenisca de grano medio a muy grueso, mal seleccionada. Esta se extrajo desde la parte inferior de la Unidad 4, a los 9 m sobre el contacto con la Unidad 3, en las coordenadas UTM (286635 E, 4899198 S) a los 1029 m.s.n.m.

En esta muestra se realizaron 58 análisis, 7 de los cuales corresponden a cristales donde se realizaron dos análisis en distintas partes del mismo cristal (dos ablaciones) (Tabla A-3).

5.3.1 Interpretación

Las edades para esta muestra recaen totalmente en el Mioceno medio, con valores comprendidos entre los 13,7 y 11 Ma (n = 58). Solo se obtuvo un valor que se aleja de este rango (10,3 Ma) (Figura 5.3 B), el cual fue descartado debido a su lejanía con respecto a la línea de concordia, indicando una pérdida de Pb posterior. La edad más probable para esta unidad es de $12,3 \pm 0,16$ Ma (Figura 5.3 A), mientras que, su población más joven indica una edad deposicional máxima de $11,57 \pm 0,19$ Ma (n = 2). La deposición de esta unidad sería consecutiva y concordante sobre la Unidad 3, indicando una fuente similar para ambas. La presencia de un alto porcentaje de material tobáceo en su litología indica una reactivación de la actividad volcánica explosiva durante la deposición de esta unidad.

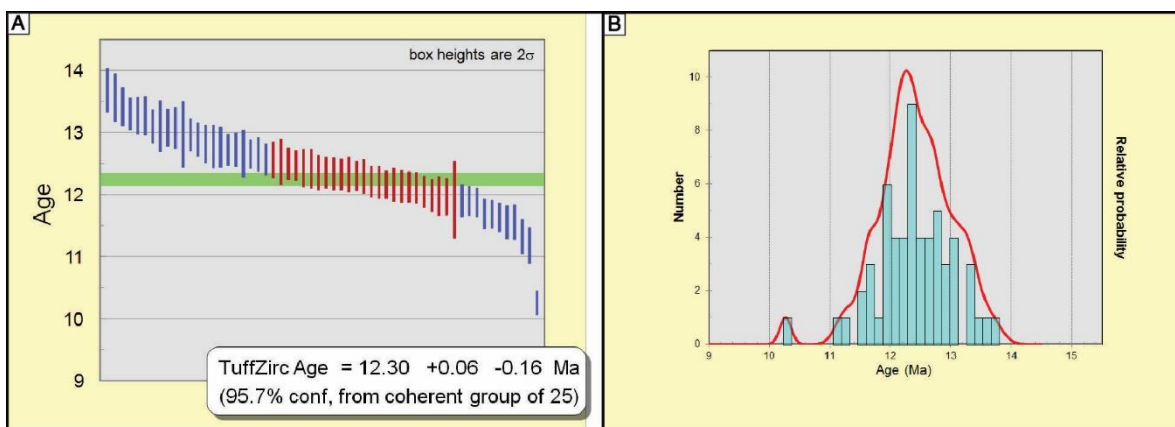


Figura 5.3. A: Histograma que representa la edad estimada para la Unidad 4 (línea verde). B: Histograma con el número de cristales de circón versus edad para la Unidad 4.

6. SEDIMENTOLOGÍA

6.1 INTRODUCCIÓN

Para el desarrollo de este capítulo y la interpretación del ambiente deposicional fue necesario recurrir al concepto de 'facies'. En el ámbito de la sedimentología, diversos autores han definido y usado un número variable de facies, sin embargo, en el marco de este trabajo, se entenderá que una 'litofacies' es "un cuerpo de roca con características definidas y diferenciables de los cuerpos adyacentes, de acuerdo a sus características litológicas. Además, estas litofacies corresponden al resultado de uno o más procesos, relacionados con el ambiente deposicional" (Reading, 1996; Cas & Wright, 1988). La proposición y el uso de litofacies evitan caer en redundancias al momento de referirse a los estratos, simplifica la nomenclatura y permite realizar asociaciones entre cuerpos de roca adyacentes. Así, es posible proponer modelos agrupando las unidades litoestratigráficas disponibles.

Debido a la marcada diferencia composicional, textural y litológica presente en los depósitos estudiados, estos fueron divididos en dos grandes grupos: rocas epiclásticas y rocas volcaniclásticas. Se entenderá que una roca es epiclástica si está compuesta por "cristales, fragmentos de cristales, vidrio y fragmentos de roca, que han sido liberados desde cualquier tipo de roca preexistente (volcánica o no volcánica), por meteorización o erosión y transportada desde su lugar de origen por efecto de la gravedad, aire, agua o hielo" (Schmid, 1981).

El término 'volcaniclástico' corresponde a un término no genético para referirse a "todas las rocas enriquecidas en fragmentos volcánicos,

sin considerar el mecanismo que produjo los fragmentos. Estas incluyen tanto rocas sedimentarias epiclásticas, compuestas de productos generados por la fragmentación de rocas volcánicas pre-existentes debido a meteorización y erosión; como también rocas formadas por procesos volcánicos primarios” (Cas & Wright, 1988; Boggs, 2009). Para diferenciar este tipo de litofacies de las litofacies clásticas (sección 6.2), se adoptó la recomendación del Servicio Geológico Británico (1999), la que propone asignar una roca como volcanoclástica si está compuesta por detritos volcánicos (fragmentos originados por procesos volcánicos, sean primarios o retrabajados) en un porcentaje mayor al 10% en volumen (Gillespie y Styles, 1999).

En el caso de las rocas volcanoclásticas, se ideó una caracterización de litofacies para este estudio. Producto de la monotonía litológica primaria que presentan los depósitos estudiados, la cual no es suficiente para representar las variaciones observadas, se recurrió, en la definición de litofacies, a las características secundarias como la edafización (pedofacies) y el contenido de icnofósiles.

6.2 LITOFACIES EPICLÁSTICAS

La caracterización de litofacies clásticas de Miall (2006), utilizado en este tipo de rocas, se presenta en la Tabla 6.1. Esta se basa en la litología, granulometría y estructuras sedimentarias. El color observado en los afloramientos puede repetirse en distintas litofacies y su relación con la génesis no es tan directa, por lo tanto, no será considerada como una variable útil para este modelo. Sin embargo, a escala de afloramiento, es funcional al momento de diferenciar las grandes unidades presentadas en el Capítulo 4 (Secciones).

Este modelo de litofacies utiliza una nomenclatura binomial, iniciándose con una letra mayúscula que refleja la granulometría (**G**, **S**, **F**), acompañada de una o dos letras minúsculas relativas a la geometría o textura interna de la roca (e.g. **cm**, **m**, **h**, **p**, **t**). La letra **G** (*gravel*) se asigna a los cuerpos litológicos rudáceos, como conglomerados y conglomerados arenosos; las psamitas de grano fino a conglomerádicas, se encasillan en la letra **S** (*sand*), mientras que los depósitos de grano fino como arena muy fina, limo y arcilla recaen en la letra **F** (*fine-grained clastic*) (Miall, 2006).

Las estructuras o geometría interna de los cuerpos de roca se designan con la letra minúscula **m** para depósitos macizos (*massive*); **t** para estratificación cruzada en artesa (*trough cross-bedding*); **p** indica estratificación cruzada planar (*planar cross-bedding*); **r** refleja una laminación ondulítica (*ripple cross-lamination*); **h** es para los depósitos con estratificación horizontal. En el caso de las gravas, la primera letra minúscula indica si es clasto (**c**) o matriz sostenido (**m**), mientras que la segunda refleja la estructura interna. Para depósitos de grano fino (**F**), **I** indica una laminación intercalada de arena-limo-fango, y **sm** solo limo y fango (*silt-mud*) (Miall, 2006).

Algunos estratos presentan elementos o estructuras como accesorios y su ocurrencia no está presente en todas las unidades. Se mencionan como referencia donde es más común encontrarlas. Se creó la siguiente abreviación para estos elementos: **CL** indica presencia de clastos líticos polimícticos dispersos (en su mayoría volcánicos), de tamaño grava; **P** refleja una ocurrencia de pómez dispersas de tamaño grava; **DR** hace alusión a los depósitos gravosos residuales (*lag deposits*); **CI** se refiere a clastos intraformacionales (*mudclasts*); y **R** indica la

presencia de cualquier tipo de estructura radicular o rizolitos. Los restos fósiles son referidos como **HF** (huesos fósiles), **MF** (madera fósil) e **IF** (icnofósil), el uso de **BT** evidencia bioturbación o trazas fósiles indeterminadas. Finalmente, **E** indica un desarrollo edáfico de cualquier grado, como presencia de motas, pántinas o nódulos de óxidos (Fe, Mn), concreciones, iluviación de arcillas, entre otros.

Tabla 6-1. Caracterización de litofacies epiclásticas de Miall (2006).

Litofacies	Litología	Estructuras sedimentarias	Elementos accesorios
Gcm	Grava clasto-soportada maciza	No posee	P
Gh	Grava clasto soportada con estratificación tosca	Estratificación horizontal, imbricación	P
Gp	Grava estratificada	Estratificación cruzada planar	P
Gt	Grava estratificada	Estratificación cruzada en artesa	DR, CI, P
Sm	Arena grano fino a grueso	Maciza	CL, P, R, BT
Sh	Arena grano fino a grueso	Estratificación o laminación horizontal paralela	CL, P, R, BT
Sl	Arena estratificada, grano fino a conglomerádica	Estratificación cruzada planar de bajo ángulo (<15°)	P, CI, R, BT
Sp	Arena estratificada, grano fino a conglomerádica	Estratificación cruzada planar	P, CI, R, BT
St	Arena estratificada, grano fino a conglomerádica.	Estratificación cruzada en artesa	P, DR, CI, R, BT, HF
Sr	Arena laminada, grano muy fino a grueso	Laminación ondulítica, ondulitas	P, DR, CI, R, BT
Fl	Intercalación arena muy fina a gruesa, limo y fango	Laminación paralela fina, laminación ondulítica, ondulitas, contactos ondulosos, raicillas	R, BT, E
Fsm	Intercalación limo y fango	Estratificación/laminación paralela fina	R, BT, E
Fm	Arena muy fina, limo o fango	Maciza o laminación paralela muy fina.	R, BT, E, MF

6.3 LITOFACIES VOLCANICLÁSTICAS

La propuesta de litofacies volcaniclásticas se ideó para este trabajo y está basada en la nomenclatura de Miall (2006), con una letra mayúscula asociada a la litología principal: **F** (fango), **L** (limo), **A** (arena), **C** (conglomerado) y la letra minúscula **v** relativo a su carácter

volcaniclástico. Algunos elementos accesorios se comparten con las litofacies epiclásticas (sección 6.2).

Para las rocas observadas en este estudio, se definió cuatro litofacies y cuatro sub-facies, un resumen de estas y sus características más destacadas se encuentra en la Tabla 6.2.

i) Litofacies Fv

Fangolitas tobáceas macizas. Estas presentan colores gris, verde, pardo y amarillento. Abundante argilización en pátinas, vetillas o pervasiva, proporcionándole una textura cohesiva. Estos depósitos se disgregan en *peds* granulares de tamaño milimétrico a centimétrico (Figura 6.9 G).

ii) Litofacies Alv

Areniscas limosas a limolitas arenosas, tobáceas, macizas. El esqueleto se compone de clastos de arena de grano fino a medio. Los depósitos agrupados en esta litofacies poseen una estratificación tosca/difusa. Las litologías presentan una edafización fuertemente desarrollada (Retallack, 1988) que le proporciona colores anaranjados a gris-anaranjado pálido y un carácter friable en *peds* tipo *blocky* y granulares. Hay presencia de abundantes nódulos ferruginosos con borde nítido y difuso de tamaño centimétrico (> 20 %), motas y pátinas de óxidos de Fe y Mn y zonas de iluviación de material arcilloso entre los *peds* (Figura 6.8).

iii) Litofacies Av

Agrupar a las areniscas tobáceas macizas, de grano muy fino a conglomerádicas. Estas litofacies presentan estratificación tabular tosca/difusa y contactos graduales y nítidos. De acuerdo a las variaciones composicionales observadas en este tipo de areniscas, es posible definir las siguientes sub-facies:

- **Sub-facies Av (a)**

Areniscas tobáceas macizas, de grano muy fino a medio. Presentan una edafización con desarrollo moderado, con motas y nódulos ferruginosos de borde nítido y difuso, argilización y oxidación en vecindad de fracturas (Figuras 6.9). Un color gris-anaranjado pálido es distintivo de esta litofacies. Se observó icnofósiles de *Feoichnus challa* (Fe) en el techo de los estratos, con una alta abundancia (~10%) (Figura 4.8 D-E).

- **Sub-facies Av (b)**

Areniscas tobáceas macizas, de grano fino a medio. Presentan una edafización con desarrollo moderado-alto, disgregable en *peds* granulares centimétricos, con abundantes nódulos, motas, pátinas de óxido de Fe y Mn en la vecindad de fracturas y entre *peds* (Figura 6.9). El color de estas litofacies es rosa o rojo-anaranjado, debido a la oxidación presente. Tiene icnofósiles dispersos de *Feoichnus challa* (Fe) en baja densidad (<5%) (Figuras 4.8 D-E).

- **Sub-facies Av (c)**

Areniscas tobáceas macizas, de grano muy fino a medio. Edafización muy débil, con carácter friable en *peds* tipo *blocky*. Los

estratos presentan un color gris-pardo a gris-rosado en tonalidades pálidas. Algunos niveles presentan concreciones calcáreas dispersas, de tamaño centimétrico, subredondeadas; al interior de estas pueden encontrarse restos fósiles. En algunos niveles se hallaron restos fragmentarios de mamífero (huesos y dientes) e icnofósiles de *Feoichnus challa* (Fe) (Figura 6.10 F), *Celliforma* isp. (Ce) (Figura 6.10 D), y en un estrato *Coprinisphaera* isp. (Co) (Figuras 6.10 B-C) (E. Bostelmann, observación personal, 2014) y trazas tubulares verticales de diámetro 2 cm (*Skolithos?* isp.).

- **Subfacies Av (d)**

Está compuesta de areniscas volcanoclásticas a tobáceas, macizas, de grano medio a conglomerádicas. Los contactos son mayormente graduales y, en menor grado, nítidos. Presentan una edafización débil, pero resaltan abundantes concreciones calcáreas, irregulares, de tamaño centimétrico a decimétrico, que alcanzan hasta el 40 % de los estratos. El color de esta litofacies tiene tonalidades de gris, rojizo a pardo en el exterior de algunas concreciones. Restos fósiles son muy poco frecuentes, solo se halló un fragmento óseo pequeño (Figuras 6.11 A-B-C).

iv) Litofacies Cv

Se caracteriza por conglomerados tobáceos, matriz a clasto soportado, con clastos de tamaño hasta guijarro. La matriz es de arenisca volcániclástica de grano medio a muy grueso. La geometría global de los depósitos es maciza, aunque internamente se componen de conjuntos lenticulares difusos similares a depósitos residuales (*lag*), formando

niveles guía blanquecinos. Los clastos gravosos corresponden a pómez blancas, redondeadas a subangulosas (Figura 6.11).

Tabla 6-2. Caracterización de litofacies volcanoclásticas (este estudio).

Litofacies	Litología	Observaciones	Elementos accesorios
Fv	Fangolita tobácea maciza. Color verde-amarillento a pardo.	Edafización intensa, argilización.	-
Alv	Arenisca limosa a limolita arenosa, tobácea, maciza. Color anaranjado.	Edafización intensa. Abundantes nódulos.	-
Av(a)	Arenisca tobácea maciza, de grano muy fino a medio. Color gris-anaranjado pálido.	Edafización moderada. Icnofósiles de <i>Fe</i> . Abundantes nódulos	P, E, IF
Av(b)	Arenisca tobácea maciza, de grano fino a medio. Color rosa.	Edafización moderada a intensa. Icnofósiles de <i>Fe</i> .	P, E, IF, BT
Av(c)	Arenisca tobácea maciza, de grano muy fino a medio. Color gris-pardo a gris-rosado pálido.	Edafización débil. Restos óseos fósiles de mamíferos. Icnofósiles de <i>Fe, Co, Ce?</i> .	P, E, IF, HF, BT
Av(d)	Arenisca tobácea maciza, de grano medio a conglomerádica. Color gris a blanquecino.	Edafización débil. Concreciones calcáreas.	P, E
Cv	Conglomerado tobáceo, matriz a clasto soportado, clastos tamaño gránulo a guijarro. Color blanco.	Estructuras lenticulares formadas por depósitos residuales tobáceos.	P, DR?

6.4 ASOCIACIONES DE FACIES

Para las rocas epiclásticas, Miall (2006) agrupa las litofacies anteriores con el objeto de realizar la interpretación de elementos arquitectónicos. Las siguientes asociaciones incluyen una a más facies y están basadas en el modelo mencionado.

6.4.1 ASOCIACIONES EPICLÁSTICAS

i) Asociación de facies F1

Agrupar a las litofacies gravosas, formadas por conglomerados polimícticos (principalmente líticos volcánicos, pómez y clastos intraformacionales), clasto a matriz soportado, con clastos redondeados a sub-redondeados, de tamaño gránulo a guijarro. La selección es regular a buena. La matriz varía entre areniscas de grano fino-medio a muy grueso. La geometría interna de estos depósitos puede presentar una estratificación horizontal tosca (litofacies Gh), estratificación cruzada en artesa (litofacies Gt), estratificación cruzada planar (litofacies Gp) y, en menor grado, maciza (litofacies Gcm). Los estratos que componen esta asociación presentan una forma tabular, lenticular o en forma de cinta (ribbon) de hasta 3 m de potencia; también se reconoce en la base de las artesas como depósitos residuales (*lag*), en superficies de reactivación y en la base de estratos arenosos. En general, se observan superficies internas de 3° y 4° orden, mientras que la base puede estar limitada por superficies de 4° a 5° orden. Las litofacies que agrupa esta asociación pueden intercalarse con las litofacies arenosas de la asociación F2 (Figuras 6.1 E-F, 6.2 A).

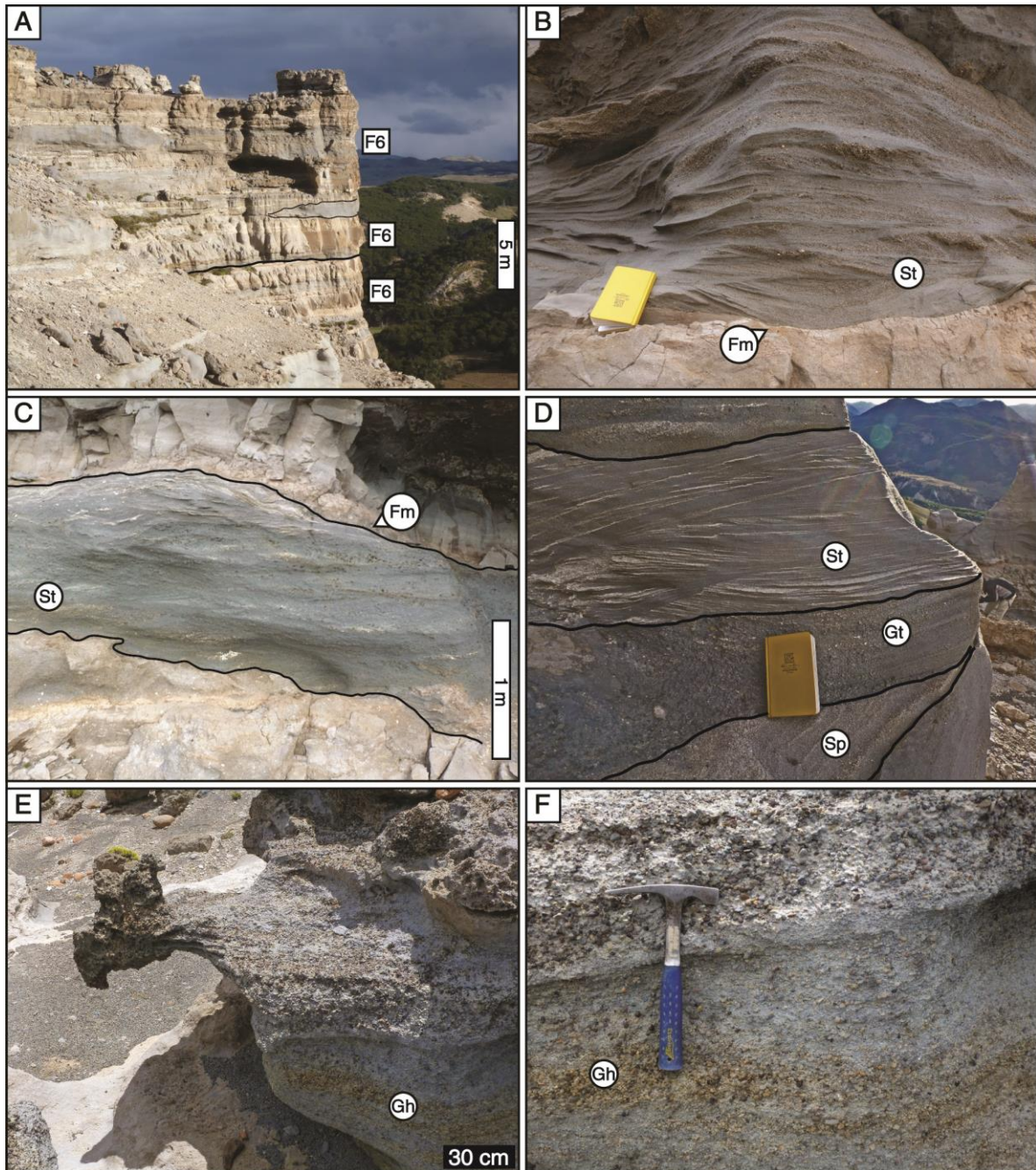


Figura 6.1. Asociaciones de facies y elementos arquitectónicos de la Sección 4.4.1 (techo). A: Asociación F6; B: Elemento CS; C: Elemento CS; D: Elemento SB-GB; E-F: Elemento GB.

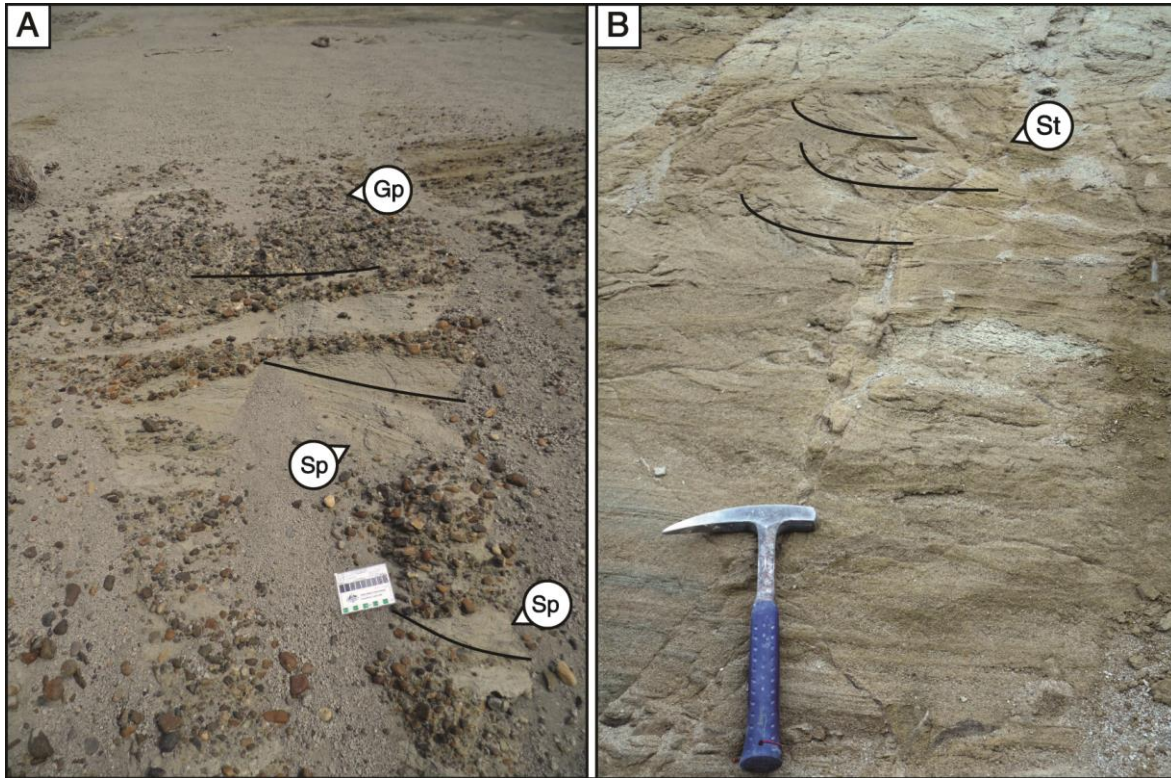


Figura 6.2. Asociaciones de facies y elementos arquitectónicos de la Sección 4.3.1. A: Elemento GB-SB; B: Elemento SB. Vista en detalle de la Figura 4.22 B.

ii) Asociación de facies F2

Se compone de areniscas de grano fino a conglomerádicas, de selección regular a buena. La geometría interna se caracteriza por presentar abundantes estructuras sedimentarias tractivas, tales como juegos (*sets*) (superficies de 1° orden) y lotes (*cosets*) (superficies de 2° orden) de areniscas con estratificación cruzada en artesa (litofacies St), laminación ondulítica (litofacies Sr), estratificación cruzada planar (litofacies Sp) y estratificación cruzada planar de bajo ángulo (litofacies Sl). También agrupa a niveles discretos de las unidades superiores con estratificación cruzada tipo épsilon (litofacies S ϵ). Se presenta en cuerpos

tabulares y lenticulares de hasta 12 m de potencia, con contactos nítidos y erosivos, limitados por superficies internas de hasta 3° orden y externas de 4° y 5° orden. Algunos contactos erosivos internos representan superficies de reactivación. Depósitos residuales y clastos intraformacionales son comunes en estos depósitos. Icnofósiles de excavación (*Skolithos* isp.) y rizolitos fueron reconocidos en algunos niveles (Figuras 6.1 B-D, 6.2 B, 6.3 A-B-C).

Varios niveles de areniscas macizas son encasillados en esta asociación, debido a que se encuentran entre o pasan gradualmente a las litofacies mencionadas, o presentan una selección regular a buena. Sin embargo, es posible que también puedan ser clasificadas en la asociación de facies F3.

iii) Asociación de facies F3

Se compone casi exclusivamente de areniscas macizas (litofacies Sm), puede presentar lentes de fangolitas macizas (Fm) y lentes gravosos (Gcm). Las arenas van de grano fino a conglomerado y en partes se observan gradaciones a conglomerado arenoso, matriz sostenido. La selección de esta asociación es regular a mala. Los estratos son tabulares a lenticulares de potencia menor a 7 m, con contactos basales erosivos y nítidos de 4° a 5° orden. Es común la presencia de clastos líticos dispersos volcánicos y pómez de tamaño hasta gránulo. Presenta trazas fósiles interpretadas como rizolitos y bioturbación por excavación presentes en algunos de estos depósitos. En general, esta asociación posee un color gris muy pálido a blanquecino evidenciando una composición piroclástica marcada.

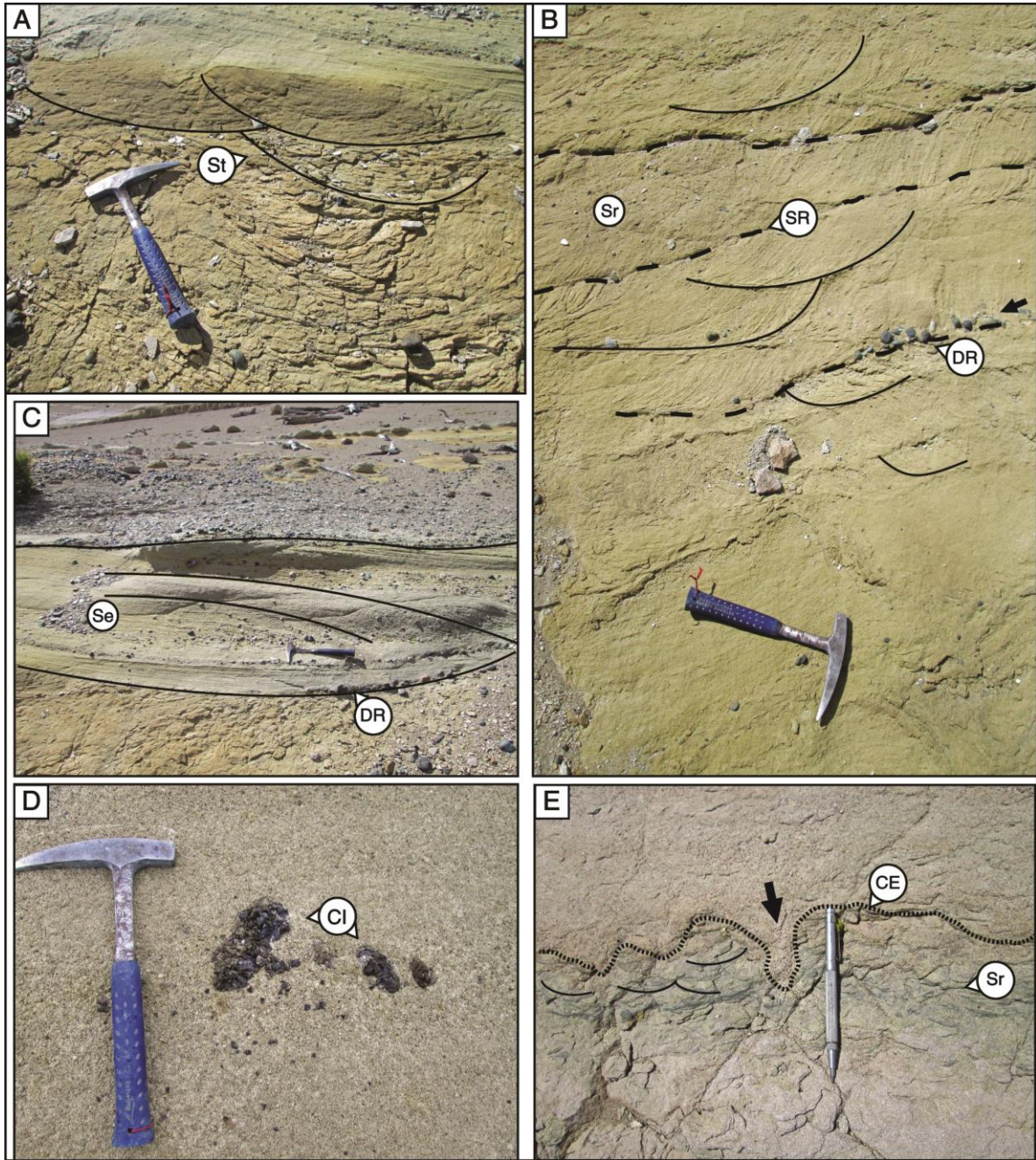


Figura 6.3. Asociaciones de facies y elementos arquitectónicos de la Sección 4.3.3. A-B: Elemento SB; C: Elemento SB (acreción lateral); D: Clasto intraformacional; E: Litofacies Sr y contacto erosivo (CE). **DR**: Depósitos residuales; **SR**: Superficie de reactivación.

iv) Asociación de facies F4

Esta asociación consiste de una intercalación, relativamente rítmica, de fangolitas macizas (litofacies Fm) intercaladas con areniscas de grano muy fino a grueso (litofacies Fl). Las ritmitas presentan una estratificación de escala fina a media (hasta decimétrica), contactos principalmente nítidos y a veces sinuosos, interpretados como superficies de 4 ° orden. Las litofacies arenosas pueden ser macizas (Sm), con laminación ondulítica (Sr) u subhorizontal (Sh), o gradar entre estas (superficies de 1° orden).

Estructuras edáficas, bioturbación y rizolitos son muy comunes en algunos niveles. La potencia máxima de estos depósitos alcanza los 13,5 m (Figuras 6.7 A, 6.4 E).

v) Asociación de facies F5

Esta asociación comprende depósitos similares a las areniscas de la asociación F2, aunque con estratificación de menor escala, en capas decimétricas a métricas. Consiste de areniscas de grano fino a conglomerádica, mayoritariamente macizas (litofacies Sm), con laminación ondulítica (litofacies Sr) u horizontal (litofacies Sh). En ciertos sectores de las unidades superiores se encuentran intercaladas con litofacies de grano fino (Fm y Fl). Los estratos presentan contactos basales nítidos, erosivos o sinuosos, interpretados como superficies de 4° a 5° orden. Es común reconocer un apilamiento de estratos relativamente equipotentes para esta asociación. Lentas fangosas o posibles cortinas de fango (Fm), rizolitos y bioturbación, así como también rasgos de edafización son comunes en esta asociación (Figuras 6.1 A-C, 6.4 E-F).

La asociación ocurre comúnmente interrumpiendo la estratificación de la asociación F5, en su vecindad, o como capas aisladas dentro de la asociación F2. Su potencia alcanza hasta 3,7 m.

vi) Asociación de facies F6

- Asociación F6a

Agrupación a los cuerpos tabulares de fangolitas y arcillolitas, intercaladas con arenisca de grano muy fino a fino. Estas litologías finas se presentan macizas (litofacies Fm) o laminadas (litofacies Fsm, Fl). Las capas poseen contactos basales nítidos a graduales, a veces irregulares, con potencia de hasta 3.5 m. Estos contactos se han interpretado como superficies de 3º orden. Hay rizolitos y motas de óxido de Fe/Mn con ocurrencia común. En un nivel de esta asociación se registró madera silicificada (Figura 6.4F).

- Asociación F6b

Esta asociación es similar a la asociación F6a, compuesta de areniscas muy finas, limolitas o fangolitas macizas (litofacies Fm, Fl). Se diferencia por la geometría de las capas, las cuales afloran como cuerpos tabulares a lenticulares, poco potentes (hasta decenas de centímetros) y a veces, discontinuos o interrumpidos. Los estratos presentan contactos inferior y superior nítidos a irregulares y sinuosos. Se observa comúnmente entre capas de arenisca más potente (Figura 6.7 G).

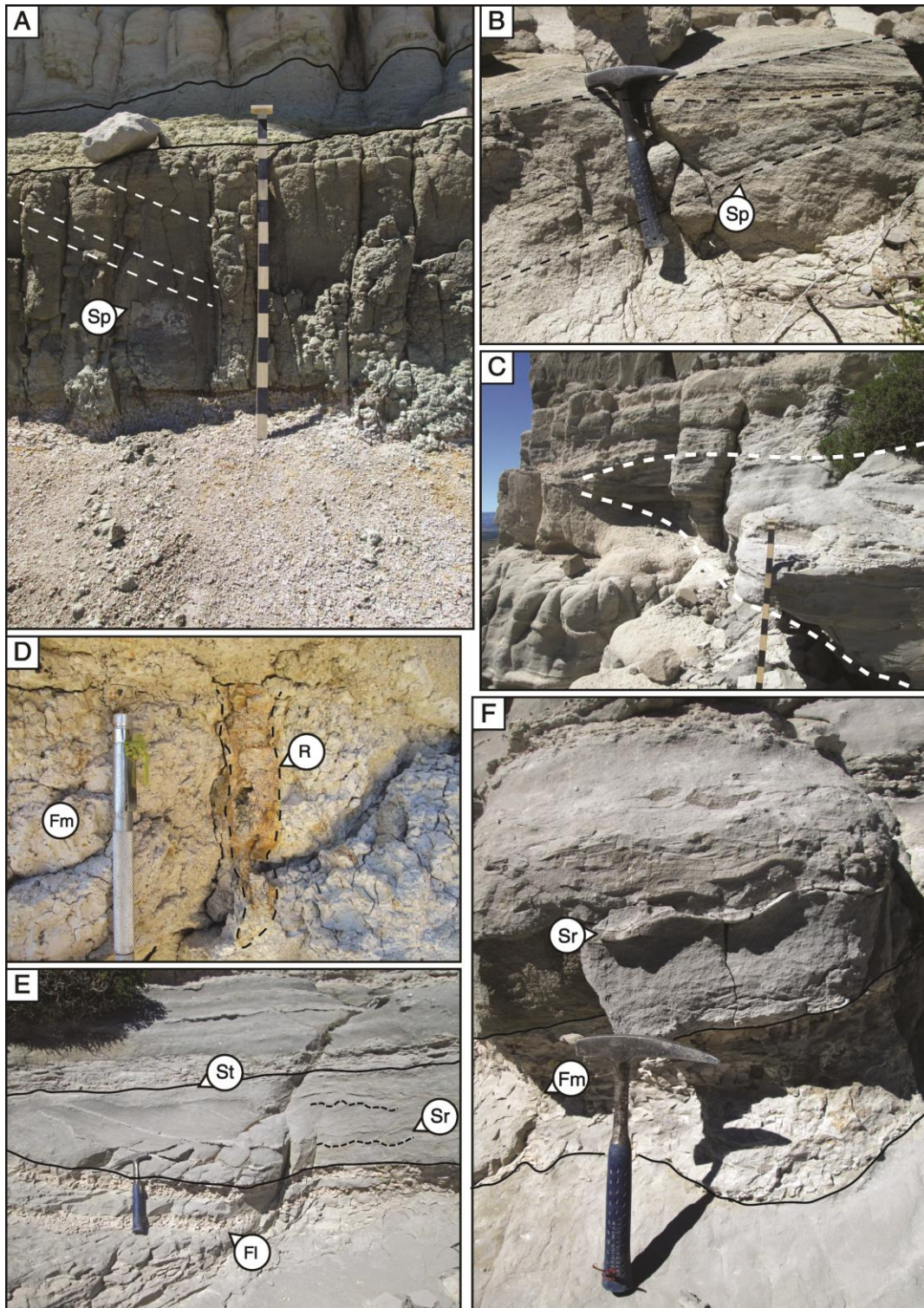


Figura 6.4. Litofacies y asociaciones de la sección 4.4.1 (parte inferior). A-B: Elemento SB; C: Estrato lenticular; D: Rizolito (**R**) en litofacies Fm; E: Elemento LV (litofacies Fl) – CS (litofacies St, Sr); F: Elemento FF (litofacies Fm) – CS (litofacies Sr).

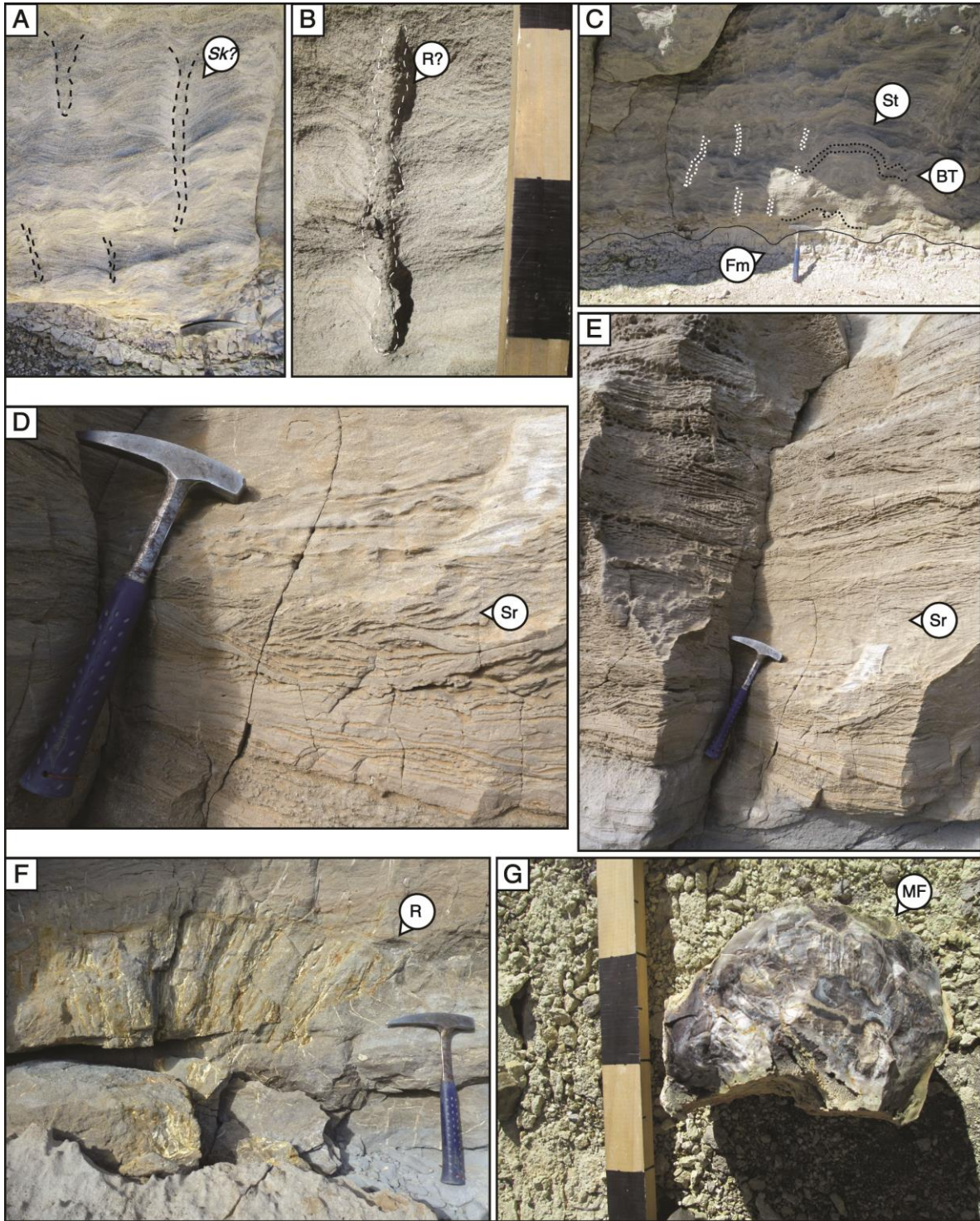


Figura 6.5. Litofacies y características de la sección 4.4.1 (parte superior). A-C: Bioturbación (**BT**), *Skolithos?* isp. (**SK?**) y 'slumping'; B: Rizolito; D-E: Elemento SB; F: Material vegetal transportado, (raíces) (**R**); G: Madera silicificada (**MF**).

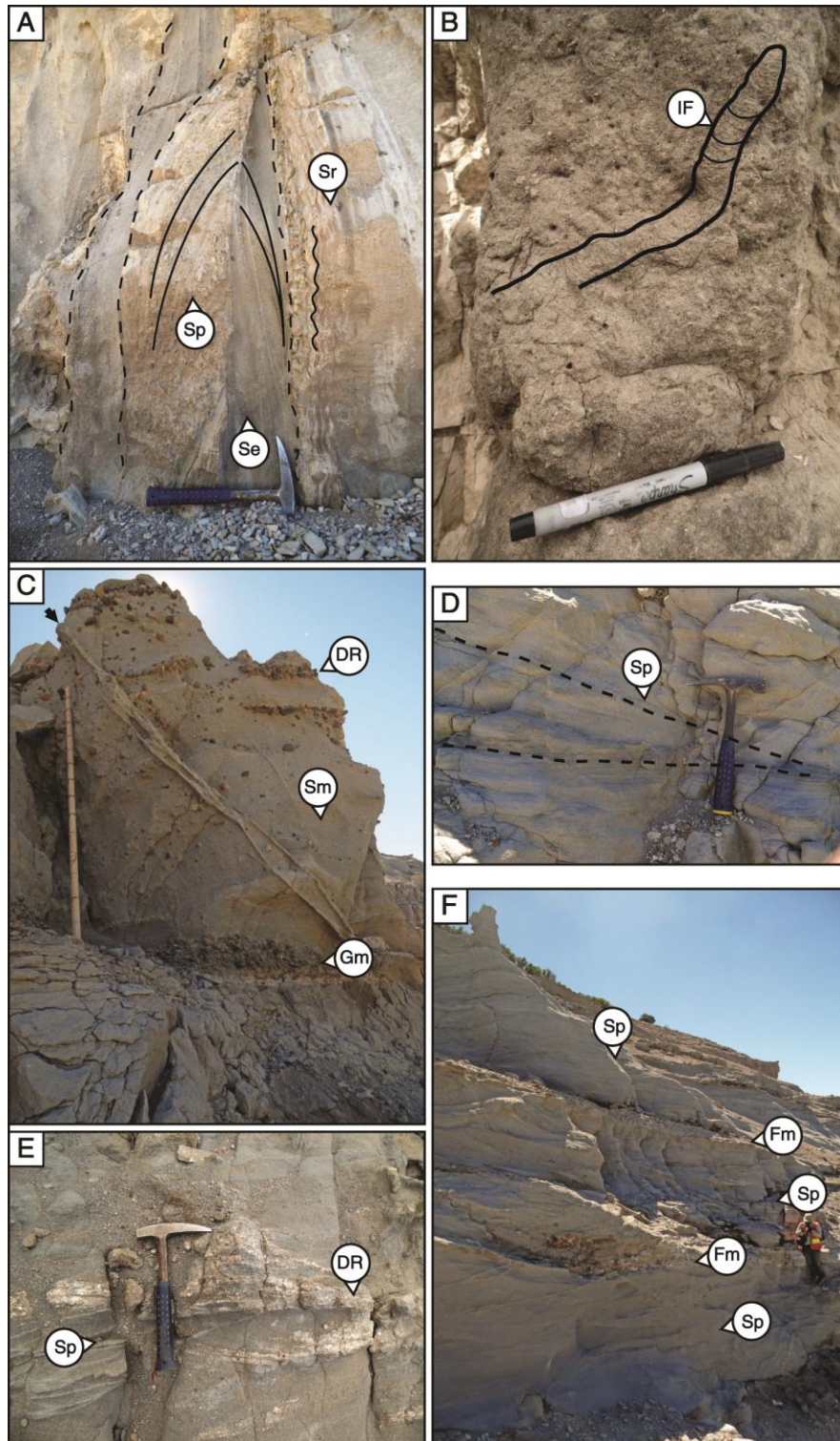


Figura 6.6. Litofacies y asociaciones de canal y llanura de inundación en la sección 4.4.2. A: Elemento CS. B: Icnofósil tubular con 'spreiten'; C: Elemento SG perturbado por tectitas. D: Elemento SB; E: Elemento SB con depósitos residuales de pómez. F: Elementos SB con CH(FF).

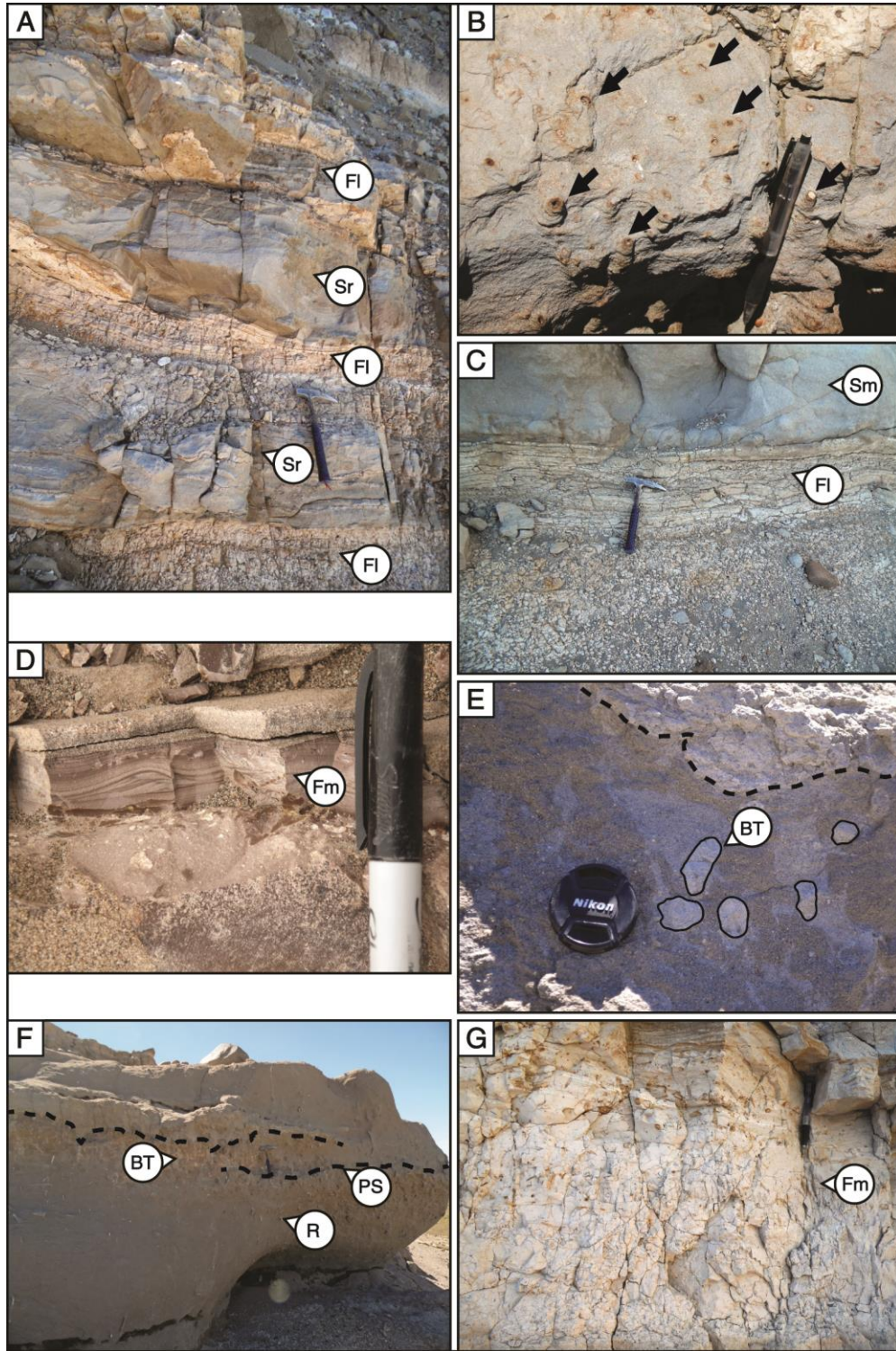


Figura 6.7. Litofacies y asociaciones de llanura de inundación de la sección 4.4.2 (techo). A: Elemento LV-CS; B: Rizolitos; C: Elementos FF (base) – CS (techo). D: Asociación F6b; E-F: Paleosuelos con bioturbación; G: Elemento FF con edafización (motas de óxido).

6.4.2 ASOCIACIONES VOLCANICLÁSTICAS

i) Asociación de facies V1

- Asociación de facies V1a

Agrupación a las litofacies volcánicas presentes en la parte basal de la Unidad 1 (Sección Río Oscuro 1) que se compone de areniscas limosas y tobáceas de las litofacies Alv y Fv. Estas litofacies presentan una estratificación tosca/difusa, cuyos contactos entre estratos pueden corresponder a horizontes de formación de suelos. La potencia de los estratos alcanza hasta 4,5 m, aunque no se descarta la existencia de subdivisiones enmascaradas por la alteración pervasiva. Las fangolitas tobáceas aparecen como niveles muy poco potentes entre las capas más arenosas. Presencia de nódulos, motas y oxidación generalizada muy abundantes en esta asociación.

- Asociación de facies V1b

Corresponde a los estratos superiores de la Unidad 1 (Sección Río Oscuro 2), compuestos de areniscas tobáceas de grano muy fino a medio, con distinto grado de edafización (litofacies Av (a), Av (b) y Av (c)), así como también de niveles discretos de limolitas y fangolitas tobáceas (Lv, Fv). La litología de estos depósitos, a excepción de los colores, tiende a ser monótona, con una estructura interna maciza. La estratificación es difusa/tosca, con algunos contactos nítidos reconocidos por cambios abruptos en la granulometría y color. Los estratos alcanzan una potencia relativamente similar, con una potencia máxima de 2 m. En esta asociación se encontró un gran número de icnofósiles de *Feoichnus challa*

y restos fósiles de mamífero (Isotemnidae indet.), muy fragmentarios y retrabajados (E.Bostelmann, comunicación personal, 2015).

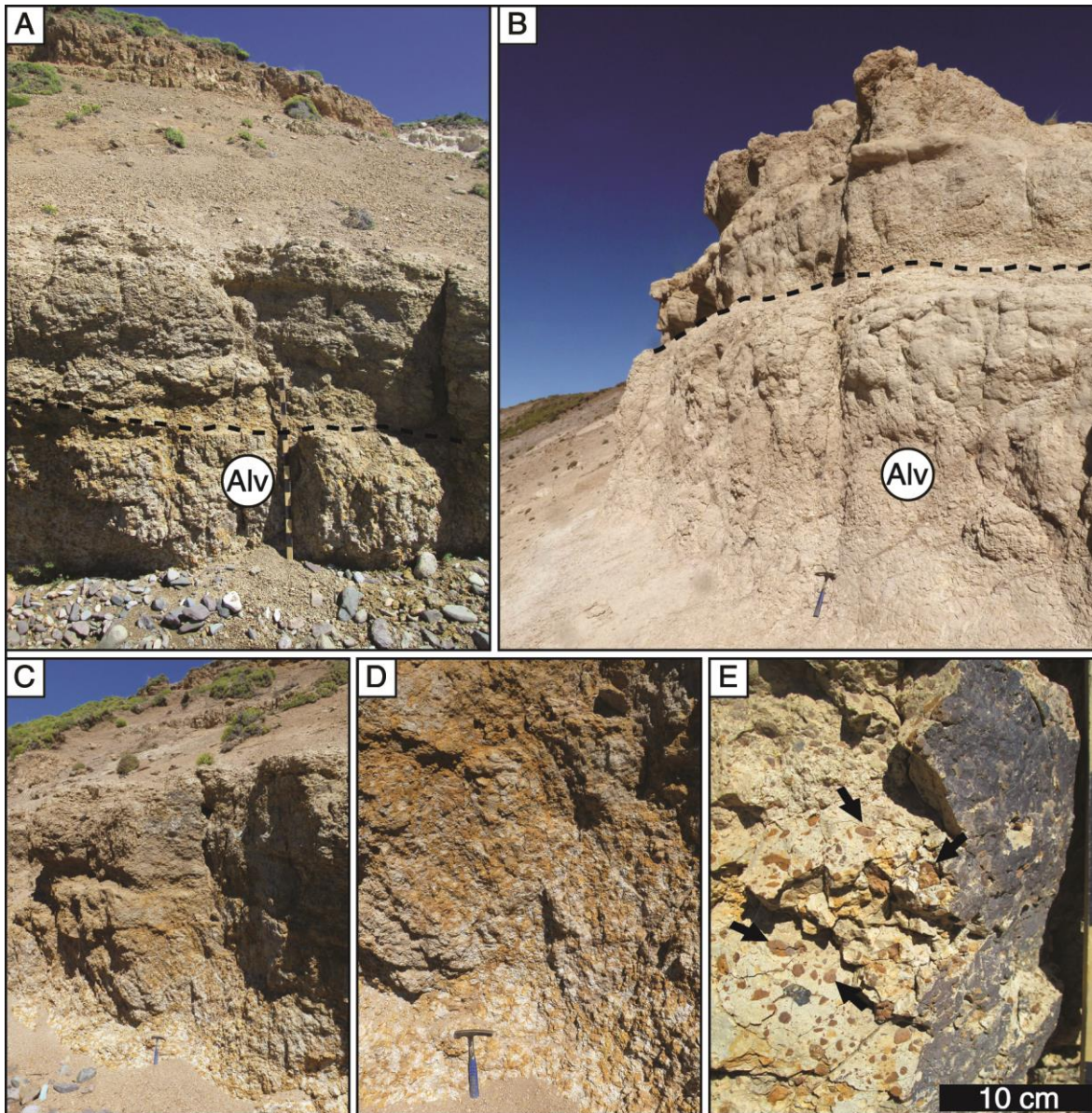


Figura 6.8. Litofacies y características de la sección 4.1.1. A-B: Distintos niveles de litofacies Alv. C-D: Vista en detalle de la pedogénesis; E: nódulos concéntricos de óxidos de Fe.

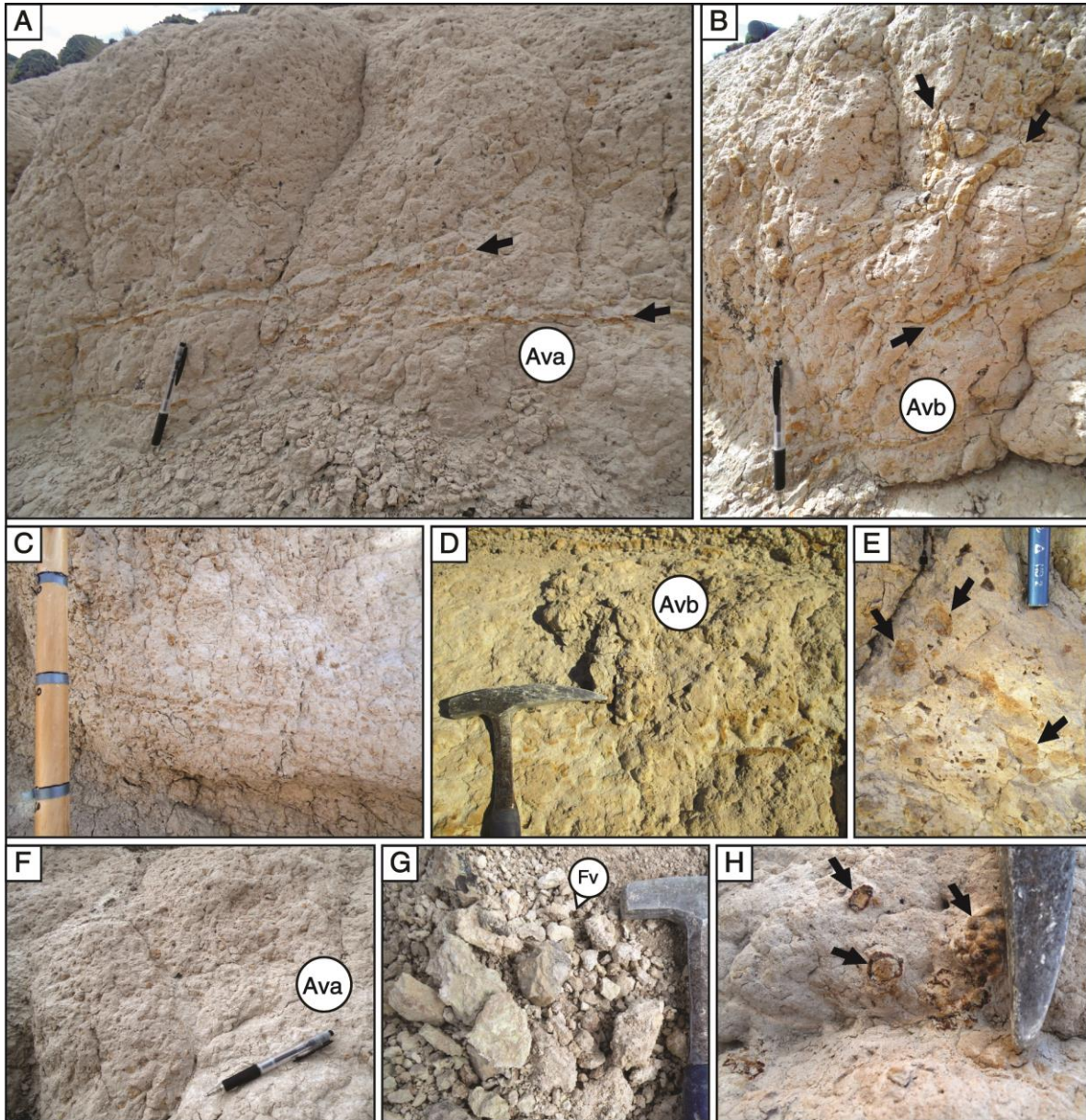


Figura 6.9. Litofacies y características de la sección 4.1.2. A-B: Litofacies Avb, oxidación menos pervasiva, en fracturas horizontales y oblicuas. C: Oxidación en fracturas horizontales. D: Niveles con concentración de óxidos. E-F: Nódulos ferruginosos difusos. G: Fangolita tobácea. H: Nódulos concéntricos de borde nítido (distintos a los de la Figura 6.8).

ii) **Asociación de facies V2**

Esta asociación agrupa a los depósitos basales de la Unidad 2 (Sección Río Oscuro 3), compuesta principalmente por areniscas tobáceas de grano muy fino a medio (Av(c)), con selección regular a buena. La estratificación sigue los patrones de la asociación V1, siendo tosca/difusa, aunque la edafización de estos niveles es menos marcada. A diferencia de la asociación V1(b), la presencia de icnofósiles se ve muy disminuida en esta asociación, mientras que ocurre un aumento en los restos óseos fósiles fragmentarios, de tamaño centimétrico a decimétrico.

iii) **Asociación de Facies V3**

Esta asociación está formada por los depósitos superiores de la Unidad 2, compuestos de areniscas tobáceas (Av(d)) de grano medio a conglomerádico y niveles discretos de conglomerado tobáceo fino (Cv). La estratificación tiende a ser más nítida que las asociaciones anteriores, con cambios bruscos de granulometría que le dan a los contactos un carácter nítido. La selección de los clastos varía entre mala y buena. En esta asociación el material terrígeno no piroclástico se hace más abundante, así como también la aparición de concreciones o nódulos calcáreos. No se registraron icnofósiles de *Feoichnus* challa en esta asociación y solo un resto óseo fósil muy aislado fue hallado en la parte superior de esta.

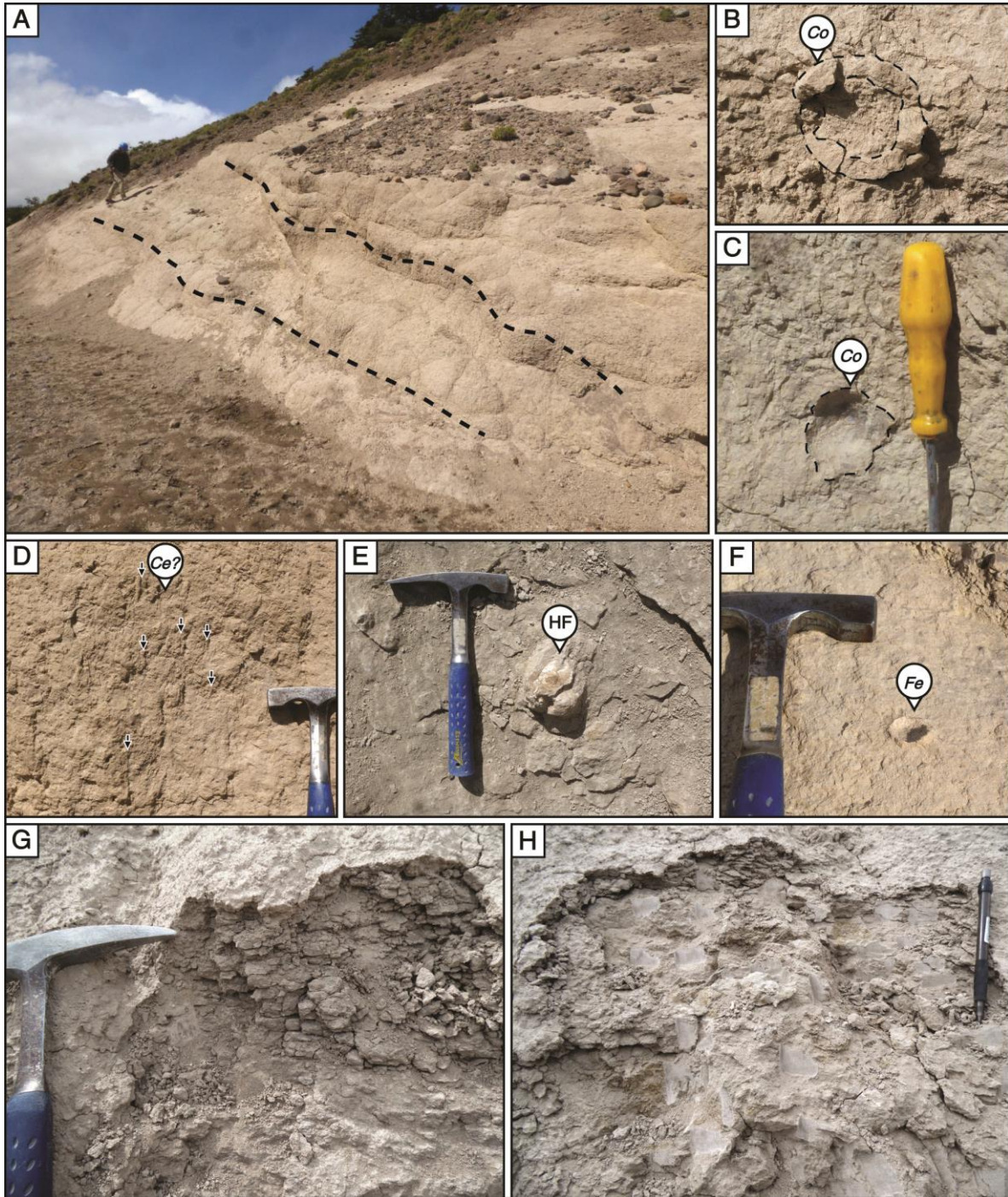


Figura 6.10. Litofacies y elementos de la sección 4.2.1. A: Estratificación difusa. B-C: Restos de *Coprinisphaera* isp.; D: *Celliforma?* isp.; E: Restos óseos fósiles (**HF**) en concreciones calcáreas (**CC**); F: Icnofósil de *Feoichnus challa*. G-H: Edafización con disgregación en 'peds' tipo *blocky* y granulares.

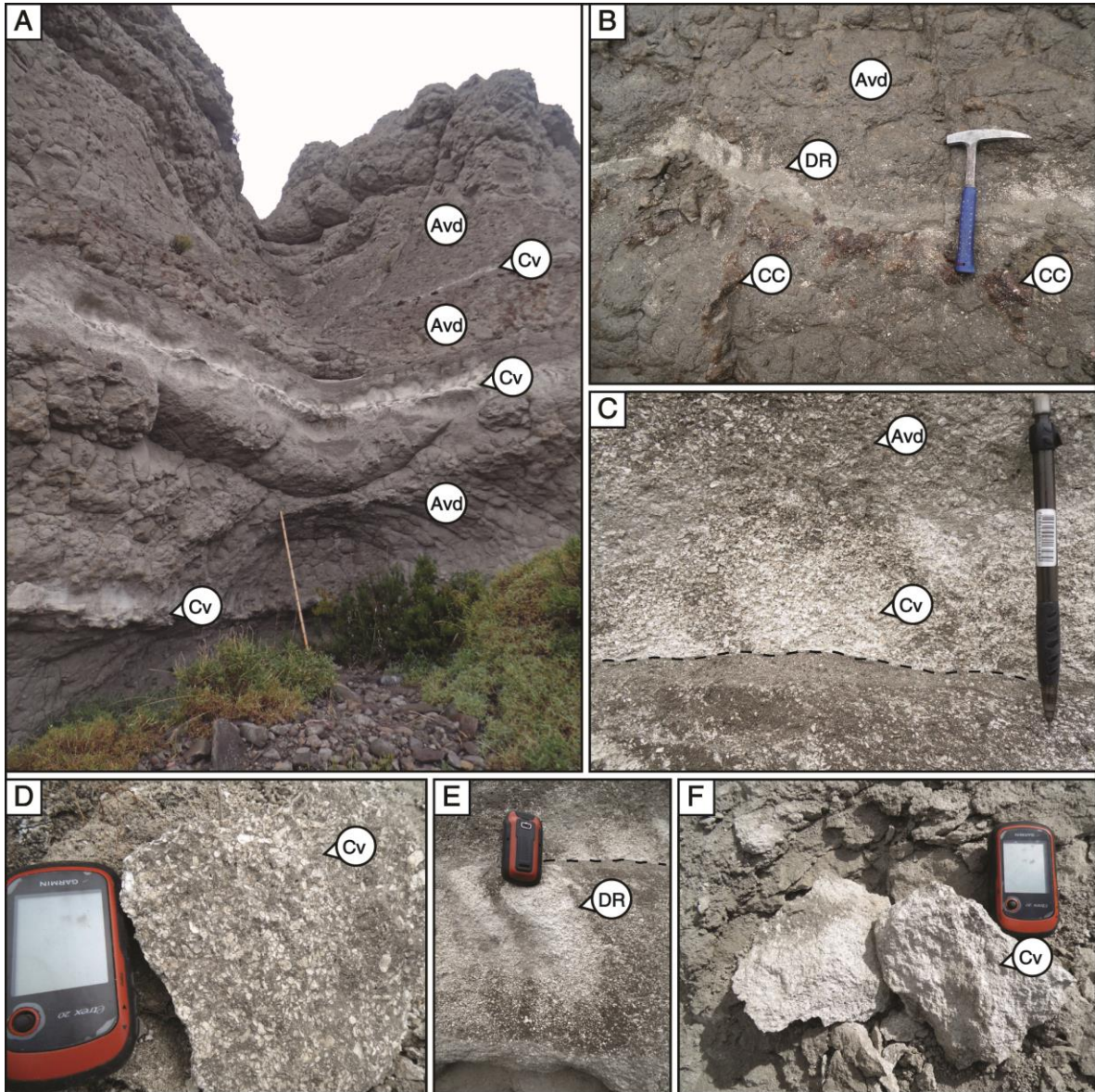


Figura 6.11. Litofacies y elementos de la sección 4.2.2. A: Vista general del afloramiento con niveles guía tobáceos; B: Litofacies Cv gradando a Av(d) con presencia de concreciones calcáreas (**CC**); C: Contacto nítido entre un lente de litofacies Cv y litofacies Avd; D-E-F: Detalle de los niveles guía tobáceos, cada uno presenta una concentración de pómez distinta.

6.5 ELEMENTOS ARQUITECTÓNICOS

La agrupación de litofacies en asociaciones permite inferir los procesos prevalentes en su génesis y las zonas probables donde estos ocurren. Así, es posible interpretar distintos elementos arquitectónicos (unidades deposicionales o sub-ambientes) que forman parte de un determinado sistema sedimentario. Este análisis está de acuerdo a los modelos de Bridge (2003) y Miall (2006).

La asociación F1 corresponde a formas de lecho gravosas, depositadas como relleno de canales (Elemento GB; Miall, 2006). Estas pueden ser parte de macroformas como barras, o formar parte de depósitos residuales, producto de la selección y acarreo hidráulico producido por variaciones en la descarga. La presencia de estructuras sedimentarias como estratificación cruzada tabular o en artesa está relacionada con la migración de campos de dunas gravosas, que forman parte del cuerpo de mesoformas o macroformas en el lecho de canales (Elemento GB. Miall, 2006) (Figuras 6.1 E-F, 6.2 A, 6.12).

La asociación F2 corresponde a cualquier forma de lecho compuesta de material psamítico, formando, al igual que el caso anterior, el relleno de canales (Elemento SB; Miall, 2006). La presencia de estructuras sedimentarias indicaría la formación de frentes de ondas (dunas) con distinta morfología de las crestas. Estas serían parte de variados tipos de meso y macroformas (barras). La forma tabular de estos depósitos indica una geometría amplia, formando fajas de canales o un sistema con alta migración. En ciertos estratos, se reconocen superficies de reactivación entre los juegos (*sets*) de estratificación cruzada lo que se asocia al desarrollo de canales mutiepisódicos y variaciones estacionales de caudal.

Si bien se reconocieron pocos niveles con depósitos arenosos con estratificación sigmoide (tipo ϵ), esto indicaría depósitos de acreción lateral, típica de barras de punta en sistemas sinuosos (Figuras 6.1 B-D, 6.2 B, 6.3 A-B-C, 6.4 A-B-C-D, 6.5 D-E, 6.12).

La asociación de facies F3 se interpreta como depósitos formados por flujos sedimentarios gravitacionales o corrientes no confinadas (*sheetfloods*) (Elemento SG; Miall, 2006). Se reconocen debido a su ausencia de estratificación o el desarrollo de estratificación tosca y mala selección de sus componentes, lo que indica una deposición relativamente rápida. Los componentes accesorios presentes como depósitos residuales basales, internos o lentes fango, son interpretados como pulsos múltiples o distintos lóbulos con procesos de decantación posteriores. La ausencia de bloques de gran tamaño indica una baja cohesión del flujo que formó estos depósitos (Figuras 6.6 C, 6.7 F, 6.12)

La estratificación rítmica de la asociación de facies F4, en conjunto con las estratificación cruzada de pequeña escala (ondulítica y en artesa pequeña), correspondería al desarrollo de riberos naturales (*levees*, albardones, diques), formados en la ribera de canales por pulsos de inundación periódica, de pequeña escala, sobre la zona de canal hacia la llanura de inundación (Elemento LV; Miall, 2006) (Figuras 6.4 E, 6.7 A, 6.12).

Los depósitos arenosos de la asociación de facies F5 son interpretados como elementos de lóbulos de derrame/desborde (*crevasse splays*) (Elemento CS; Miall, 2006). Estos corresponden a eventos de inundación sobre la llanura aluvial de mayor escala que los formadores de

riberos, cortando estos últimos y depositando la carga del lecho hacia la llanura (Figuras 6.1 A-C; 6.4 E-F, 6.7 A, 6.12).

Los depósitos de grano fino incluidos en la asociación de Facies F6 se interpretan como depósitos formados por decantación, en ambientes de muy baja energía (Elemento FF; Miall, 2006). En el caso de F6a, su génesis apuntaría a decantación y relleno de lagos semilunares (*owbox lakes*) o pequeños charcos perennes de la llanura de inundación, mientras que la asociación F6b, debido a su forma lenticular e intercalación con depósitos arenosos más potentes, es interpretada como el producto de la decantación de fango en canales abandonados (Elemento CH(FF); Miall, 2006) (Figuras 6.4 D-F, 6.7 C-G, 6.12).

Por otra parte, las asociaciones volcanoclásticas son interpretadas como distintas partes de un sistema aluvial distal, compuestas de tobas retrabajadas (tufitas) (Elemento TF, este trabajo). Debido a su granulometría relativamente fina, serían parte de la zona de cuerpo medio – distal, pudiendo alcanzar el pie de abanico. La estratificación maciza de estos depósitos indica una deposición por flujos gravitacionales, aunque de baja cohesión ya que no se observan clastos de gran tamaño (Elemento SGV, este trabajo). Esto explicaría la presencia de restos óseos retrabajados. Los lentes tobáceos de la litofacies Cv se interpretan como flujos menguantes en su etapa final o distal de su recorrido. Niveles puramente vítreos de la asociación de facies Av con clastos con textura fluidal corresponderían a niveles tobáceos de caída intercalados (Elemento T, este trabajo) (Figuras 6.10 – 6.11).

Tabla 6-3. Asociaciones de facies y su interpretación respectiva. La Figura 6.12 identifica estos elementos en un sistema fluvial típico.

Asociación de facies	Elemento Arquitectónico	Interpretación
F1	GB	Barras y formas de fondo gravosas (relleno de canal)
F2	SB	Barras y formas de fondo arenosas (relleno de canal)
F3	SG	Depósitos de flujo gravitacional sedimentario
F4	LV	Levee (dique, ribero)
F5	CS	Lóbulos de derrame
F6a	FF	Depósitos finos de llanura aluvial (charcos, <i>oxbow lakes</i>)
F6b	CH(FF)	Relleno de canales abandonados (antiguos)
V1	TF	Tobas retrabajadas (tufitas)
	TF	Tobas retrabajadas.
V2	T	Tobas de caída.
	SGV	Depósitos de flujo gravitacional sedimentario.
V3	TF	Tobas retrabajadas
	SGV	Depósitos de flujo gravitacional sedimentario.

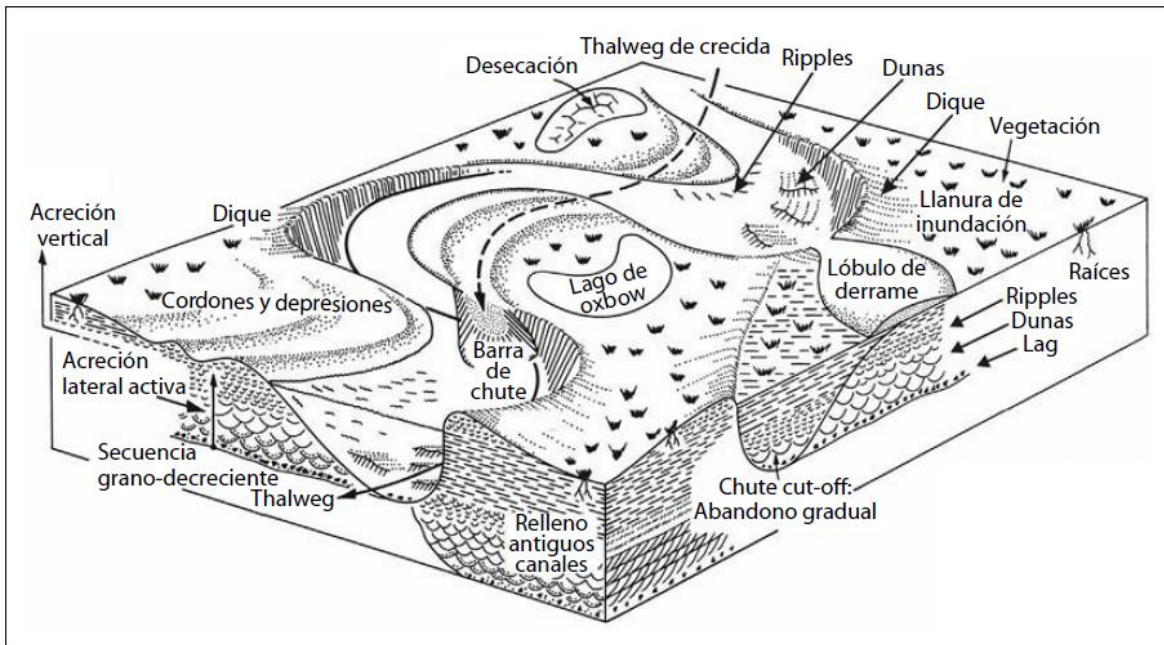


Figura 6.12. Elementos arquitectónicos de un sistema fluvial típico. Tomado de Arche (2010).

6.6 AMBIENTE DEPOSICIONAL

De acuerdo a su composición, restos fósiles (fragmentos óseos de mamíferos e icnofósiles de insectos) y rasgos edáficos (oxidación, nódulos, desvitrificación), estas sucesiones se habrían depositado en un ambiente deposicional continental. Sin embargo, las litofacies y asociaciones de facies presentes permiten categorizar con más detalle cada gran unidad descrita en el capítulo anterior. Una breve interpretación de los ambientes deposicionales de cada unidad se presenta a continuación:

6.6.1 Unidad 1 – Aluvial distal

Debido a la pronunciada edafización/alteración que presentan los depósitos basales de esta unidad, su interpretación resulta dificultosa. Sin embargo, la marcada oxidación presente y su composición dominante piroclástica, permite inferir condiciones subaéreas, depositadas durante un período de abundante actividad en el arco volcánico de manera coetánea. Se manejan dos hipótesis para su formación:

- i) Corresponderían a la acumulación de depósitos de caída, producto de volcanismo explosivo relativamente cercano.

- ii) Serían producto del retrabajo de este tipo de depósitos, transportado y depositado en las zonas distales de abanicos aluviales o flujos no canalizados distales (*sheetfloods*).

La oxidación marcada indica una interacción importante con el clima imperante, probablemente húmedo, que explicaría la lixiviación observada (Reading, 1996).

Se reconoce un hiato deposicional marcado, con un cambio notable en la edafización entre esta parte basal de la Unidad 1, con respecto a la superior, que si bien también presenta nódulos ferruginosos y estructuras de pedogénesis, la alteración es menos pervasiva, permitiendo reconocer los contactos entre estratos y estructuras post-sedimentarias como bioturbación.

Para la parte superior de la Unidad 1, de paleosuelos menos desarrollados (E. Bostelmann, observación personal, 2014), se infiere un ambiente de baja energía, típico de la parte distal de un sistema aluvial. El transporte y retrabajo de los restos óseos, así como también la selección indican un transporte desde la fuente por flujos acuosos. La ausencia de estructuras sedimentarias tractivas, así como también la geometría tabular y no lenticular de la estratificación es acorde con la zona de pie de abanico, probablemente la zona intermedia (Colombo, 2010) (Figura 6.13). El contraste en el tamaño de los fragmentos fósiles se asocia a la presencia de pulsos de mayor energía, relacionados con migración de canales de las zonas superiores del abanico o producto de arroyadas o crecidas puntuales provenientes de la zona del cuerpo del abanico. El desarrollo de varios horizontes de paleosuelos es afín con la interpretación, ya que la edafización se ve favorecida en estos pulsos abandonados.

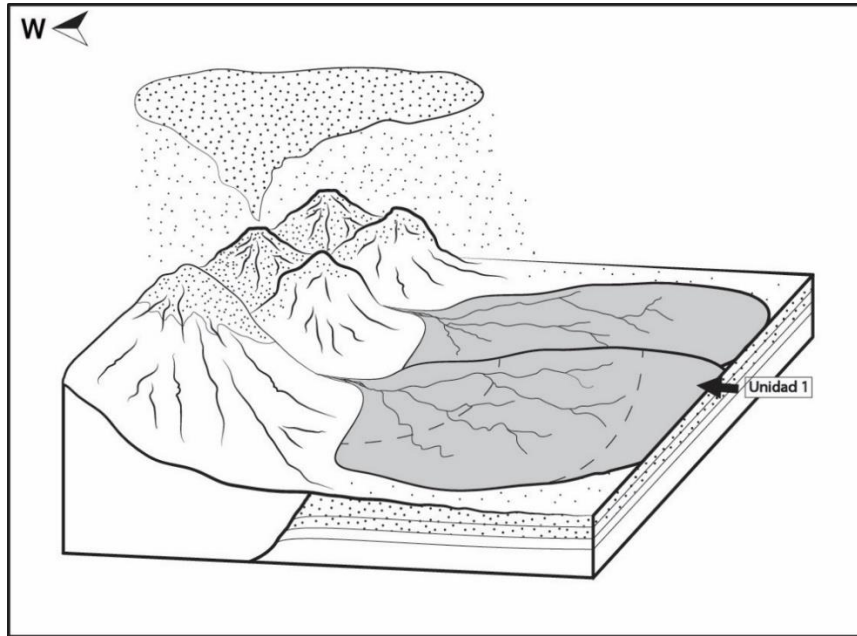


Figura 6.13. Modelo deposicional para la Unidad 1 (este trabajo). Ambiente aluvial distal (Pie de abanico, zona intermedia).

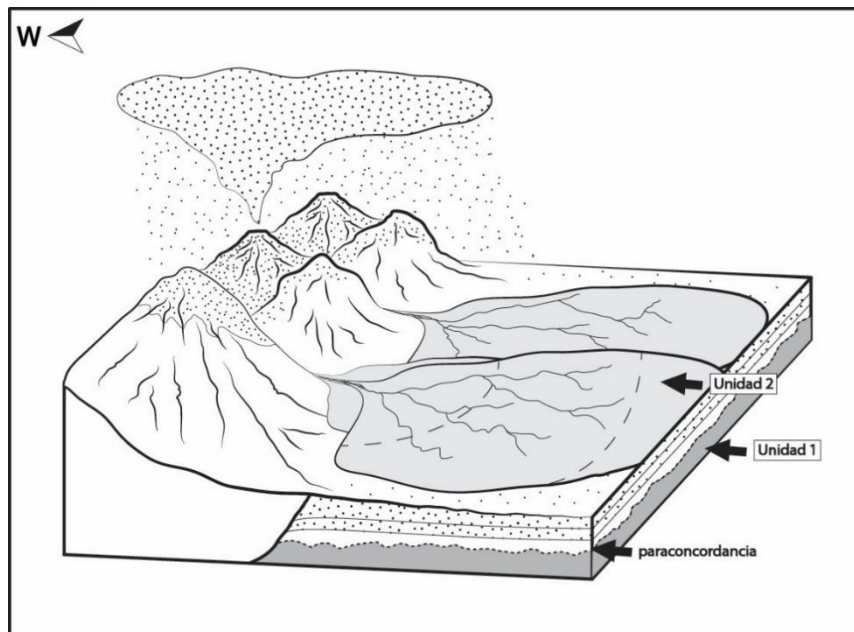


Figura 6.14. Modelo deposicional para la Unidad 2 (este trabajo). Ambiente aluvial distal (Pie de abanico, zona proximal).

6.6.2 Unidad 2 – Aluvial distal

El ambiente deposicional de esta unidad es interpretado como un sistema aluvial análogo a la parte superior de la Unidad 1, cuyos depósitos corresponderían a la zona intermedia del pie de abanico (Colombo, 2010). Las evidencias son muy similares a la unidad anterior, diferenciándose por un menor grado en el desarrollo de paleosuelos. Esto estaría relacionado con condiciones climáticas distintas durante la formación de esta unidad o por pulsos de inundación más frecuentes sobre el piedemonte.

Hacia el techo de esta unidad, ocurre una transición gradual hacia la asociación de facies V3, donde los sedimentos adquieren un componente terrígeno no piroclástico más marcado, observándose un aumento en la granulometría y el depósito de capas lenticulares de conglomerados tobáceos. Esta evidencia permite inferir una ligera progradación del sistema aluvial hacia la zona interna del pie de abanico (Colombo, 2010) (Figura 6.14). La presencia de conglomerados finos no es contradictorio con un ambiente de abanico distal, ya que al ser de composición tobácea, pueden ser transportados a mayor distancia debido a su buena selección hidráulica (Cas & Wright, 1988). Se infiere el desarrollo de sistemas trenzados efímeros en este sector del abanico.

6.6.3 Unidad 3 – Fluvial trenzado

Esta unidad se interpreta como la activación de un sistema fluvial perenne. Se inicia con un comportamiento aluvial de baja sinuosidad, trenzado, marcado por los potentes depósitos arenosos tabulares de la asociación de facies F2 (elementos SB). Estos corresponden a cinturones

de canales arenosos, multiepisódicos, con una migración lateral pronunciada. Se reconocen períodos breves de alta descarga que deposita lentes conglomerádicos, asociado a fenómenos climáticos de mayor escala (elementos GB). El desarrollo de zonas de la llanura de inundación es más bien acotada y más común hacia la base (Sección Río Oscuro 5 y Sección Castillo del Zorro) (elementos LV, CS y FF). Estos depósitos corresponderían a zonas de inundación hacia la llanura de inundación o hacia el sector central del cinturón de canales, donde se encuentran canales inactivos o abandonados. Otra explicación apuntaría al desarrollo de canales puntuales dentro del sistema con un comportamiento más sinuoso y la ocurrencia de pulso de inundación periódicos en los tiempos de crecida del sistema. Las barras con presencia de acreción lateral corresponderían a barras limítrofes del sistema (barras de punta) o barras centrales con una acreción aguas abajo (Miall, 2006).

Hacia el techo, en el sector de Cerro de la Esfinge, domina el sistema fluvial trenzado, marcado por una superposición de niveles arenosos con abundantes estructuras tractivas e interrumpidas por superficies de reactivación (elementos SB). Esto tendría relación con los cambios estacionales en el caudal del sistema, el tipo de entrelazamiento de los canales y la complejidad interna de las barras arenosas (Bridge, 2003; Miall, 2006).

Esta unidad se caracteriza por presentar una componente piroclástica mucho menos marcada que las unidades precedentes (unidades 1 y 2) y la suprayacente (Unidad 4). Niveles discretos con un mayor porcentaje de pómez ocurren como depósitos de fangolitas macizas (elementos FF, CH(FF)) o como depósitos arenosos macizos

interpretados como flujos gravitacionales o avenidas (elementos SG), el más importante corona los estratos de Poza de la Trucha (Figura 4.22 C).

Este sistema fluvial tiene cierta afinidad con el modelo de ríos trenzados de lecho arenoso, somero y perenne ('tipo Platte') de Miall (2006). Se infiere un aumento en la pendiente regional, un descenso del nivel base y/o un cambio en las condiciones climáticas que provocaron un aumento en la descarga/caudal y la reactivación del sistema fluvial. La actividad en el arco magmático se vería disminuida en este período, o pudo haber presentado un cambio en la dirección de transporte del material (Figura 6.15).

6.6.4 Unidad 4 – Fluvial trenzado/sinuoso

Esta unidad ha sido interpretada, al igual que en el caso anterior, como un sistema fluvial, aunque de características distintas.

La parte basal, aflorante en la parte alta de Cerro de la Esfinge, es dominada por un sistema fluvial de baja sinuosidad (trenzado), compuesto principalmente por fajas o cinturones de canales arenosos, amplios y tabulares, con abundantes estructuras sedimentarias tractivas (elementos SB). En menor grado, se intercalan zonas de llanura de inundación, interpretados como lóbulos de derrame (elementos CS). Hacia el techo se presenta una mayor abundancia de elementos de llanura de inundación (elementos LV, CS) y algunos pulsos gravosos de gran energía que podrían corresponder a canales que alimentan los lóbulos de derrame o a una reactivación de los canales inactivos. Macroformas lobulares de techo convexo representarían lóbulos de derrame bien preservados (Figura 6.1 C).

En los dos tercios inferiores de la Sección Laguna Ploma, correspondiente al techo de esta unidad, el sistema fluvial trenzado pierde su protagonismo, intercalándose con depósitos potentes de llanura de inundación. Los cinturones móviles o canales multiepisódicos potentes (elementos SB) son más comunes hacia la zona central de la sección (zona de estratos verticales puntiagudos), en el sector central de las rocas plegadas (Figuras 4.42 B-C) y como eventos trenzados discretos entre la llanura aluvial.

Estos estratos presentan abundantes estructuras que perturban la estratificación, interpretadas como tectitas y corresponderían a un tectonismo activo post-deposicional, pero previo a la consolidación final de estos depósitos (Figura 6.6 C).

En los 200 m superiores se observa una sucesión estrato-decreciente formada por capas relativamente equipotentes, que expresan una geometría típica de llanura de inundación. Se interpreta como un dominio de lóbulos de derrame (elementos CS) y riberos naturales (elementos LV). La formación de paleosuelos con rizolitos y trazas de excavación indican una actividad biológica fértil en estos depósitos abandonados.

Resumiendo, en esta unidad se reconoce un sistema fluvial en evolución, desde el miembro basal afín a un sistema de ríos trenzados de lecho arenoso, someros y perennes (tipo Platte) (Figura 6.16), hacia la parte final del miembro superior con afinidad a la llanura de inundación de un sistema fluvial meándrico arenoso (Miall, 2006) (Figura 6.17).

A diferencia de la unidad subyacente (Unidad 3), se observa abundante material piroclástico retrabajado de tamaño arena y grava. Este aparece de manera dispersa, como depósitos residuales y en la litología dominante de ciertos flujos gravitacionales y lentes fangosas. Aparentemente, durante el período se habría reiniciado la actividad volcánica en el arco de manera coétanea con la sedimentación en el trasarco (Figura 6.17).

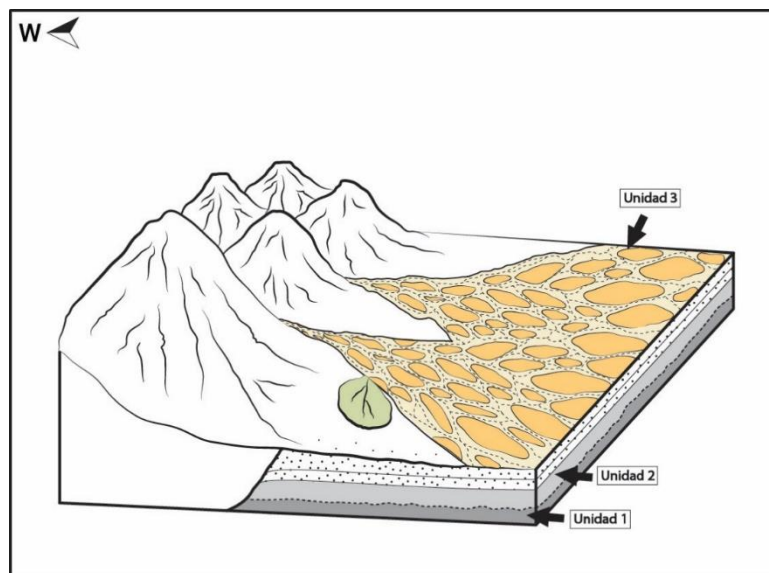


Figura 6.15. Modelo deposicional para la Unidad 3 (este trabajo). Ambiente fluvial trenzado. Notar período de inactividad en el arco durante este período.

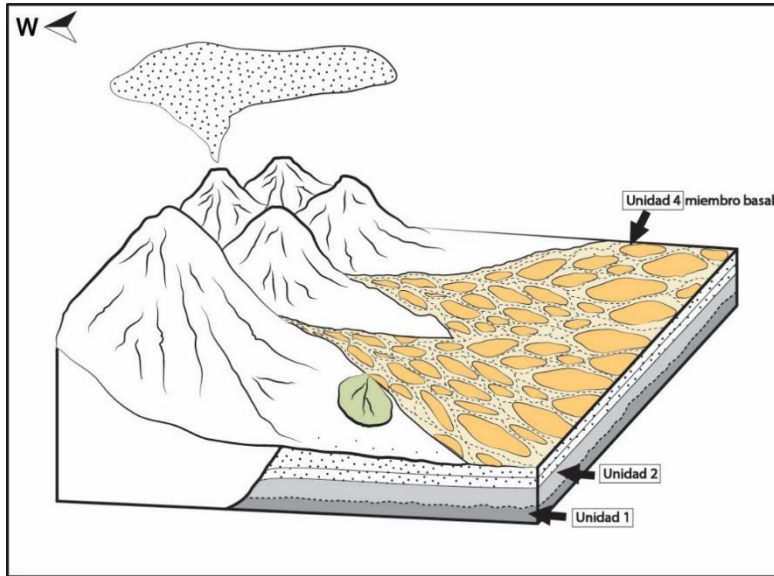


Figura 6.16. Modelo deposicional para la Unidad 4 (base) (este trabajo). Ambiente fluvial trezado similar a la Unidad 3. Notar reinicio de la actividad volcánica.

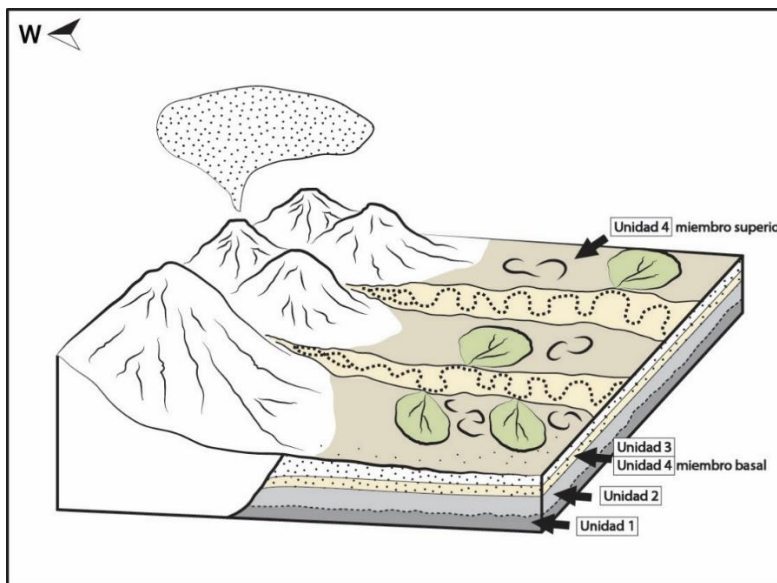


Figura 6.17. Modelo deposicional para la Unidad 4 (techo) (este trabajo). Ambiente fluvial sinuoso.

7. ESTRATIGRAFÍA

La historia de la clasificación estratigráfica de la Formación Oscuro fue presentada en el Capítulo 3 (Estudios Anteriores). Esta sección tiene como objetivo revisar la nomenclatura más reciente y proponer una nueva clasificación estratigráfica que concilie el léxico formacional utilizado en Chile y Argentina para referirse a las mismas unidades litoestratigráficas.

7.1 FALENCIAS EN LA NOMENCLATURA ACTUAL

El nombre más reciente utilizado para las unidades en estudio corresponde a Formación Oscuro (De la Cruz *et al.*, 2003; Quiroz & Bruce, 2010). Esta formación agrupa a la totalidad de las rocas expuestas, la que bordea los 1.000 m de potencia mínima (este trabajo). Sin embargo, esta definición tiene algunos puntos cuestionables, resumidos a continuación:

7.1.1 Definición parcial

El primer trabajo que aborda la estratigrafía de estas unidades, corresponde al trabajo de Skarmeta (1974), quien asigna los depósitos al sur de Balmaceda a la Formación Galera (Espinosa y Fuenzalida, 1971). El autor proporciona una descripción detallada de los afloramientos, publicando su trabajo en medios formales (Skarmeta, 1976, 1978). Posteriormente, Ray *et al.* (1994) y Ray (1996) proponen una nueva clasificación informal para estos depósitos siguiendo las recomendaciones del Código Estratigráfico Internacional (1994), sin embargo, el trabajo más completo es una tesis doctoral inédita y, al no publicarse, su propuesta estratigráfica no tiene validez (Artículo 4, Código Estratigráfico Norteamericano, 2005). Los trabajos posteriores no ahondan ni revisan

con detalle las unidades de Balmaceda, sino que simplifican o modifican la clasificación de Ray (1996). De la Cruz *et al.* (2003) designan estas rocas como Formación Oscuro, siendo enmendada por Quiroz & Bruce (2010). Aunque estos últimos trabajos corresponden a publicaciones oficiales del SERNAGEOMIN, la definición de la Formación Oscuro posee un carácter parcial, ya que no se acoge a las recomendaciones más recientes para formalizar unidades litoestratigráficas como la intención/propósito de su modificación o la propuesta de secciones o localidades tipo (Capítulo 3-B, Guía Estratigráfica Internacional, 1994; Artículo 3, Código Estratigráfico Norteamericano, 2005).

7.1.2 Miembros no reconocidos

La clasificación original de Ray *et al.* (1994) reconoce diferencias litoestratigráficas al interior de la antigua Formación Galera, lo que justificaría una subdivisión. Ellos proponen un esquema de cuatro formaciones para agrupar a estas rocas, dos volcaniclásticas: formaciones Oscuro y Simpson; y dos epiclásticas: formaciones Balmaceda y Galera. Posteriormente, Ray (1996) enmienda esta clasificación a solo dos formaciones: Formación Oscuro (volcaniclástica) y Formación Balmaceda (epiclástica). Otros trabajos también han reconocido miembros informales o secciones diferentes al interior de estas unidades (Suárez *et al.*, 1994; Suárez *et al.*, 1996, Quiroz & Bruce, 2010). No obstante, De la Cruz *et al.* (2003) pasan por alto esta información, agrupando la totalidad de las rocas como una única formación (Formación Oscuro), sin justificar esta decisión. No queda totalmente claro si De la Cruz *et al.* (2003) se refieren a una fracción o a todas las unidades de la zona de Balmaceda (anteriormente Formación Galera), ya que subestiman exageradamente la potencia expuesta en este sector (solo mencionan 100 m de espesor máximo). Sin embargo, en el mapa geológico agrupan todos los depósitos

sedimentarios cenozoicos, aflorantes al sur de Balmaceda, en la Formación Oscuro.

7.1.3 Formaciones previas prioritarias

Finalmente, la Formación Oscuro ha sido correlacionada en reiteradas ocasiones con las formaciones adyacentes en el sector argentino, en la zona de pampa del Chaliá y meseta del Guenguel (formaciones Río Mayo, Pedregoso, El Portezuelo), varios investigadores han evidenciado y mencionado esta correlación (Skarmeta, 1974, 1978; Niemeyer, 1975, 1984; Suárez *et al.*, 1996; Ray, 1996; Belmar, 1996; De la Cruz *et al.*, 2003; Quiroz & Bruce, 2010). Estos depósitos también han sido correlacionados con la Formación Río Frías (Suárez *et al.*, 1994; Suárez *et al.*, 1996; Belmar, 1996). Sin embargo, la denominación más reciente ha optado por proponer un nuevo topónimo para referirse a estas unidades en vez de conciliar un lenguaje binacional. Esto, a pesar de que algunas con las que ha sido comparada poseen una clasificación más antigua y prioritaria.

7.2 PROPÓSITO Y UTILIDAD

El propósito y utilidad de revisar la Formación Oscuro y proponer un nuevo esquema estratigráfico se basa en:

i) Definición informal o incompleta de las unidades de estudio, cambio y abandono de nombres y redefiniciones no justificadas en la estratigrafía chilena y argentina. La clasificación estratigráfica ha experimentado cambios en ambos países y se utilizan varios nombres para referirse a, posiblemente, unidades similares. Existe la necesidad de conciliar las unidades formales en una clasificación binacional, de manera de facilitar

la comunicación científica entre ambos países y evitar correlaciones incorrectas.

ii) Hiatos temporales o deposicionales al interior de la actual Formación Oscuro, el más importante entre la Unidad 1 (Eoceno inferior) y Unidad 2 (Mioceno inferior), y entre la Unidad 2 (Mioceno inferior) y la Unidad 3 (Mioceno medio). Estos hiatos no son representados en la clasificación actual. Además, se observan variaciones litológicas notables referidas a composición, estructuras sedimentarias y litofacies entre las unidades de la Formación Oscuro, no registrados en la asignación actual. Además, la existencia de posibles estratos de crecimiento en la parte superior de estas unidades, indicaría una tectónica sinsedimentaria, que podría dificultar la interpretación de los procesos sedimentarios y las posibles correlaciones.

Como consecuencia de un nuevo esquema estratigráfico que incorpore las anteriores observaciones, se pretende:

- Relacionar las formaciones argentinas y chilenas en un esquema binacional único, tratando de utilizar una nomenclatura común (Artículo 7.e, Código Estratigráfico Norteamericano, 2005).
- Diferenciar las etapas o pulsos de sedimentación en la cuenca que dio lugar a estos depósitos.
- Ahondar en el conocimiento de la evolución tectonoestratigráfica durante el Cenozoico entre los 45° y 46° S.

7.3 NUEVO ESQUEMA ESTRATIGRÁFICO

A continuación, se presenta una nueva propuesta para las unidades estratificadas cenozoicas entre los 45.4°S - 46° S, en la zona patagónica oriental chilena. Este esquema tiene como objetivo agrupar las unidades litoestratigráficas compartidas por Chile y Argentina en las zonas de cerro Galera – Pampa del Chaliá (45°43' S) y Balmaceda-Meseta del Guenguel (46° S), tratando de compartir un léxico común para ambos países.

La descripción de las formaciones se basa en las características litológicas de las unidades presentadas en el Capítulo 4 (Secciones), donde se exponen con más detalle. En este capítulo solo se entrega un resumen de las características litológicas. La Figura 7.2 resume el conocimiento histórico de la clasificación estratigráfica actual y presenta el nuevo esquema estratigráfico (este trabajo).

7.3.1 FORMACIÓN ESTANCIA LA FRONTERA

(Rivas, 2015)

i) Definición

Se define como Formación Estancia La Frontera, a una sucesión volcanoclástica, compuesta de areniscas, limolitas tobáceas y tobas que componen la Unidad 1, presentada en este trabajo (Figura 7.1). Esta formación aflora en los valles de los ríos Oscuro y Simpson (Ray *et al.*, 1994; Ray, 1996).

Correspondería a la parte basal de la Formación Oscuro (*sensu* Ray, 1996) y una parte del miembro inferior de la Formación Oscuro (*sensu* Quiroz & Bruce, 2010), compuesto de tobas y tufitas. Su estratotipo es

compuesto, con su parte inferior expuesta en la Sección Río Oscuro 1 (UTM 288184 E, 4904367 S), y su parte techo en la Sección Río Oscuro 2 (UTM 288144 E, 4903946 S).

ii) Relaciones de contacto

En el valle del río Oscuro, la Formación Estancia La Frontera sobreyace a los Basaltos de Balmaceda con un contacto cubierto. Ray (1996) reconoce, en el valle del río Simpson, una intercalación de capas tobáceas y volcánicas entre los Basaltos de Balmaceda, que interpreta como la base de la Formación Oscuro. No obstante, esta información no fue corroborada.

La Formación Estancia La Frontera subyace con un contacto paraconcordante a la Formación Río Frías. Debido a la inclinación diferencial de los estratos entre ambas formaciones se podría interpretar una tenue discordancia angular.

iii) Litología y potencia

En la localidad tipo, la Formación Estancia La Frontera consiste de una sucesión de 42,4 m de potencia mínima, compuesta de areniscas tobáceas de grano fino a medio, tobas de ceniza y fangolitas tobáceas subordinadas, posiblemente producto de meteorización posterior. Los estratos tienen un color gris-amarillento a rosado-anaranjado y en menor grado, verde pálido.

Se caracteriza por presentar litologías macizas con varios niveles con desarrollo de paleosuelos, de intensidad débil a fuerte, con descomposición en *peds* y precipitación de óxidos de Fe y Mn. Además, se exponen en superficie abundantes icnofósiles de *Feoichnus challa* en

posición de vida. Restos fósiles de mamífero determinado como *Isotemnidae* indet., fueron encontrados en esta formación.

iv) Edad

Las dataciones radiométricas para los niveles basales de esta formación le asignan un valor de $46.76 \pm 0,63$ Ma como edad deposicional máxima. Por otro lado, los restos fósiles asignados preliminarmente a la extinta familia *Isotemnidae*, cuyo rango biocronoestratigráfico se acota entre las edades mamífero continentales sudamericanos (SALMA) Riochiquense a Casamayorensis (57 - 40 Ma) (E. Bostelmann, observaciones personales). Por lo tanto, la Formación Oscuro se habría depositado durante el Eoceno inferior.

v) Correlaciones

De acuerdo a su litología tobácea, esta formación podría ser afín con parte de la Formación Sarmiento, de composición piroclástica, expuesta en el sector de Gran Barranca (Argentina) y de edad eocena media a miocena temprana (Ré *et al.*, 2009).

vi) Ambiente deposicional

La Formación Oscuro se habría depositado en un ambiente deposicional continental, de carácter aluvial, en la zona de cuerpo distal a pie de abanico. La deposición habría sido discontinua, por pulsos de sedimentación, interrumpida por eventos menores de caída de piroclastos.

7.3.2 FORMACIÓN RÍO FRÍAS

(Marshall & Salinas, 1990)

i) Revisión

Se propone asignar tentativamente a la Formación Río Frías, a los depósitos de areniscas tobáceas que conforman la Unidad 2 presentada en este trabajo (Figura 7.1). Esto en base a su afinidad litológica con los depósitos descritos para el sector de Alto Río Cisnes (Marshall y Salinas, 1990).

Esta correlación o afinidad entre los depósitos tobáceos de Balmaceda y los de río Cisnes ya ha sido propuesta previamente (Suárez *et al.* (1994); Suárez *et al.*, 1996), siendo abandonada con la definición de la Formación Oscuro (De la Cruz *et al.*, 2003)

La localidad tipo aflora en el valle del río Oscuro, hacia el sur y estratigráficamente más arriba que la Formación Estancia La Frontera. Su estratotipo también es compuesto, separado por zonas cubiertas entre los afloramientos. Su base se expone en la localidad Río Oscuro 3 (UTM 287778 E, 4902588 S) y su techo en la localidad Río Oscuro 4 (UTM 287243 E, 4902007 S).

En el sector argentino, Dal Molín y Franchi (1996) y Escosteguy *et al.* (2003) reconocen en el arroyo Pedregoso, en la ladera sur de la pampa del Chaliá, una sucesión basal de tobas y tufitas macizas, de color blanco grisáceo y con presencia de concreciones y paleosuelos. En ambos trabajos, se asignan estos estratos a la Formación Río Frías, debido a su afinidad litológica. De acuerdo a la ubicación de estos afloramientos, estarían a una posición estratigráfica relativamente similar con la Unidad

2, propuesta como el símil de la Formación Río Frías en la zona de Balmaceda. González (1967) también reconoce en la parte basal de la Formación Río Mayo, “un nivel de tobas finas, de colores claros, con pequeñas intercalaciones de guijarros y estratificación apenas visible”, no hay claridad que este autor se haya referido a las mismas unidades.

ii) Litología y potencia

Su mitad inferior se compone de areniscas tobáceas de grano muy fino a medio y areniscas gruesas subordinadas. Hacia la mitad superior se observa una sucesión granocreciente, pasando a areniscas tobáceas de grano medio – grueso a conglomerádicas. El color de los estratos basales es gris anaranjado a gris rosado pálido, la mitad superior es de color gris.

La mitad basal se caracteriza por la presencia de litologías macizas, con un desarrollo edáfico de menor intensidad que la Formación Estancia La Frontera. Los icnofósiles son escasos y solo se registran de manera aislada. Restos fragmentarios de mamíferos (dientes, placas y huesos) aparecen dispersos entre los estratos evidenciado un retrabajo.

La parte inferior y superior de la formación se separan por una zona cubierta estimada de 85 m.

La mitad superior mantiene la litología tobácea, haciéndose ligeramente más epiclástica. Presenta numerosas concreciones calcáreas con borde difuso, de color de exposición rojizo y tamaño decimétrico. En esta mitad ocurre un aumento en el porcentaje de pómez, las que se intercalan como franjas continuas y discontinuas como conglomerados tobáceos.

La potencia medida de esta unidad alcanza 142 m, y se estima una potencia máxima de 227 m, sumando el tramo cubierto.

iii) Relaciones de contacto

Los Estratos de Balmaceda, subyacen a las rocas epiclásticas amarillas y rosadas del Miembro Cerro de la Esfinge de la Formación El Portezuelo, con un contacto cubierto, aunque se estima que corresponde a una discordancia de erosión. Esto se justifica en el hiato temporal entre ambas formaciones y el cambio abrupto en el ambiente deposicional.

iv) Edad

No se han obtenido dataciones para esta unidad, sin embargo, restos fósiles de mamíferos, muy fragmentarios, encontrados al interior de estos estratos, tienen afinidad con la fauna tipo de las SALMA Santacrucense (17.8 – 16 Ma) y Friasense (15 – 14 Ma) (Perkins et al., 2012). Esto, sumado a que las unidades suprayacentes tienen una edad cercana a los 12 Ma, su edad debería estar comprendida en el Mioceno inferior – medio.

v) Correlaciones

De manera muy preliminar, estos depósitos correspondientes a la Unidad 2, se correlacionan litológicamente con la Formación Río Frías, debido a su composición mayoritariamente piroclástica, aunque las facies interpretadas en la localidad tipo de esta formación son distintas (Marshall y Salinas, 1990).

vi) Ambiente deposicional

Esta unidad se habría depositado en un ambiente similar a la Formación Oscuro, aunque más proximal. Se interpreta como depósitos de cuerpo de abanicos aluviales, producto del retrabajo de tobas. De manera intercalada se habrían depositado tobas de caída.

7.3.3 GRUPO RÍO MAYO

(González, 1967; nom. transl. Rivas, 2015)

i) Revisión

La primera clasificación estratigráfica de estas unidades en el sector argentino fue abordada por González (1967, 1978), quién propone agrupar una sucesión de 700-800 m de potencia en dos formaciones:

- Formación Río Mayo: "compuesta de tobas tufitas y ocasionalmente, conglomerados de tipo lenticular. Esta forma el cuerpo de todas las mesetas o pampas elevadas que constituyen la casi totalidad de la superficie abarcada por el estudio" (González, 1967, 1978).
- Formación Pedregoso: "se compone de conglomerados polimícticos, de fácil desagregación, con clastos del tamaño de una arveja a un poco mayores que un puño. Complejo sedimentario de vasta propagación horizontal y considerable espesor, que yace en todos los lugares directamente sobre la Formación Río Mayo" (González, 1967, 1978)

Posteriormente, Dal Molín y Franchi (1996) modifican esta clasificación, subdividiendo la Formación Río Mayo (*sensu* González, 1967) en dos unidades: Formación Pedregoso y Formación Río Mayo (*sensu* Dal Molín y Franchi, 1996). Ellos infieren que González (1967) se

refirió a la Formación Río Mayo como un nivel de tobas basales, las que Dal Molín y Franchi (1996) reconocen como Formación Río Frías.

No obstante, González (1967) es bastante claro en su descripción de los afloramientos y litología de la Formación Río Mayo. Así, la división que realizan Dal Molín y Franchi (1996) no es acorde con las recomendaciones del Código Estratigráfico Internacional (1994), vigente en aquel momento, el cual enuncia que "si una unidad es dividida en una o más unidades formales el nombre geográfico de la unidad original no debe ser utilizado para ninguna de las subdivisiones" (Capítulo 3, Parte B, Punto 3-vi, Código Estratigráfico Internacional, 1994); este mismo punto es mencionado en el código más reciente, el cual postula "Cuando se divide una unidad en dos o más del mismo rango que la original, no puede usarse el nombre original para ninguna de las divisiones. El nombre anterior para una de las unidades implica excluir ese nombre para un término de rango superior" (Artículo 19.f – 19.g, Código Estratigráfico Norteamericano, 2005).

Esta propuesta fue validada por Escosteguy *et al.* (2003) en la Hoja Geológica Lago Buenos Aires, donde dividen la Formación Río Mayo (*sensu* González, 1967) en dos unidades: Formación El Portezuelo (inferior) y Formación Río Mayo (superior) (*sensu* Escosteguy *et al.*, 2003). Ver Figura 7.2.

De acuerdo a los argumentos planteados anteriormente, se propone elevar a la Formación Río Mayo (*sensu* González 1967, 1978) a la categoría de Grupo Río Mayo. Siguiendo la descripción original de González (1967) y las divisiones posteriores (Dal Molín y Franchi, 1996; Escosteguy *et al.*, 2003), esta formación comprendería dos formaciones: Formación El Portezuelo y la formación que previamente era considerada

como Formación Río Mayo (*sensu* Dal Molín & Franchi, 1996), la cual se propone renombrar como Formación Guenguel (ex Formación Río Mayo).

A. FORMACIÓN EL PORTEZUELO

(Escostegui *et al.*, 2003; *emend.* Rivas, 2015)

i) Revisión

Se propone asignar a esta formación a las unidades 3 y 4 descritas en este trabajo, compuestas de sucesiones epiclásticas y volcanoclásticas formadas por areniscas, fangolitas y conglomerados (Figura 7.1). Estas corresponderían a la parte superior de la Formación Oscuro (*sensu* Quiroz & Bruce, 2010). Aparentemente, las unidades que dan lugar a esta formación aflorarían entre Chile y Argentina, formando el cuerpo de las mesetas del sector argentino y las lomas de sector chileno (área de estudio).

Esta formación corresponde a la parte media de la Formación Río Mayo (*sensu* González, 1967), quién reconoce sobre un nivel de tobas de colores claros (Estratos de Balmaceda), "gruesos bancos, compactos y resistentes de tufitas arenosas en forma de cornisa, de color gris claro y algo azulado en su conjunto".

ii) Litología y potencia

Se compone principalmente de areniscas, areniscas tobáceas, limolitas y conglomerados subordinados, alcanzando un potencia total estimada de 840 m en el sector chileno. De acuerdo a variaciones en su composición, estructuras sedimentarias, exposición de los afloramientos

y litofacies, se propone dividir esta formación en tres miembros informales:

- **Miembro Esfinge**

Se propone definir este miembro como la sucesión de areniscas de grano fino a medio, hasta conglomerádicas, con lentes de conglomerado subordinados, que conforman la Unidad 3 presentada en este trabajo.

Las litologías son de colores pardo-anaranjado, gris y rosado. La estratificación es tabular, maciza y con estratificación cruzada. Se caracteriza por presentar una meteorización suave (*soft weathering*) que le da un aspecto suavizado a los afloramientos. La potencia de esta unidad alcanza 214 m de potencia medida y 254 m de potencia estimada, considerando 40 m de cobertura entre ambos estratotipos.

Su localidad tipo se ubica en la zona del río Oscuro, cuyo estratotipo es compuesto con base en la localidad Río Oscuro 5 (UTM 285696 E, 4899475 S), mientras que su techo aflora en la localidad adyacente Cerro de la Esfinge 1 (UTM 286413 E, 4899237 S).

El contacto basal no está expuesto, sin embargo, se infiere un contacto discordante y de erosión sobre los depósitos volcanoclásticos de la Formación Río Frías.

Aparentemente, este miembro no estaría expuesto en el sector argentino o no se habría identificado como un miembro distinto.

- **Miembro Cerro Azul**

Se propone definir este miembro como la sucesión de areniscas de grano fino a conglomerádico, limolitas y conglomerados que conforman la

parte inferior de la Unidad 4. Esto es la sección superior del Cerro de la Esfinge (Sección Cerro de la Esfinge 2) y las partes inferior y media de la Sección Laguna Ploma.

Corresponde al miembro más destacado del sector. El color de los afloramientos es gris a gris-azulado y pardo. La estratificación es tabular, maciza y con potentes niveles con estructuras sedimentarias tractivas. Se caracteriza por su exposición más resistente a la meteorización, en cornisas, que le dan un aspecto escarpado. A diferencia del Miembro Esfinge, las rocas del Miembro Chalía presentan una mayor componente tobácea, con niveles de areniscas y conglomerados tobáceos, así como también pómez dispersas en toda la unidad. La potencia de estos estratos, en el sector chileno, alcanza 454.3 m, aunque se estima un espesor de 514.3 m, considerando un tramo no medido aproximado de 60 m, entre el techo de la Sección Cerro de la Esfinge 2 y la base de la Sección Laguna Ploma (suprayacente).

Su área tipo correspondería al Cerro Azul, donde posee su mejor exposición. En el sector argentino, se expone de mejor manera en la Pampa del Chalía con marcados escarpes, a lo largo de las riberas del río Mayo, en la Meseta del Guenguel y en el sector de El Portezuelo (González, 1967; Dal Molín y Franchi, 1996, Escosteguy *et al.*, 2003).

Se propone como secciones tipo compuestas a la columnas estratigráficas levantadas en la localidad Cerro de la Esfinge 2 (UTM 285994 E, 4899269 S), donde el Miembro Cerro Azul se posa en contacto nítido y concordante sobre el Miembro Esfinge; y a la parte inferior y media de la Sección Laguna Ploma (286124 E, 4896185 S), donde ocurre un paso transicional hacia el Miembro Laguna Ploma. En el cerro de la

Esfinge, se hallaron restos óseos de un mamífero fósil asignado a la familia Interatheridae indet.

- **Miembro Laguna Ploma**

Se define como Miembro Laguna Ploma a la sucesión de areniscas, fangolitas, limolitas y conglomerados subordinados, correspondientes a la parte superior de la Unidad 4 en la Sección Laguna Ploma.

Las rocas de este miembro presentan colores grises, rosados y pardos. Se caracteriza por presentar estratificación en capas equipotentes, principalmente macizas, y con estructuras sedimentarias tractivas minoritarias. Desarrollo de paleosuelos con rizolitos y bioturbación son comunes. Su espesor alcanza los 109.7 m en el sector en la zona de Laguna Ploma.

Su localidad tipo se ubica en la ribera norte de la Laguna Ploma (UTM 286393 E; 4896318 S), en la parte alta de los valles de los ríos Oscuro y Simpson. El estratotipo de este miembro corresponde a las secciones Laguna Ploma [5/6] y Laguna Ploma [6/6].

La base de este miembro es aparentemente concordante sobre el Miembro Cerro Azul, aunque no se descartan discontinuidades internas en los afloramientos de Laguna Ploma, debido al cambio abrupto en las litologías y la posible presencia de estratos de crecimiento.

iii) Relaciones de contacto

La Formación El Portezuelo se posa en contacto paraconcordante, con una discordancia erosiva inferida, sobre las rocas volcanoclásticas de la Formación Río Frías. No presenta techo expuesto en el sector chileno, terminando su parte superior en un contacto con el cuaternario y la

superficie de erosión actual. En Argentina, su techo corresponde a las areniscas y limos de Formación Guenguel (ex Formación Río Mayo, propuesto aquí) con la cual posee un contacto concordante (Escosteguy *et al.*, 2003)

iv) Edad

Edades U-Pb mediante LA-ICP-MS obtenidas en la parte media del Miembro Esfinge y en las cercanías del contacto entre los miembros Esfinge y Cerro Azul, indican valores de 12.18 ± 0.4 Ma y 12.3 ± 0.16 Ma, respectivamente para esta formación. Dal Molín y Franchi (1996) mencionan una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 12.18 ± 0.15 Ma para una toba intercalada entre niveles conglomerádicos, interpretados aquí como la parte superior de la Formación El Portezuelo, en la zona de Pampa del Chaliá. De Iuliis *et al.* (2008) mencionan una edad de 11.8 Ma para la suprayacente Formación Guenguel (ex Formación Río Mayo). Por lo tanto, la edad de esta formación corresponde al Mioceno medio (Serravalliense).

v) Correlaciones

Aparte de la correlación entre las unidades 3-4 de la zona de estudio con la Formación El Portezuelo (Argentina), que se propone en este capítulo, no se conocen unidades afines.

vi) Ambiente Deposicional

Esta formación se habría depositado en un ambiente continental fluvial, de carácter trenzado y carga arenosa (miembros Esfinge y Cerro Azul); evolucionando a un ambiente más tranquilo en la zona de llanura de inundación de ríos sinuosos (Miembro Laguna Ploma).

CHILE							NUEVA PROPUESTA ESTRATIGRÁFICA			
Skarmeta (1974, 1978)	Suárez <i>et al.</i> (1994)	Ray <i>et al.</i> (1994)	Suárez <i>et al.</i> (1996)	Ray (1996)	De La Cruz <i>et al.</i> (2003)	Quiroz y Bruce (2010)	Este trabajo (2015)			
Formación Galera	Formación Galera	Formación Galera ?	Formación Galera	Formación Galera	? Formación Galera ?	?	Grupo Río Mayo	ARGENTINA		
		?			Hiato					
		Formación Balmaceda ?		Formación Balmaceda	?	Formación Oscuro			Formación El Portezuelo	UNIDAD 3 + 4
	? Formación Río Frías ?	? Formación Simpson ?	Estratos de Loma Portezuelo		Formación Oscuro ?	?			Formación Río Frías	UNIDAD 2
----- Hiato -----				----- Hiato -----			----- Hiato -----			
	Basaltos de Balmaceda	Formación Oscuro Basaltos de Balmaceda	Basaltos de Balmaceda	Formación Oscuro Basaltos de Balmaceda	Basaltos de Balmaceda	Basaltos de Balmaceda	Formación Estancia La Frontera Basaltos de Balmaceda	UNIDAD 1		
Grupo Divisadero							Grupo Divisadero			

Figura 7.1. Historia de la clasificación estratigráfica en el sector de Balmaceda (46°S). Nueva propuesta estratigráfica para el sector fronterizo, relacionando las unidades descritas para la ex Formación Oscuro.

B. FORMACIÓN GUENGUEL

(Dal Molín y Franchi, 1996; *emend.* Rivas, 2015)

i) Definición

Se define como Formación Guenguel a la sucesión de areniscas, tobas y limos que sobreyacen a la Formación El Portezuelo (Escosteguy *et al.*, 2003). Esta formación corresponde a la actual Formación Río Mayo (*sensu* Escosteguy *et al.*, 2003), sin embargo, dado que se propone elevar el topónimo Río Mayo al Grupo Río Mayo, se sugiere utilizar el nombre de Formación Guenguel para referirse a estos depósitos, el cual se menciona por primera vez en la publicación de Dal Molín y Franchi (1996), para referirse a parte de los depósitos de la Formación Río Mayo (*sensu* González, 1967), en la Meseta del Guenguel.

La Formación Guenguel sería análoga a los niveles superiores de la Formación Río Mayo (*sensu* González, 1967) quien habla de una transición desde los niveles de tufitas gris-azuladas que afloran como cornisa (Fm. El Portezuelo), hacia "sedimentitas más finas que constituyen la parte superior del complejo que afloran al oeste del lago Blanco".

Durante la realización de este trabajo, no se reconoció esta formación en el sector chileno. Sin embargo, dado que esta se reconoce en el sector argentino sobre las rocas de la Formación El Portezuelo y, dado que el cambio en la nomenclatura estratigráfica afecta su denominación, se consideró necesario mencionarla.

ii) Litología y potencia

Se compone de tobas grises bien estratificadas con intercalaciones de areniscas de grano medio color azulado y bancos tabulares de limo de

color amarillo pálido de 0,5 a 3 m de potencia, con horizontes de paleosuelos laminados. Un banco de tobas blancas de 1,5 m de potencia, cerca de la base, es utilizado como nivel guía en el sector de Cerro Guenguel (Escosteguy *et al.*, 2003).

iii) Relaciones de contacto

Se posa en contacto concordante sobre la Formación El Portezuelo y, hacia el techo, pasa transicionalmente a los conglomerados de la Formación Chalía (Dal Molín & Franchi, 1996; Escosteguy *et al.*, 2003), aunque Ray (1996), reconoce un contacto discordante y de erosión entre ambas.

iv) Edad

De Iuliis *et al.* (2008) publican una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 11.8 Ma para la base de esta formación, medida en la localidad de Cerro Guenguel, en la ladera occidental de la Meseta del Guenguel.

v) Ambiente Depositional

De acuerdo a Dal Molín & Franchi (1996), estas unidades se habrían depositado en un ambiente de dunas, lagos someros y ríos efímeros.

		ARGENTINA			CHILE						NUEVA PROPUESTA ESTRATIGRÁFICA		
		González (1967, 1978)	Dal Molín y Franchi (1996)	Escosteguy et al. (2003)	Skarmeta (1974, 1978)	Suárez et al. (1994)	Ray et al. (1994)	Suárez et al. (1996)	Ray (1996)	De La Cruz et al. (2003)	Quiroz y Bruce (2010)	Este trabajo (2015)	
CENOZOICO	Plioceno	Formación Pedregoso	?	Formación Chaliá	Formación Galera	Formación Galera	Formación Galera	Formación Galera	Formación Galera	?	Formación Galera	?	
		superior	?	?		?	?		?	?		?	
		medio	Fm. Río Mayo	?		Formación Río Mayo	?		?	Formación Balmaceda		?	?
	inferior	Fm. Río Frías	?	Formación Río Frías		?	?	?	?	?	?	?	?
	Oligoceno	?	?	?		Hiato			?	?	?	?	?
	Eoceno	Volcanitas básicas				Basaltos de Balmaceda	Basaltos de Balmaceda	Formación Oscuro	Basaltos de Balmaceda	Formación Oscuro	Basaltos de Balmaceda	Basaltos de Balmaceda	Formación Estancia La Frontera
	Paleoceno												Basaltos de Balmaceda
	Cretácico		Formación Divisadero			Grupo Divisadero						Grupo Divisadero	

Figura 7.2. Historia de la clasificación estratigráfica para las unidades sedimentarias cenozoicas entre 45.4°S y 46°S. Nueva propuesta estratigráfica para estas sucesiones.

8. DISCUSIONES

8.1 Composición

La composición litológica analizada en los cortes transparentes indica rocas textural y composicionalmente inmaduras. Esto se evidencia en la matriz vítrea abundante de las unidades inferiores (formaciones Estancia La Frontera (Unidad 1) y Río Frías (Unidad 2)) y el desarrollo de estructuras edáficas. Estas rocas experimentaron la formación de matriz secundaria producto de la formación de paleosuelos, tomando un aspecto limoso. En el caso de las unidades superiores, aunque el material piroclástico/vítreo es menos considerable, el bajo redondeamiento de los cristales, así como la presencia de minerales inestables (feldespatos, minerales ferromagnesianos y fragmentos líticos), también indican una inmadurez textural y composicional. Esto reflejaría un retrabajo acotado y una cercanía a la fuente sedimentaria.

8.2 Ambiente deposicional

Las condiciones deposicionales de las unidades descritas corresponderían a un ambiente continental, con deposición aluvial distal durante el Eoceno, un hiato Eoceno tardío - Mioceno temprano y la reactivación de un nuevo sistema aluvial distal en el Mioceno temprano - medio. Posteriormente, se emplaza un ambiente fluvial trenzado que evoluciona a un ambiente de ríos sinuosos. Las variaciones de facies observadas permiten inferir cambios en el comportamiento de los sistemas debido a forzantes tectónicas y/o climáticas.

Existen algunas discrepancias con respecto a modelos deposicionales anteriormente propuestos, principalmente, para las unidades más volcanoclásticas (Formación Oscuro y Formación Balmaceda). Algunos autores han reconocido ignimbritas o evidencia de flujos piroclásticos en las sucesiones basales (Ray, 1996; Suárez *et al.*, 1994; Suárez *et al.*, 1996), sin embargo, no se encontraron datos suficientes que respalden esta información; además, las unidades estudiadas no presentan evidencia de una alta temperatura o flujo en el momento de su deposición (soldamiento, compactación, fiammes, escape de gas) y los restos de madera carbonizada de Ray (1996) podrían haber sido confundidos con pátinas de óxidos de manganeso que le da un aspecto negro en vetillas en ciertos niveles con un moderado-alto desarrollo de paleosuelos.

Las estructuras subredondeadas con abundantes óxidos de la parte basal de la Formación Oscuro se interpretan, en este trabajo, como nódulos ferruginosos derivados de la lixiviación del suelo maduro; sin embargo, Ray (1996) reconoce depósitos de caída con lapilli acrecional en esta unidad. También podría ser una combinación de ambos fenómenos, aunque deben estudiarse con más detalle para diferenciarlos.

Los icnofósiles continentales, asociados a insectos (E. Bostelmann, comunicación personal, 2015), serían el primer registro en estas unidades.

8.3 Consideraciones estratigráficas

Considerando las diferentes unidades reconocidas en el capítulo anterior, al interior de la Formación Oscuro (*sensu* Quiroz & Bruce, 2010),

de composición diferenciable y con presencia de hiatos temporales entre estas, se hace necesaria la proposición de una nueva clasificación estratigráfica. Además, como las unidades expuestas son compartidas y aparentemente correlativas a ambos lados de la frontera con Argentina, es indispensable conciliar el lenguaje estratigráfico entre ambos países. Sin embargo, esto requiere de un trabajo mayor, con el reestudio de las unidades argentinas, que permita validar estas inferencias.

Sobre las unidades descritas en este trabajo, en el sector argentino, se apoya una sucesión de conglomerados semi-consolidados, de tamaño centimétrico a decimétrico, conocidos en Argentina como Formación Chalía (Escosteguy et al., 2003). Estos se dispondrían de manera gradual sobre la Formación Guenguel (ex Río Mayo), aunque Ray (1996) reconoce un contacto discordante y erosivo. Esta formación sería correlativa con la Formación Galera aflorante en el cerro Galera y sería análoga a la Formación Pedregoso (*sensu* González, 1967). Estas sucesiones estarían estratigráficamente más arriba que la parte superior Formación El Portezuelo del área de estudio (laguna Ploma), posándose sobre el Grupo Río Mayo, aunque esta relación no se observa en el sector chileno.

Si bien, este trabajo propone modificar el rango de la formación y la clasificación estratigráfica actual, esta tiene un carácter informal al ser propuesta en una tesis de grado. Solo se considera como una recomendación basada en los argumentos expuestos en el capítulo de Estratigrafía. Hasta ahora, se ha mencionado la necesidad de reestudiar la Formación Oscuro y conciliar el léxico formacional, en instancias de congresos geológicos (Rivas et al., 2014; Rivas et al., 2015).

8.4 Edad y SALMA

Los depósitos que dan origen al Grupo Río Mayo, expresada en Chile con la Formación Estancia La Frontera y la Formación El Portezuelo, fueron agrupados en el piso biocronoestratigráfico informal conocido como SALMA Mayoense (Kraglievich, 1930), de acuerdo a su contenido fósil registrado por Ameghino (1906) y Roth (1908). Esta unidad biocronoestratigráfica tiene su localidad tipo en los estratos que conforman el cuerpo de la pampa del Chalía y correspondería a los únicos depósitos de este rango del Mioceno medio en Patagonia. La edad asignada para esta SALMA ha sido acotada entre 12.18 y 11.8 Ma (Dal Molín y Franchi, 1996; De Iuliis *et al.*, 2008). Sin embargo, las dataciones proporcionadas en este trabajo desplazan su límite inferior a 12.3 Ma.

Este rango de edad para el Mayoense provoca una superposición de unidades cronoestratigráficas con el SALMA Laventense definido en La Venta, Colombia (13.5 – 11.8 Ma) (Madden *et al.*, 1994). Esto es problemático ya que estarían en uso dos unidades para un rango temporal compartido. Sin embargo, el rango Laventense fue definido formalmente, de acuerdo a los códigos internacionales, mientras que el Mayoense nunca ha sido formalizado.

Por lo tanto, debe revisarse la definición del Mayoense y su relación con las SALMA adyacentes. Además, este hecho pone en cuestionamiento el uso de estas unidades cronoestratigráficas informales como una escala de tiempo geológica paralela y destaca las limitaciones de su uso a nivel continental, entre latitudes tan distantes.

8.5 Tectónica y paleogeografía

La evolución de la sedimentación de los depósitos de componen la cuenca de Balmaceda - Guenguel se relaciona con diversos procesos tectónicos ocurridos en el margen suroccidental de Sudamérica durante el Cenozoico. A continuación se presenta una breve interpretación de estos procesos y su expresión en la paleogeografía para las formaciones de Balmaceda. Una representación gráfica de cada período es mostrado en la Figura 8.2.

i) Eoceno

Las rocas volcanoclásticas y piroclásticas de la Formación Estancia La Frontera se habrían depositado inmediatamente posterior a la efusión de los Basaltos de Balmaceda, con signatura OIB (De la Cruz *et al.*, 2003), cuyo origen sería una ventana astenosférica provocada por la subducción y desplazamiento hacia el sur, de la dorsal activa que separaba las placas Farallón y Aluk (Phoenix) (Scalabrino, 2009). Esta interacción habría provocado un alzamiento regional acompañado de una extensión generalizada (Aragón *et al.*, 2011). Se desconoce si el material piroclástico estaría relacionado con los eventos volcánicos efusivos. Aragón *et al.* (2011) reconocen abundantes depósitos piroclásticos de 60 a 42 Ma (41°S), lo que quizás sería el preámbulo de lo que ocurriría en la zona de estudio posteriormente.

El relieve en este período estaría dominado por una zona elevada hacia el oeste, producto de la tectónica compresiva pre-cenozoica (Suárez & De la Cruz, 2000), con una zona llana hacia el oriente (piedemonte?)

donde la deposición sería aluvial y episódica, favoreciendo el destacado desarrollo de paleosuelos.

ii) Eoceno tardío – Mioceno temprano?

Durante este período no hay registro al norte del lago General Carrera (46°S). Se interpreta la existencia de un contacto paraconcordante a una discordancia angular sutil entre la Formación Estancia La Frontera (Eoceno inf) y la Formación Río Frías (Mioceno inferior).

Mientras tanto, al sur del Lago General Carrera, se ha interpretado una tectónica compresiva desde los 30 Ma (Scalabrino *et al.*, 2009) o probablemente anterior (Suárez *et al.*, 2000), formando una cuenca de antepaís al este de la Cordillera Patagónica. Esta compresión tiene como evidencia el ciclo de transgresión-regresión protagonizado por los depósitos marinos de la Formación Guadal (Oligoceno inferior – Mioceno inferior) y las rocas continentales de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior – Mioceno medio), no observadas al norte del lago.

iii) Mioceno temprano/medio – tardío

La Formación Río Frías es la evidencia sedimentaria neógena más antigua a la latitud de Balmaceda (46°S). No ha sido posible acotar su edad pero, de acuerdo a su fauna fósil, tendrían una edad miocena temprana a media (E. Bostelman, observación personal, 2015). Estas rocas representan la parte distal de un sistema aluvial, progradante sobre la Formación Estancia La Frontera. Esta zona se interpreta como un

piedemonte en la zona del antepaís oriental de la Cordillera Patagónica (activa desde el período anterior).

Scalabrino *et al.* (2009) interpretan la formación de un piedemonte en el antepaís oriental, adyacente al frente tectónico originado en el Mioceno, posterior a la Transgresión Patagoniana. Ellos deducen una detención de la compresión entre los 16 – 14 Ma, de acuerdo con la interrupción de la deposición de la Formación Santa Cruz y el comienzo de la formación de los *plateau* basálticos superiores de la meseta del lago Buenos Aires. No obstante, el cambio en el régimen tectónico habría sido gradual y posterior hacia el norte, manteniéndose compresivo hasta el Mioceno temprano – medio, provocando un alzamiento que creó el espacio de acomodación y proporcionó el material para la sedimentación y progradación del sistema fluvial perenne de la Formación El Portezuelo, en contacto erosivo sobre la Formación Río Frías (Miembros Esfinge y Cerro Azul).

El comportamiento trenzado y el abandono de canales se relacionan con un perfil de equilibrio más empinado y una evolución constante del sistema. Evidencia de tectónica activa es la tendencia granocreciente entre ambos miembros (progradación) y la presencia de estructuras deformacionales sindeposicionales, muy abundantes en la parte inferior de la Sección Laguna Ploma (Figura 6.6 C). Lagabriele *et al.* (2004) reconocen un pliegue sinclinal de crecimiento en los estratos de la Formación El Portezuelo, al suroeste de meseta del Guenguel (Portezuelo), que refuerza esta teoría. Estructuras similares también han sido interpretadas en el área de laguna Ploma (R. Charrier, observación personal, 2015), al sur de Balmaceda, reconociendo un abanicamiento en los estratos relacionado con discordancias progresivas. Este

abanicamiento se debería a discordancias intraformacionales provocadas por actividad o migración del frente de deformación (Dávila & Astini, 2003), durante la deposición del Miembro Laguna Ploma de la Formación El Portezuelo, por lo menos hasta los 12 Ma (Figura 8.1).

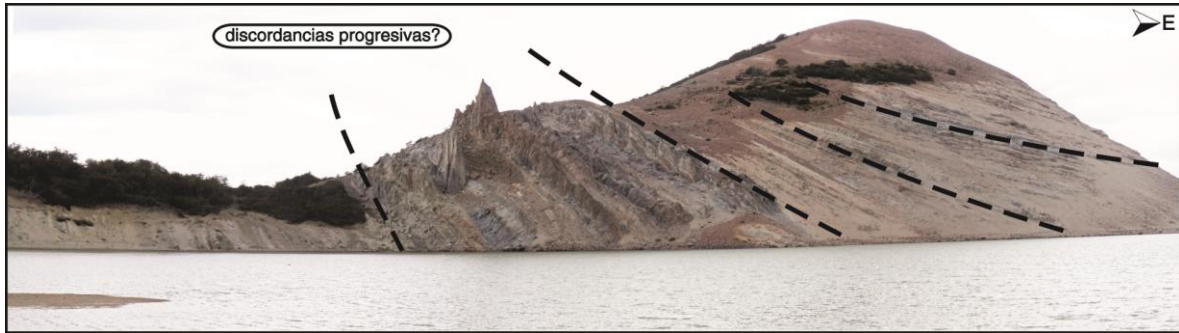


Figura 7.3. Posible evidencia de tectónica sindeposicional con formación de discordancias progresivas en la parte superior de la Formación El Portezuelo (Unidad 4).

Se reconoce un cambio de facies entre los miembros Esfinge y Laguna Ploma de la Formación El Portezuelo, el último con una composición piroclástica marcada (¿actividad en el arco o posible magmatismo explosivo asociado a los basaltos del *plateau* coetáneos?).

De manera consecutiva, hacia el techo de la Formación El Portezuelo (Miembro Laguna Ploma) ocurre un cambio gradual entre un sistema fluvial trenzado a uno sinuoso, con estratificación de menor potencia y desarrollo de amplias llanuras de inundación. Esto refleja un sistema fluvial más estable y una menor pendiente regional como reacción a un posible término o atenuación de la tectónica compresiva (¿detención de compresión o cambio de facies por la discordancia intraformacional?). El nuevo escenario se habría exagerado durante la deposición de la Formación Guenguel (ex Río Mayo), ya que sus facies son aún más distales y menos energéticas (Dal Molín y Franchi, 1996), perdurando

hasta los 10 Ma aproximadamente, edad superior que se infiere para la SALMA Mayoense.

Los estratos de la Formación El Portezuelo, compartidos por Chile y Argentina, son la evidencia más reciente del Mioceno medio en el sur de Patagonia. No hay registro de unidades más jóvenes posteriores entre la Formación Santa Cruz (Mioceno temprano – medio) y el Plioceno al sur de 45°S.

iv) Mioceno tardío – Plioceno

Sobre la Formación Guenguel (ex Río Mayo) ocurre un cambio drástico en las facies observadas con la aparición de los conglomerados de la Formación Chalía/Galera que coronan las mesetas al norte del lago General Carrera. Se desconoce la edad absoluta y la verdadera naturaleza de su contacto basal que ha sido interpretado como gradual (González, 1967; Dal Molín y Franchi, 1996) y como concordante/erosivo (Ray, 1996). Sin embargo se infiere que su deposición habría ocurrido entre los 10 Ma, edad mínima estimada para la Formación Guenguel (ex Río Mayo), y los 4-3 Ma, edad estimada para el inicio de una fase extensional regional en la zona (Lagabrielle *et al.*, 2007; Scalabrino *et al.*, 2011). Estos depósitos representan un sistema fluvial gravoso-arenoso, trenzado, de alta energía y dirigido al este (Skarmeta, 1974; De la Cruz *et al.*, 2003); el sistema se habría generado producto de la activación de un nuevo pulso tectónico compresivo, asociado tentativamente a la subducción del segmento SCR – 1 de la Dorsal de Chile hace 6 Ma (Lagabrielle *et al.*, 2004).

Los conglomerados de la Formación Chaliá/Galera no están registrados en las mesetas al sur del lago General Carrera, excepto por algunas capas fluviales y glaciales entre los basaltos (Scalabrino *et al.*, 2009). Se infiere una extensión local en ese sector, vinculada a la presencia de un 'slab tear' bajo la zona (Guivel *et al.*, 2006) o producto de fallamiento de rumbo transtensivo, correlativo con la subducción oblicua en el margen y la interacción con la Dorsal de Chile (Lagabrielle *et al.*, 2004; Scalabrino *et al.*, 2009).

Durante este período, desde los 7 Ma, la zona estaba siendo afectada por los primeros pulsos glaciales registrados en Patagonia, los cuales fluían hacia el E sobre el piedemonte (Lagabrielle *et al.* 2010, Scalabrino *et al.*, 2011).

v) Plioceno - Cuaternario

Durante y después de la sedimentación de las sucesiones que dieron origen a la Formación Chaliá/Galera la zona habría experimentado una glaciación importante con el desarrollo de grandes glaciares de valle que migraban desde la Cordillera Patagónica (Lagabrielle *et al.*, 2010; Scalabrino *et al.*, 2011). Estos se habrían encajonado entre el piedemonte interrumpiendo la paleosuperficie originada durante el Mioceno medio – tardío (Scalabrino *et al.*, 2009) (Figura 8.3). Hay evidencia de depósitos glaciales sobre las mesetas al sur del lago General Carrera, como también en la zona de Balmaceda.

Finalmente, entre 4 y 3 Ma atrás habría ocurrido un cambio en el régimen tectónico de la zona, pasando a una extensión generalizada. La extensión habría originado una inversión negativa del relieve,

aprovechando las fallas orientales que dieron origen al frente tectónico previo. El alzamiento de las mesetas a ambos lados del lago, así como de paleosuperficies en la zona interna de la Cordillera Patagónica Central (superficie Avellanos) serían consecuencia directa de esta inversión (Lagabrielle *et al.*, 2007; Scalabrino *et al.*, 2011) (Figura 8.3).

La génesis de la extensión se ligaría al desplazamiento del segmento SCR-1 de la Dorsal de Chile bajo Patagonia (subductado hace 6 Ma), cuya ventana astenosférica se posicionaría bajo el lago General Carrera actualmente (Scalabrino *et al.* 2011).

Dado que el plegamiento subvertical de los estratos de la Formación El Portezuelo, en el sector de laguna Ploma, obedece a una tectónica compresiva, este corrimiento debe ser anterior, antes de 4-3 Ma. Probablemente relacionado con la formación de los estratos de crecimiento en el sector de laguna Ploma. Este cabalgamiento se continúa hacia el norte como Falla El Ministro, de carácter inverso.

8.6 Consideraciones regionales finales

Es muy relevante el marcado contraste entre las formaciones presentes a ambos lados del lago General Carrera, en términos de su edad, composición y ambiente deposicional. La evidencia disponible indica una desconexión entre ambos sectores, posiblemente asociado a cuencas separadas por algún obstáculo físico en la zona del actual lago General Carrera o una configuración distinta del sector interno y oriental de la Cordillera Patagónica.

Si bien en la discusión se alude a los procesos tectónicos como principal actor en las variaciones sedimentológicas observadas, también deben considerarse los factores climáticos imperantes, los que de manera aislada o en conjunto con el tectonismo pueden provocar importantes cambios en el caudal, aporte sedimentario y el nivel de base de los sistemas. Más aún, durante el Cenozoico se registran notables cambios climáticos globales. El alcance y la relación del clima en la evolución de la cuenca es una variable importante pero escapa a los objetivos de este trabajo.

Representación	Temporalidad	Eventos más destacados
<p>W ← Actividad en el arco? Volcanismo extraandino?</p> <p>Unidad 1</p> <p>Basaltos Eoceno</p> <p>Cretácico</p> <p>Alzamiento térmico + extensión</p>	Eoceno temprano	<p>Extensión post subducción dorsal Farallón - Aluk Posterior a la ventana astenosférica</p> <p>Sistema aluvial dirigido hacia el E?</p> <p>Abundante volcanismo explosivo (extraandino o en el arco volcánico?)</p> <p>↓</p>
<p>----- Hiato -----</p>	Eoceno tardío - Mioceno temprano?	<p>Comienzo tectonismo compresivo (30 Ma)</p> <p>Ciclo transgresivo - regresivo</p> <p>↓</p>
<p>W ← Alta actividad volcánica</p> <p>Unidad 2</p> <p>Unidad 1</p> <p>paraconcordancia</p> <p>Tectónica compresiva</p>	Mioceno temprano? - medio?	<p>Continuación de la tectónica compresiva. Alzamiento + denudación</p> <p>Reactivación de la sedimentación</p> <p>Progradación sistema aluvial distal</p> <p>Abundante volcanismo explosivo</p> <p>↓</p>
<p>W ← Alta actividad volcánica</p> <p>Unidad 4 miembro inf.</p> <p>Unidad 3</p> <p>Unidad 2</p> <p>Unidad 1</p> <p>Tectónica compresiva + alzamiento</p>	Mioceno medio	<p>Alzamiento pronunciado > Denudación y erosión</p> <p>Compresión sinsedimentaria</p> <p>Mayor disponibilidad de sedimentos</p> <p>Aumento de la descarga</p> <p>Sistema fluvial trezado hacia el E</p> <p>Disminución volcanismo y posterior reactivación</p> <p>↓</p>
<p>W ← Actividad volcánica moderada</p> <p>Unidad 4 miembro sup.</p> <p>Unidad 4 inf.</p> <p>Unidad 3</p> <p>Unidad 2</p> <p>Unidad 1</p> <p>Pausa en la compresión - relajación?</p>	Mioceno medio tardío	<p>Cese de la compresión o disminución de su magnitud?</p> <p>Disminución de la pendiente y/o baja descarga</p> <p>Disminución de la pendiente</p> <p>Sistema fluvial sinuoso</p> <p>Amplias llanuras de inundación</p> <p>Moderado volcanismo explosivo</p>

Figura 7.4. Modelo evolutivo para los depósitos de la Cuenca de Balmaceda – Guenguel.

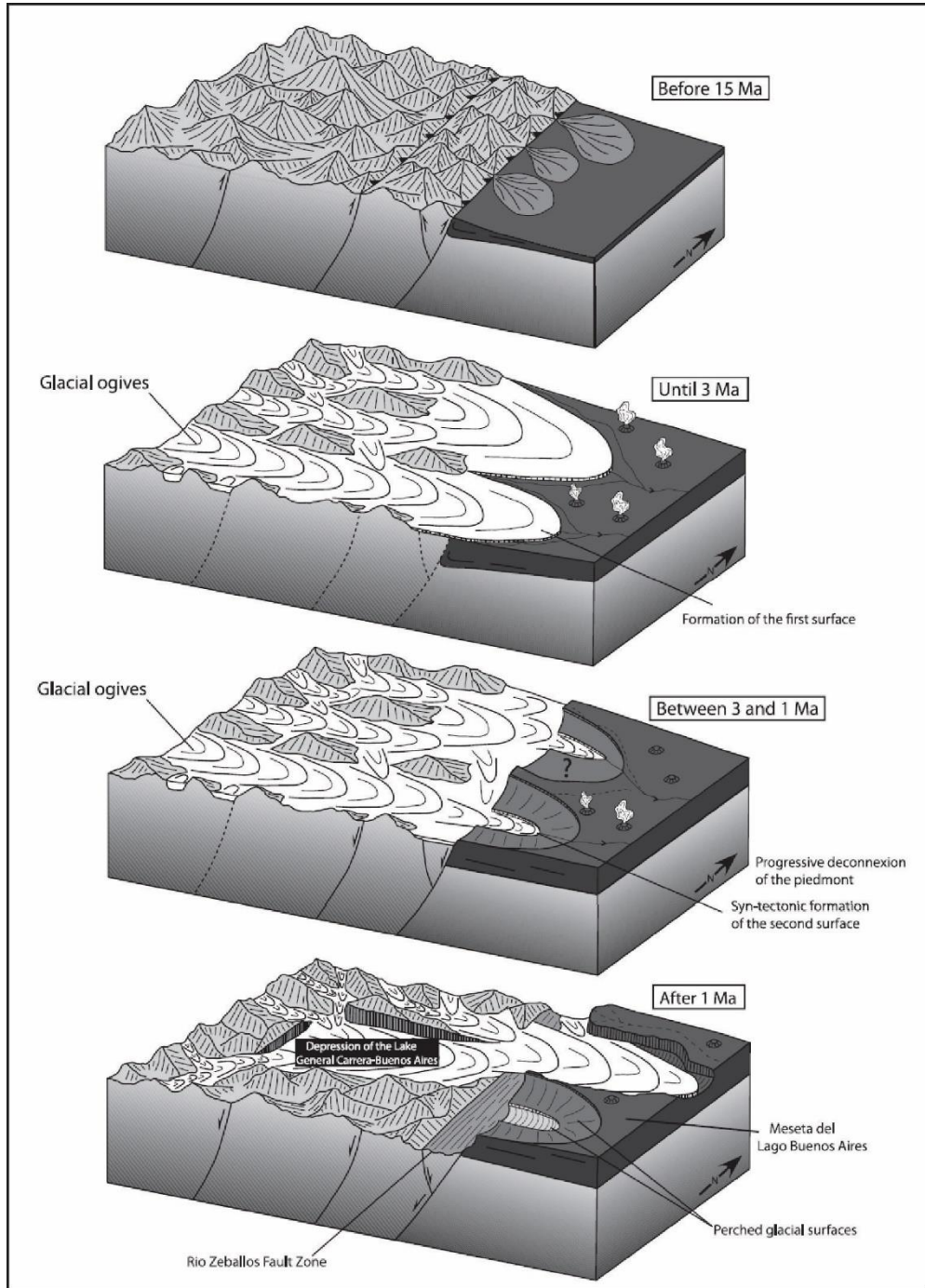


Figura 7.5. Modelo de extensión pliocena – cuaternaria en la zona del lago General Carrera. Tomado de Scalabrino *et al.* (2009).

9. CONCLUSIÓN

Una revisión detallada de los estratos cenozoicos de Balmaceda, conocidos, hasta ahora, como Formación Oscuro, indica la existencia de cuatro unidades litoestratigráficas diferenciables. Estas tendrían su origen en distintos momentos de la evolución tectónica de la Cordillera Patagónica, reflejados en variaciones en la sedimentación en el antepaís.

La sedimentación en la zona de Balmaceda – Guenguel comienza con rocas volcanoclásticas y piroclásticas del Eoceno temprano (Formación Estancia La Frontera), depositadas en un ambiente aluvial distal. Sobre estos en paraconcordancia se posan rocas volcanoclásticas del Mioceno inferior? (Formación Río Frías), interpretadas como la reactivación de un sistema aluvial distal. De manera suprayacente, en contacto paraconcordante y discordante de erosión, aflora una sucesión de rocas epiclásticas y volcanoclásticas interpretadas como el inicio de un sistema fluvial perenne, de carácter trezado en un comienzo, evolucionando a un sistema fluvial sinuoso con amplias llanuras de inundación (Formación El Portezuelo). Este aumento en la descarga se asocia a una tectónica compresiva imperante entre 30 Ma y 12 Ma atrás.

Es posible correlacionar estas unidades informales con las formaciones definidas en el sector argentino. Se propone una nueva clasificación estratigráfica que modifica a la actual Formación Oscuro. Se propone el abandono de esta formación, denominando a las rocas volcanoclásticas del Eoceno inferior como Formación Estancia La Frontera.

El segundo miembro corresponde a las rocas tobáceas de la Formación Río Frías, la cual se apoya sobre la anterior mediante un

contacto paraconcordante. Se propone aumentar el rango de la Formación Río Mayo a Grupo Río Mayo, compuesto en su miembro inferior por las rocas epiclásticas y volcanoclásticas de la Formación El Portezuelo. Dado que se propone utilizar el topónimo de la Formación Río Mayo en el Grupo Río Mayo, la formación suprayacente, no expuesta en el sector chileno, se propone cambiar su nombre a Formación Guenguel (ex Río Mayo).

Finalmente, la sucesión que corona las mesetas en el sector argentino, compuesta de conglomerados (Fm. Chalía), se apoya de manera discordante sobre la Formación Guenguel (ex Río Mayo). Esta formación es análoga a la Formación Galera en Chile.

Los marcados contrastes en las facies que dan lugar a las distintas formaciones, están ligadas con procesos tectónicos regionales relativos a la interacción de dorsales activas en el margen sudamericano. Localmente se reconoce la interacción de la Dorsal Farallón-Aluk (Eoceno) y con la Dorsal del Chile (desde el Mioceno medio). El acoplamiento entre ambas, así como la apertura de ventanas astenosféricas, habrían gatillado varios eventos de deformación que dieron origen a la Cordillera Patagónica y a la sedimentación correlativa en el antepaís oriental, donde se ubica el área de estudio. No se descarta una interacción conjunta entre la tectónica y cambios climáticos considerables que aumentarían la denudación y el aporte de material para la sedimentación cenozoica del antepaís.

Si bien, la revisión de esta formación apunta a un mejor conocimiento del Cenozoico de Aysén; en su marcha ha despertado nuevas interrogantes, las que no fueron cubiertas en este trabajo. Se propone como líneas de investigación futuras:

- Estudio paleoedáfico detallado, reconociendo las unidades de suelo, geoquímica y composición, apuntando a acotar la evolución paleoclimática y paleogeográfica imperante durante la deposición de estas formaciones.
- Caracterización geoquímica de niveles tobáceos con objeto de comparar y tratar de asociar los productos volcánicos con su respectiva fuente.
- Afinamiento de los datos geocronológicos mediante dataciones con métodos más precisos para rocas recientes (e.g. K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$), con el objeto de acotar de manera más certera la edad y la correcta posición estratigráfica de la Formación Balmaceda.
- Recopilación de información estructural en la Zona de Falla El Ministro, adyacente a las formaciones, para comprender el comportamiento tectónico local de esta falla. En la misma línea, realizar un nuevo mapeo geológico, que evidencie las diferentes formaciones y sus respectivos límites.

BIBLIOGRAFÍA

Arche, A. 2010. Facies, sedimentología y análisis de cuencas sedimentarias. *En Sedimentología: Del Proceso Físico a la Cuenca* (Arche, A.; Ed.). Gráficas Blanco: 15-52. España.

Belmar, M. 1996. Geología de las áreas Balmaceda y cerro Farellón, Región de Aisén, petrología y geoquímica del volcanismo ácido-intermedio, Jurásico-Terciario. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 111 p.

Boggs, S. 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press: 600 p. Nueva York.

Bridge, J. 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell Publishing: 491 p. UK.

Cas, R. & Wright, J. 1988. *Volcanic Successions: Modern and Ancient*. Chapman & Hall: 528 p. UK.

Charrier, R., Linares, E., Niemeyer, H., & Skarmeta, J. 1979. K-Ar ages of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in southern Chile and their relation to the southeast Pacific triple junction. *Geology* 7(9): 436-439.

Charrier, R., Pinto, L., & Rodríguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *In The Geology of Chile* (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society: 21-114. UK.

Charrier, R., Flynn, J., Wyss, A. & Croft, D. 2015. Marco geológico-tectónico, contenido fosilífero y cronología de los yacimientos cenozoicos pre-pleistocénicos de mamíferos terrestres fósiles de Chile. *En Vertebrados Fósiles de Chile* (Rubilar-Rogers, D., Otero, R., Vargas, A. & Sallaberry, M. Eds.). Museo Nacional de Historia Natural, Publicación ocasional N°63/2015: 293-338. Santiago, Chile.

Coe, A. 2010. *The Sedimentary Record of Sea-Level Change*. Cambridge University Press: 287 p. UK.

Colombo, F. 2010a. Abanicos aluviales: procesos de transporte y acumulación de materiales detríticos. *En Sedimentología: Del Proceso Físico a la Cuenca* (Arche, A.; Ed.). Gráficas Blanco: 85-130. España.

Colombo, F. 2010b. Abanicos aluviales: secuencias y modelos de sedimentación. *En Sedimentología: Del Proceso Físico a la Cuenca* (Arche, A.; Ed.). Gráficas Blanco: 131-225. España.

Dal Molín, C. & Franchi, M. 1996. Reinterpretación estratigráfica de las sedimentitas terciarias del suroeste del Chubut. *En Congreso Geológico Argentino, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas 1: 473-478*. Buenos Aires.

Dávila, F. & Astini, R. 2003. Discordancias progresivas en los depósitos pre-neógenos del Famatina (Formación del Crestón), La Rioja, Argentina y su implicancia en la evolución del antepaís andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(1): 109-116.

De la Cruz, R., Suárez, M., Belmar, M., Quiroz, D. & Bell, M. 2003. Geología del Área Coihaique-Balmaceda, Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 80, 40p., 1 mapa escala 1:100.000.

De la Cruz, R. & Suárez, M. 2006. Geología del Área Puerto Guadal – Puerto Sánchez, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 95, 58 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Dirección Meteorológica de Chile. s.f. Climas de Chile, Región de Aysén. Recuperado el 10 de septiembre del 2014, desde http://www.meteochile.cl/climas/climas_undecima_region.html

Espinosa, W. & Fuenzalida, R. 1971. Geología de la Provincia de Aysén entre los 45°-46° latitud sur. Instituto de Investigaciones Geológicas (Inédito): 54 p. Santiago, Chile.

Espinoza, F., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Morata, D., Polvé, M., Barbero, L., Maury, R., Guivel, C. & De la Cruz, R. 2005. Tectonics in the Central Patagonian Cordillera related to Mio-Pliocene subduction of the Chile Ridge: Preliminary morphological, chronological and geochemical evidence. *In International Symposium on Andean Geodynamics*, 6th: 250-253. Barcelona, España.

Ferrando, F. & Muñoz, M. 1979. Perspectivas de desarrollo de los recursos de la Región Aisén: Geomorfología. Intendencia Región Aisén – Serplac Región Aisén – Corfo – Iren, Inscripción N° 50.068: 69 p. Chile.

Flynn, J., Novacek, M., Dodson, H., Frassinetti, D. McKenna, M. C., Norell, M., Sears, K., Swisher, C. & Wyss, A. 2002. A new fossil mammal assemblage from the southern Chilean Andes: implications for geology, geochronology, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(3): 285-302.

Flint, S., Prior, D., Agar, S. & Turner, P. 1994. Stratigraphic and structural evolution of the Tertiary Cosmelli Basin and its relationship to the Chile triple junction. *Journal of the Geological Society*, 151(2): 251-268.

Frassinetti, D. & Covacevich, V. 1999. Invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal (Oligoceno superior-Mioceno inferior) en Pampa Castillo, región de Aisen, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín n° 51: 96 p. Santiago, Chile.

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*, 13(4): 937-968.

Gillespie, M. & Styles, M. 1999. Classification of Igneous Rocks. *In British Geological Survey Research Report (2nd edition)*, BGS Rock Classification Scheme, Volume 3, RR 99-06: 52 p. UK.

Guivel, C., Morata, D., Pelleter, E., Espinoza, F., Maury, R. C., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., Benoit, M., Suárez, M. & De la Cruz, R. 2006. Miocene to Late Quaternary Patagonian basalts (46°–47° S): geochronometric and geochemical evidence for slab tearing due to active spreading ridge subduction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 149(3): 346-370.

González, R. 1967. Geología de la región de Lago Blanco y Paso Río Mayo (Chubut). *Acta Geológica Lilloana IX*: 45-65. Tucumán, Argentina.

González, R. 1978. Descripción Geológica de las Hojas 49a, Lago Blanco y 49b, Paso Río Mayo, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín 154–155: 1-45. Buenos Aires, Argentina.

Hallsworth, C. & Knox, R. 1999. Classification of Sediments and Sedimentary Rocks. *In* British Geological Survey Research Report (2nd edition), BGS Rock Classification Scheme, Volume 3, RR 99-06: 44 p. UK.

Hervé, F., Calderón, M. & Faúndez, V. (2008). The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta*, 6(1): 43-53.

Lagabrielle, Y., Suárez, M., Rossello, E., Hérail, G., Martinod, J., Régnier, M. & de la Cruz, R. 2004. Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics*, 385(1): 211-241.

Lagabrielle, Y., Suárez, M., Malavieille, J., Morata, D., Espinoza, F., Maury, R., Scalabrino, B., Barbero, L., De la Cruz, R., Rosello, E. & Bellon, H. 2007. Pliocene extensional tectonics in the Eastern Central Patagonian Cordillera: geochronological constraints and new field evidence. *Terra Nova*, 19(6): 413-424.

Marshall, L. & Salinas, P. 1990. Stratigraphy of the Río Frías Formation (Miocene), along the Alto Río Cisnes, Aysén, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 17 (1): 57-88.

Miall, A. 2006. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer: 592 p. New York.

Miall, A. 2010. Alluvial deposits. *In* *Facies Models 4* (Dalrymple, R. & James, N.; Eds.). Geological Association of Canada: 105-137. Canada.

Niemeyer, H. 1975. Geología de la región comprendida entre el lago General Carrera y el río Chacabuco, provincia de Aysén-Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 309 p.

Niemeyer, H., Skarmeta, J., Fuenzalida, R. & Espinosa, W. 1984. Hojas Península de Taitao y Puerto Aisén: Región de Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:500.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 60-61: 80 p. Santiago, Chile.

Pankhurst, R., Weaver, S., Hervé, F. & Larrondo, P. 1999. Mesozoic-Cenozoic evolution of the North Patagonian batholith in Aysén, southern Chile. *Journal of the Geological Society*, 156(4): 673-694.

Perkins, M., Fleagle, J., Heizler, M., Nash, B., Bown, T., Tauber, A. & Dozo, M. 2012. Tephrochronology of the Miocene Santa Cruz and Pinturas Formations, Argentina. *In* Early Miocene Paleobiology in Patagonia: High-Latitude Paleocommunities of the Santa Cruz Formation (Vizcaíno, S. Kay, R. & Bargo, M.; Eds.). Cambridge University Press: 23-40. Chicago

Quiroz, D. & Bruce, Z. 2010. Geología del Área Puerto Ingeniero Ibáñez-Villa Cerro Castillo, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 124: 48 p., 1 mapa escala 1: 100.000.

Ray, F., Prior, D., Flint, S. & Arqueros, C. 1994. Tertiary stratigraphy and structure around lago General Carrera, southern Chile: implications for plate margin evolution. *En* Congreso Geológico Chileno, No. 7: 524-527. Concepción, Chile.

Ray, F. 1996. Stratigraphical and structural evolution of Tertiary backarc basins in southern Chile (44° to 47°S) Ph.D. Thesis (Unpublished). University of Liverpool: 208 p.

Ré, G., Bellosi, E., Heizler, M., Vilas, J., Madden, R., Carlini, A., Kay, R. & Vucetich, M. 2010. A geochronology for the Sarmiento Formation at Gran Barranca. *In* The Paleontology of Gran Barranca: Evolution and Environmental Change through the Middle Cenozoic of Patagonia (Madden, R., Carlini, A., Vucetich, M. & Kay, R.; Eds.). Cambridge University Press: 46-60. Cambridge.

Rivas, H., Le Roux, J. & Bostelmann, E. 2014. Revisión estratigráfica y sedimentológica de la Formación Oscuro (Mioceno medio-tardío), Balmaceda, Región de Aysén, Chile. XVII Congreso Peruano de Geología. Lima.

Rivas, H., Bostelmann, E., Le Roux, J., Ugalde, R. 2015. Fluvial facies and architecture of the late middle Miocene, Mayoan, deposits of Chilean Patagonia. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena.

Rojas, O. 2006. Tectónica del territorio chileno. Apuntes de Geografía Física. Departamento de Geografía, Universidad de Concepción: 24 p.

Sánchez-Moya, Y. & Sopeña, A. 2010. Sistemas aluviales de baja sinuosidad. *En* Sedimentología: Del Proceso Físico a la Cuenca (Arche, A.; Ed.). Gráficas Blanco: 225-259. España.

Scalabrino, B., Lagabriele, Y., De la Rupelle, A., Malavieille, J., Polvé, M., Espinoza, F., Morata, D. & Suarez, M. 2009. Subduction of an active spreading ridge beneath southern South America: A review of the Cenozoic geological records from the Andean foreland, central Patagonia (46–47 S). *In* Subduction Zone Geodynamics (Lallemand, S. & Funicello, F.; Eds.). Springer: 227-246. Berlin.

SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Escala 1:1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

Skarmeta, J. 1974. Geología de la región continental de Aysén, entre los 45° y 46° de latitud sur, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 226 p.

Skarmeta, J. 1976. Estratigrafía del Terciario sedimentario continental de la región central de la Provincia de Aisén, Chile. Revista Asociación Geológica Argentina, XXI (2): 73-82. Buenos Aires, Argentina.

Skarmeta, J. 1978. Geología de la región continental de Aysén entre el lago General Carrera y la Cordillera Castillo: escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 29: 54 p.

Sopeña, A. & Sánchez-Moya, Y. 2010. Los sistemas aluviales. *En Sedimentología: Del Proceso Físico a la Cuenca* (Arche, A.; Ed.). Gráficas Blanco: 73-83. España.

Stow, D. 2005. *Sedimentary Rocks in the Field*. Elsevier, Academic Press: 320 p. USA.

Suárez, M., Prieto, X., Belmar, M. & Quiroz, D. 1994. Estratigrafía terciaria del sector nororiental de Aysén, 44°-46°LS, Chile. *En Congreso Geológico Chileno*, No. 7: 533-537. Concepción, Chile.

Suárez, M., De la Cruz, R. & Bell, M. 1996. Estratigrafía de la región de Coyhaique, Latitud 45°-46° S, Cordillera Patagónica, Chile. *En Congreso Geológico Argentino*, No. 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, No. 3, Actas 1: 575-590. Buenos Aires, Argentina.

Suárez, M & De la Cruz, R. 2000. Tectonics in the eastern central Patagonian Cordillera (45°30'-47°30'S). *Journal of the Geological Society* 157(5): 995-1001.

Suárez, M., De la Cruz, R. & Troncoso, A. 2000. Tropical/subtropical Upper Paleocene–Lower Eocene fluvial deposits in eastern central Patagonia, Chile (46° 45' S). *Journal of South American Earth Sciences*, 13(6): 527-536.

Troncoso, A., Suárez, M., De la Cruz, R. & Palma-Heldt, S. 2002. Paleoflora de la Formación Ligorio Márquez (XI Región, Chile) en su localidad tipo: sistemática, edad e implicancias paleoclimáticas. *Revista Geológica de Chile*, 29(1): 113-135.

Viseras, C. & Fernández, J. 2010. Sistemas aluviales de alta sinuosidad. *En Sedimentología: Del Proceso Físico a la Cuenca* (Arche, A.; Ed.). Gráficas Blanco: 261-297. España.

ANEXOS

BASE DE DATOS GEOCRONOLÓGICOS

Tabla 0-1. Datos geocronológicos utilizados para la datación de la Unidad 1 (77 análisis).

DATOS GEOCRONOLÓGICOS UNIDAD 1 (N = 77)															
Analysis	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	Isotope ratios						Apparent ages (Ma)				Best age (Ma)	± (Ma)
				207Pb* 206Pb*	± (abs)	207Pb* 235U*	± (abs)	206Pb* 238U	± (abs)	206Pb* 238U* (Ma)	± (Ma)	207Pb* 235U (Ma)	± (Ma)		
BAM8_1	119,4	68,7	1,704	0,0497	0,0011	0,0517	0,0014	0,007589	0,00013	48,74	0,81	51,2	1,4	48,74	0,81
BAM8_2	98	36,9	2,73	0,0504	0,0014	0,0589	0,0019	0,00851	0,00014	54,63	0,92	58,1	1,8	54,63	0,92
BAM8_3	188	168	1,104	0,04839	0,00057	0,05356	0,0011	0,008043	0,00014	51,64	0,87	52,97	1	51,64	0,87
BAM8_4	161,5	137	1,171	0,04951	0,00081	0,05591	0,0013	0,008199	0,00014	52,64	0,88	55,24	1,2	52,64	0,88
BAM8_5	133	60	2,263	0,0526	0,0012	0,0571	0,0015	0,00781	0,00016	50,15	1	56,3	1,4	50,15	1
BAM8_6	72,2	30	2,381	0,0499	0,0015	0,0532	0,0018	0,007806	0,00014	50,12	0,9	52,6	1,8	50,12	0,9
BAM8_7	98,1	40	2,425	0,0507	0,0021	0,0534	0,0024	0,007681	0,00014	49,33	0,89	52,8	2,3	49,33	0,89
BAM8_8	66,4	23,8	2,736	0,0501	0,0035	0,0536	0,0035	0,007796	0,00014	50,06	0,89	53	3,4	50,06	0,89
BAM8_9	237	222	1,076	0,05053	0,0007	0,05195	0,00099	0,007434	0,00013	47,75	0,82	51,42	0,96	47,75	0,82
BAM8_10	134,1	121,2	1,1	0,05202	0,00096	0,05438	0,0012	0,007573	0,00013	48,63	0,81	53,76	1,2	48,63	0,81
BAM8_11	370,2	254	1,46	0,04959	0,00065	0,05968	0,0013	0,008731	0,00016	56,04	1,1	58,86	1,2	56,04	1,1
BAM8_12	286	129,1	2,222	0,05068	0,00077	0,05368	0,0011	0,007668	0,00013	49,24	0,82	53,09	1,1	49,24	0,82
BAM8_13	171,3	175	0,996	0,05121	0,00095	0,0555	0,0013	0,007878	0,00014	50,59	0,89	55,1	1,2	50,59	0,89
BAM8_14	198,5	236,2	0,842	0,04843	0,00071	0,05173	0,0011	0,007722	0,00013	49,59	0,82	51,21	1	49,59	0,82
BAM8_15	190,6	136,2	1,408	0,051	0,0011	0,05181	0,0013	0,007458	0,00013	47,9	0,81	51,28	1,3	47,9	0,81
BAM8_16	136,9	68,9	2,02	0,04663	0,00081	0,04903	0,0011	0,007618	0,00013	48,92	0,85	48,6	1,1	48,92	0,85
BAM8_17	107,6	131,9	0,825	0,04983	0,0008	0,0949	0,002	0,01382	0,00023	88,48	1,5	92,09	1,9	88,48	1,5
BAM8_18	98,5	50,6	1,9734	0,0484	0,0012	0,05168	0,0012	0,0077	0,00017	49,46	1,1	51,16	1,2	49,46	1,1

BAM8_19	258	186	1,44	0,04883	0,00051	0,1404	0,0027	0,0209	0,00036	133,32	2,3	133,4	2,4	133,32	2,3
BAM8_20	130,4	115,3	1,129	0,0495	0,0011	0,05244	0,0012	0,007654	0,00014	49,15	0,92	51,9	1,2	49,15	0,92
BAM8_21	348	274	1,306	0,0501	0,0016	0,0514	0,0025	0,00745	0,00018	47,83	1,2	50,9	2,4	47,83	1,2
BAM8_22	225	164	1,51	0,04871	0,00067	0,05118	0,0011	0,007711	0,00015	49,52	0,99	50,68	1	49,52	0,99
BAM8_23	359	162	2,29	0,04813	0,00097	0,0504	0,0013	0,007627	0,00014	48,98	0,9	49,9	1,3	48,98	0,9
BAM8_24	249	246	1,017	0,04862	0,00078	0,05073	0,0012	0,007614	0,00014	48,9	0,88	50,24	1,2	48,9	0,88
BAM8_25	194	107,4	1,7647	0,05031	0,0006	0,1325	0,0026	0,019116	0,00031	122,07	2	126,3	2,4	122,07	2
BAM8_26	143,6	77,82	1,788	0,04769	0,00069	0,05754	0,0011	0,008709	0,00015	55,9	0,93	56,8	1,1	55,9	0,93
BAM8_27	99	59,6	1,6048	0,0566	0,0015	0,06	0,002	0,007636	0,00013	49,04	0,85	59,2	1,9	49,04	0,85
BAM8_28	687	640	1,054	0,0511	0,0012	0,0551	0,0014	0,00791	0,00018	50,78	1,2	54,4	1,3	50,78	1,2
BAM8_29	44	27,21	1,538	0,0557	0,0019	0,1129	0,0047	0,014506	0,00025	92,84	1,6	108,6	4,3	92,84	1,6
BAM8_30	75,1	52,4	1,365	0,0519	0,001	0,1022	0,0025	0,014297	0,00024	91,51	1,5	98,8	2,3	91,51	1,5
BAM8_31	208	126	1,664	0,05033	0,00092	0,0584	0,0014	0,00842	0,00014	54,05	0,92	57,6	1,3	54,05	0,92
BAM8_32	125	57,8	2,241	0,0521	0,0011	0,0572	0,0019	0,00793	0,00018	50,93	1,1	56,4	1,8	50,93	1,1
BAM8_33	322	281	1,23	0,05007	0,00067	0,05252	0,0013	0,00762	0,00017	48,93	1,1	51,98	1,3	48,93	1,1
BAM8_34	142,6	98,7	1,5	0,04712	0,001	0,0499	0,0014	0,007653	0,00013	49,14	0,85	49,4	1,4	49,14	0,85
BAM8_35	77,1	42,3	1,9	0,0539	0,0016	0,0561	0,0017	0,00757	0,00014	48,61	0,87	55,4	1,7	48,61	0,87
BAM8_36	210,8	145	1,585	0,0489	0,0012	0,1283	0,0037	0,01905	0,00033	121,65	2,1	122,6	3,3	121,65	2,1
BAM8_37	797	1318	0,655	0,04806	0,00059	0,0482	0,0011	0,007281	0,00013	46,76	0,85	47,8	1,1	46,76	0,85
BAM8_38	239	225	1,1459	0,05169	0,00098	0,05284	0,0013	0,00744	0,00013	47,78	0,84	52,28	1,3	47,78	0,84
BAM8_39	144,3	167,1	0,9259	0,05083	0,001	0,05866	0,0013	0,00832	0,00014	53,41	0,92	57,88	1,2	53,41	0,92
BAM8_40	245	226	1,159	0,0511	0,00097	0,05341	0,0013	0,0076	0,00014	48,81	0,9	52,83	1,3	48,81	0,9
BAM8_41	558	721	0,793	0,04885	0,00056	0,10673	0,0021	0,015863	0,00027	101,46	1,7	102,97	1,9	101,46	1,7
BAM8_42	62,4	43,1	1,449	0,0487	0,0019	0,0505	0,0021	0,007414	0,00014	47,62	0,92	50	2,1	47,62	0,92
BAM8_43	199	176	1,128	0,0477	0,00088	0,05021	0,0011	0,007642	0,00015	49,08	0,97	49,74	1,1	49,08	0,97
BAM8_44	45	23,8	1,937	0,0574	0,0017	0,0914	0,0028	0,01152	0,00022	73,86	1,4	88,7	2,6	73,86	1,4
BAM8_45	219	153,7	1,4351	0,04894	0,00063	0,1212	0,0023	0,017922	0,0003	114,51	1,9	116,14	2,1	114,51	1,9
BAM8_46	390,1	191,5	2,057	0,04787	0,00061	0,04955	0,001	0,007476	0,00014	48,01	0,88	49,1	1	48,01	0,88

BAM8_47	254,3	100,4	2,551	0,0472	0,0014	0,0494	0,0015	0,007606	0,00013	48,85	0,83	49	1,4	48,85	0,83
BAM8_48	233	244	0,972	0,04563	0,00085	0,0447	0,0015	0,00717	0,00017	46,08	1,1	44,4	1,5	46,08	1,1
BAM8_49	182,3	105,95	1,727	0,05065	0,00088	0,05129	0,0011	0,007356	0,00012	47,25	0,78	50,78	1,1	47,25	0,78
BAM8_50	141,6	189	0,752	0,04942	0,00087	0,05318	0,0013	0,007815	0,00014	50,18	0,9	52,61	1,3	50,18	0,9
BAM8_51	309	361	0,849	0,04686	0,00077	0,0481	0,0012	0,00747	0,00021	48	1,4	47,7	1,2	48	1,4
BAM8_52	310	251	1,232	0,04748	0,00068	0,04677	0,0009	0,007115	0,00014	45,7	0,93	46,41	0,87	45,7	0,93
BAM8_53	744	1181	0,6157	0,04822	0,0005	0,05047	0,00094	0,007606	0,00013	48,85	0,83	50	0,91	48,85	0,83
BAM8_54	257	317	0,7992	0,04764	0,00072	0,04933	0,001	0,007518	0,00012	48,28	0,8	48,9	1	48,28	0,8
BAM8_55	164,6	97,6	1,6762	0,05261	0,00092	0,0553	0,0013	0,007622	0,00014	48,95	0,89	54,6	1,3	48,95	0,89
BAM8_56	353	175,2	1,977	0,04919	0,00048	0,14667	0,0028	0,021651	0,00036	138,08	2,3	138,96	2,5	138,08	2,3
BAM8_57	147,4	92,6	1,5744	0,0533	0,00097	0,0613	0,0014	0,008322	0,00014	53,42	0,91	60,4	1,4	53,42	0,91
BAM8_58	159,8	79,3	2,02	0,049	0,00088	0,0544	0,0013	0,008053	0,00014	51,71	0,89	53,8	1,3	51,71	0,89
BAM8_59	1191	906	1,305	0,04892	0,00045	0,1187	0,0025	0,0176	0,00034	112,5	2,1	113,9	2,3	112,5	2,1
BAM8_60	273	224	1,242	0,04929	0,00068	0,0527	0,0012	0,007752	0,00014	49,78	0,89	52,1	1,1	49,78	0,89
BAM8_61	235	200	1,175	0,0493	0,001	0,05161	0,0011	0,007572	0,00015	48,63	0,99	51,1	1,1	48,63	0,99
BAM8_62	247,8	223,1	1,106	0,04913	0,00072	0,05075	0,001	0,007506	0,00013	48,21	0,8	50,26	0,98	48,21	0,8
BAM8_63	217,8	193,6	1,122	0,04909	0,00088	0,05021	0,0012	0,007426	0,00012	47,69	0,79	49,74	1,1	47,69	0,79
BAM8_64	252	168	1,494	0,0484	0,00087	0,0525	0,0018	0,00789	0,0002	50,69	1,3	52	1,8	50,69	1,3
BAM8_65	217,7	84,9	2,62	0,04922	0,001	0,0495	0,0015	0,00739	0,00018	47,47	1,2	49	1,4	47,47	1,2
BAM8_66	241,9	239,5	1	0,04918	0,00082	0,05405	0,0013	0,007967	0,00014	51,15	0,91	53,44	1,2	51,15	0,91
BAM8_67	69,74	37,23	1,842	0,0512	0,0025	0,0527	0,0029	0,00748	0,00016	48,02	1	52,2	2,8	48,02	1
BAM8_68	62,9	34,91	1,776	0,05	0,0019	0,0504	0,0018	0,007327	0,00013	47,06	0,82	49,9	1,8	47,06	0,82
BAM8_69	303	293	1,0129	0,04925	0,00087	0,05082	0,0013	0,007541	0,00013	48,43	0,85	50,33	1,2	48,43	0,85
BAM8_70	95,1	65,3	1,46	0,0486	0,0012	0,0503	0,0015	0,007503	0,00013	48,18	0,83	49,8	1,5	48,18	0,83
BAM8_71	245	147	1,662	0,04712	0,00074	0,04727	0,0012	0,007334	0,00013	47,11	0,83	46,9	1,1	47,11	0,83
BAM8_72	155,9	105,5	1,469	0,04952	0,00075	0,05227	0,0012	0,007635	0,00013	49,03	0,81	51,73	1,1	49,03	0,81
BAM8_73	272	223	1,23	0,04687	0,00055	0,0483	0,001	0,007466	0,00014	47,95	0,88	47,89	0,98	47,95	0,88
BAM8_74	162,7	108,4	1,508	0,04915	0,00099	0,05163	0,0014	0,007629	0,00013	48,99	0,83	51,12	1,3	48,99	0,83

BAM8_75	286	291	0,99	0,05415	0,0005	0,3943	0,0078	0,05317	0,00095	333,9	5,8	337,5	5,7	333,9	5,8
BAM8_76	418	308,5	1,376	0,05754	0,00052	0,6274	0,012	0,07938	0,0013	492,4	7,9	494,5	7,7	492,4	7,9
BAM8_77	132	117	1,154	0,04957	0,001	0,0528	0,0015	0,007726	0,00013	49,61	0,84	52,2	1,5	49,61	0,84

Tabla 0-2. Datos geocronológicos utilizados para la datación de la Unidad 3 (29 análisis).

DATOS GEOCRONOLÓGICOS UNIDAD 3 (N = 29)															
Analysis	U	Th	U/Th	Razones isotópicas						Apparent ages (Ma)				Best age	±
				207Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	206Pb*	±	207Pb*	±		
				(ppm)	(ppm)	206Pb*	(abs)	235U*	(abs)	238U	(abs)	238U*	(Ma)		
BAM1_1	177	64	2,8	0,0608	0,0064	0,01709	0,00260	0,002069	0,000083	13,3	0,5	17,2	2,6	13,3	0,5
BAM1_2	278	121	2,4	0,0689	0,0074	0,01960	0,00310	0,002148	0,000090	13,8	0,6	19,7	3,1	13,8	0,6
BAM1_3	95	83	1,2	0,0751	0,0083	0,02330	0,00360	0,002258	0,000092	14,5	0,6	23,4	3,6	14,5	0,6
BAM1_4	166	96	1,7	0,0412	0,0048	0,01087	0,00180	0,001898	0,000077	12,2	0,5	11,0	1,8	12,2	0,5
BAM1_5	589	289	2,0	0,0797	0,0072	0,02287	0,00330	0,002218	0,000091	14,3	0,6	23,0	3,3	14,3	0,6
BAM1_6	870	632	1,4	0,0507	0,0047	0,01404	0,00200	0,002088	0,000087	13,5	0,6	14,2	2,0	13,5	0,6
BAM1_7	200	101	1,9	0,0601	0,0054	0,15320	0,02200	0,018850	0,000790	120,4	5,0	144,7	19,0	120,4	5,0
BAM1_8	375	144	2,6	0,0557	0,0050	0,12440	0,01700	0,016401	0,000660	104,9	4,2	119,1	16,0	104,9	4,2
BAM1_9	230	82	2,8	0,0526	0,0048	0,11010	0,01500	0,015330	0,000630	98,1	4,0	106,0	14,0	98,1	4,0
BAM1_10	153	91	1,7	0,0569	0,0057	0,01497	0,00220	0,001885	0,000098	12,1	0,6	15,1	2,2	12,1	0,6
BAM1_11	179	84	2,1	0,0727	0,0074	0,01896	0,00270	0,001860	0,000083	12,0	0,5	19,1	2,7	12,0	0,5
BAM1_12	109	86	1,3	0,0508	0,0047	0,09540	0,01300	0,013180	0,000540	84,4	3,4	92,5	12,0	84,4	3,4
BAM1_13	293	204	1,5	0,0581	0,0055	0,01613	0,00230	0,002077	0,000082	13,4	0,5	16,3	2,3	13,4	0,5
BAM1_14	83	32	2,6	0,0668	0,0087	0,01620	0,00260	0,001829	0,000077	11,8	0,5	16,4	2,6	11,8	0,5
BAM1_15	113	53	2,1	0,0502	0,0062	0,01330	0,00220	0,001901	0,000077	12,3	0,5	13,4	2,2	12,3	0,5
BAM1_16	73	27	2,7	0,0636	0,0087	0,01670	0,00290	0,001926	0,000079	12,4	0,5	16,8	2,9	12,4	0,5
BAM1_17	429	232	1,8	0,0635	0,0059	0,02213	0,00330	0,002620	0,000200	16,9	1,3	22,2	3,2	16,9	1,3
BAM1_18	191	100	1,9	0,0543	0,0067	0,01320	0,00230	0,001754	0,000073	11,3	0,5	13,4	2,3	11,3	0,5
BAM1_19	359	316	1,2	0,0546	0,0054	0,01412	0,00210	0,001817	0,000088	11,7	0,6	14,2	2,1	11,7	0,6

BAM1_20	264	191	1,4	0,0621	0,0083	0,01700	0,00290	0,001994	0,000079	12,8	0,5	17,1	2,9	12,8	0,5
BAM1_22	160	86	1,8	0,0447	0,0051	0,01248	0,00190	0,002039	0,000080	13,1	0,5	12,6	1,9	13,1	0,5
BAM1_23	320	151	2,1	0,0554	0,0056	0,01460	0,00210	0,001999	0,000080	12,9	0,5	14,7	2,1	12,9	0,5
BAM1_25	216	191	1,1	0,0510	0,0052	0,01364	0,00200	0,001946	0,000079	12,5	0,5	13,8	2,0	12,5	0,5
BAM1_26	218	98	2,2	0,0418	0,0044	0,01131	0,00170	0,002029	0,000088	13,1	0,6	11,4	1,7	13,1	0,6
BAM1_28	56	35	1,5	0,0463	0,0045	0,08650	0,01200	0,013520	0,000560	86,6	3,6	84,2	12,0	86,6	3,6
BAM1_29	38	16	2,4	0,0509	0,0050	0,09500	0,01400	0,013509	0,000560	86,5	3,5	92,2	13,0	86,5	3,5
BAM1_30	46	15	3,1	0,0540	0,0190	0,01280	0,00470	0,001739	0,000083	11,2	0,5	12,9	4,7	11,2	0,5
BAM1_31	305	182	1,7	0,0471	0,0048	0,01127	0,00170	0,001726	0,000071	11,1	0,5	11,4	1,7	11,1	0,5
BAM1_32	201	144	1,4	0,0480	0,0058	0,01175	0,00180	0,001839	0,000082	11,9	0,5	11,9	1,8	11,9	0,5

Tabla 0-3. Datos geocronológicos utilizados para la datación de la Unidad 4 (58 análisis).

DATOS GECRONOLÓGICOS UNIDAD 4 (N=58)															
Analysis						Isotope ratios				Apparent ages (Ma)					
	U	Th	U/Th	207Pb*	±	207Pb*	±	206Pb*	±	206Pb*	±	207Pb*	±	Best age	±
	(ppm)	(ppm)		206Pb*	(abs)	235U*	(abs)	238U	(abs)	238U*	(Ma)	235U	(Ma)	(Ma)	(Ma)
BAM3_1	122	63	1,908	0,0597	0,0040	0,0160	0,0013	0,00193	0,00005	12,4	0,3	16,1	1,3	12,4	0,3
BAM3_2	105,1	55,1	1,948	0,0532	0,0061	0,0135	0,0016	0,00195	0,00006	12,5	0,4	13,6	1,6	12,5	0,4
BAM3_3	101	54,8	1,897	0,0644	0,0036	0,0175	0,0010	0,00198	0,00004	12,7	0,3	17,6	1,0	12,7	0,3
BAM3_4	212	163	1,316	0,0591	0,0084	0,0150	0,0017	0,00186	0,00005	12,0	0,3	15,1	1,7	12,0	0,3
BAM3_6	87,9	42	2,146	0,0607	0,0042	0,0174	0,0013	0,00213	0,00005	13,7	0,4	17,5	1,3	13,7	0,4
BAM3_8	191	133	1,483	0,0543	0,0017	0,0151	0,0009	0,00202	0,00008	13,0	0,5	15,2	0,9	13,0	0,5
BAM3_9	254	127	2,024	0,0535	0,0021	0,0117	0,0005	0,00159	0,00003	10,3	0,2	11,8	0,5	10,3	0,2
BAM3_12	84,8	55,9	1,502	0,0472	0,0028	0,0131	0,0008	0,00203	0,00005	13,1	0,3	13,2	0,8	13,1	0,3
BAM3_13	148	77	1,956	0,0491	0,0033	0,0131	0,0010	0,00193	0,00005	12,4	0,3	13,2	1,0	12,4	0,3
BAM3_14	202	166	1,225	0,0521	0,0024	0,0140	0,0007	0,00194	0,00004	12,5	0,2	14,1	0,7	12,5	0,2

BAM3_17	53,7	40,68	1,3009	0,0473	0,0045	0,0135	0,0013	0,00207	0,00004	13,3	0,3	13,6	1,3	13,3	0,3
BAM3_18	58,6	52,2	1,0941	0,0760	0,0070	0,0220	0,0021	0,00206	0,00005	13,3	0,3	22,1	2,1	13,3	0,3
BAM3_19	35,21	18,76	1,843	0,0744	0,0081	0,0200	0,0022	0,00195	0,00004	12,6	0,3	20,1	2,2	12,6	0,3
BAM3_20	130,2	60,9	2,06	0,0552	0,0026	0,0135	0,0007	0,00181	0,00004	11,6	0,2	13,7	0,7	11,6	0,2
BAM3_21	93,8	43	2,123	0,0460	0,0038	0,0114	0,0010	0,00180	0,00004	11,6	0,3	11,5	1,0	11,6	0,3
BAM3_26	192,7	141,2	1,373	0,0429	0,0027	0,0104	0,0006	0,00174	0,00005	11,2	0,3	10,5	0,6	11,2	0,3
BAM3_27	150	85	1,785	0,0447	0,0020	0,0114	0,0009	0,00185	0,00010	11,9	0,6	11,5	0,9	11,9	0,6
BAM3_29	69,8	44,4	1,596	0,0807	0,0051	0,0228	0,0017	0,00203	0,00005	13,1	0,3	22,9	1,7	13,1	0,3
BAM3_33	56,66	27,34	2,101	0,0413	0,0043	0,0107	0,0012	0,00188	0,00004	12,1	0,3	10,8	1,2	12,1	0,3
BAM3_35	95	41,5	2,28	0,0438	0,0041	0,0122	0,0011	0,00204	0,00006	13,1	0,4	12,3	1,1	13,1	0,4
BAM3_36	105,6	48,8	2,1631	0,0676	0,0040	0,0180	0,0012	0,00194	0,00004	12,5	0,3	18,1	1,1	12,5	0,3
BAM3_37	113,9	50,2	2,257	0,0581	0,0031	0,0146	0,0008	0,00185	0,00004	11,9	0,3	14,7	0,8	11,9	0,3
BAM3_38	94,1	64,25	1,466	0,0483	0,0057	0,0118	0,0014	0,00180	0,00004	11,6	0,3	11,9	1,4	11,6	0,3
BAM3_39	186,6	99	1,941	0,0581	0,0022	0,0146	0,0006	0,00184	0,00004	11,9	0,2	14,7	0,6	11,9	0,2
BAM3_40	89	36,8	2,403	0,0450	0,0052	0,0118	0,0014	0,00191	0,00004	12,3	0,3	11,9	1,4	12,3	0,3
BAM3_42	181	98,2	1,914	0,0516	0,0026	0,0129	0,0007	0,00182	0,00004	11,7	0,2	13,0	0,7	11,7	0,2
BAM3_46	125,6	71,9	1,63	0,0620	0,0034	0,0170	0,0011	0,00198	0,00004	12,7	0,3	17,1	1,1	12,7	0,3
BAM3_47	72	34	1,954	0,0700	0,0061	0,0185	0,0016	0,00197	0,00006	12,7	0,4	18,7	1,6	12,7	0,4
BAM3_48	42,14	22,93	1,707	0,0610	0,0110	0,0155	0,0030	0,00186	0,00005	12,0	0,3	15,5	3,0	12,0	0,3
BAM3_52	124,8	93,2	1,501	0,0656	0,0049	0,0169	0,0015	0,00190	0,00004	12,2	0,3	17,0	1,5	12,2	0,3
BAM3_53	139,7	99,1	1,595	0,0529	0,0042	0,0134	0,0010	0,00187	0,00004	12,1	0,3	13,5	1,0	12,1	0,3
BAM3_54	169,9	108,6	1,76	0,0437	0,0035	0,0106	0,0009	0,00176	0,00004	11,3	0,3	10,7	0,9	11,3	0,3
BAM3_55	97	101,3	1,0637	0,0754	0,0052	0,0201	0,0014	0,00195	0,00004	12,6	0,3	20,2	1,4	12,6	0,3
BAM3_56	107,2	104,6	1,13	0,0497	0,0040	0,0125	0,0010	0,00186	0,00004	12,0	0,3	12,6	1,0	12,0	0,3
BAM3_58	150,3	105,2	1,436	0,0558	0,0034	0,0145	0,0010	0,00191	0,00004	12,3	0,3	14,6	1,0	12,3	0,3
BAM3_59	167	105,8	1,593	0,0570	0,0024	0,0149	0,0007	0,00188	0,00004	12,1	0,3	15,0	0,7	12,1	0,3
BAM3_60	228	187	1,211	0,0488	0,0019	0,0124	0,0006	0,00185	0,00004	11,9	0,2	12,5	0,6	11,9	0,2
BAM3_63	94,2	45,7	2,017	0,0630	0,0031	0,0175	0,0009	0,00200	0,00004	12,9	0,3	17,6	0,9	12,9	0,3

BAM3_64	102,3	66,6	1,507	0,0499	0,0053	0,0145	0,0015	0,00211	0,00006	13,6	0,4	14,7	1,5	13,6	0,4
BAM3_65	117,3	87	1,45	0,0505	0,0024	0,0134	0,0006	0,00189	0,00004	12,2	0,2	13,5	0,6	12,2	0,2
BAM3_67	90,3	55,5	1,674	0,0586	0,0033	0,0167	0,0010	0,00206	0,00005	13,3	0,3	16,8	1,0	13,3	0,3
BAM3_68	85,2	54	1,614	0,0569	0,0041	0,0149	0,0012	0,00189	0,00004	12,2	0,3	15,0	1,2	12,2	0,3
BAM3_70	102,4	54,5	1,87	0,0591	0,0030	0,0160	0,0009	0,00197	0,00004	12,7	0,2	16,1	0,9	12,7	0,2
BAM3_71	121	70,3	1,727	0,0523	0,0020	0,0143	0,0006	0,00199	0,00005	12,8	0,3	14,4	0,6	12,8	0,3
BAM3_72	66,7	44	1,538	0,0535	0,0054	0,0148	0,0015	0,00201	0,00004	13,0	0,3	14,9	1,5	13,0	0,3
BAM3_73	86,1	55,2	1,577	0,0468	0,0049	0,0126	0,0014	0,00190	0,00004	12,2	0,3	12,7	1,4	12,2	0,3
BAM3_75	133,6	69,7	1,937	0,0408	0,0026	0,0113	0,0008	0,00199	0,00005	12,8	0,3	11,4	0,8	12,8	0,3
BAM3_76	328	329	1,117	0,0469	0,0014	0,0130	0,0006	0,00198	0,00005	12,8	0,3	13,2	0,6	12,8	0,3
BAM3_77	103,2	55,44	1,864	0,0530	0,0037	0,0139	0,0009	0,00191	0,00004	12,3	0,2	14,0	0,9	12,3	0,2
BAM3_79	192	147	1,402	0,0503	0,0018	0,0133	0,0006	0,00192	0,00004	12,4	0,3	13,4	0,6	12,4	0,3
BAM3_80	133,6	100,8	1,335	0,0479	0,0026	0,0130	0,0007	0,00197	0,00004	12,7	0,3	13,2	0,7	12,7	0,3
BAM3_82	106,5	61,8	1,77	0,0576	0,0047	0,0152	0,0012	0,00192	0,00004	12,3	0,3	15,3	1,2	12,3	0,3
BAM3_83	146,6	133,5	1,106	0,0528	0,0021	0,0131	0,0005	0,00182	0,00003	11,7	0,2	13,2	0,5	11,7	0,2
BAM3_85	100,4	33,3	3,18	0,0749	0,0053	0,0197	0,0015	0,00192	0,00004	12,4	0,3	19,8	1,4	12,4	0,3
BAM3_89	93	60,9	1,584	0,0522	0,0034	0,0135	0,0009	0,00188	0,00004	12,1	0,3	13,6	0,9	12,1	0,3
BAM3_90	62,2	37,78	1,707	0,0640	0,0044	0,0168	0,0012	0,00192	0,00004	12,3	0,3	16,9	1,2	12,3	0,3
BAM3_91	39,73	26,72	1,565	0,0655	0,0081	0,0187	0,0023	0,00208	0,00005	13,4	0,3	18,8	2,3	13,4	0,3
BAM3_92	56,9	48,4	1,2253	0,0473	0,0056	0,0129	0,0015	0,00204	0,00004	13,1	0,3	13,0	1,5	13,1	0,3