

ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y PROVENIENCIA
SEDIMENTARIA DE LOS TÉRMINOS SUPERIORES DE LA FORMACIÓN
DOROTEA EN SIERRA BAGUALES Y CERRO CASTILLO, PROVINCIA
DE ÚLTIMA ESPERANZA, MAGALLANES

Memoria entregada a la Universidad Mayor en cumplimiento de los requisitos para optar al
Título de Geólogo

RAÚL GERARDO ALÉE SOTO

Profesor guía:

RAÚL AGUSTÍN UGALDE PERALTA

Profesor co-guía:

JUAN ENRIQUE BOSTELMANN TORREALBA

SANTIAGO, CHILE

JUNIO, 2023

RESUMEN

ESTRATIGRAFÍA, SEDIMENTOLOGÍA Y PROVENIENCIA SEDIMENTARIA DE LOS TÉRMINOS SUPERIORES DE LA FORMACIÓN DOROTEA EN SIERRA BAGUALES Y CERRO CASTILLO, PROVINCIA DE ÚLTIMA ESPERANZA, MAGALLANES

La Cuenca de Magallanes, ubicada en el territorio austral de Chile y Argentina, preserva una de las más completas sucesiones sedimentarias de Sudamérica. En la porción chilena han existido escasos trabajos enfocados en describir las unidades litoestratigráficas de la cuenca, conduciendo a una falta de consenso respecto a su distribución espacial, relaciones estratigráficas y evolución sedimentológica. Entre estas destaca la Formación Dorotea, cuyas edades depositacionales más jóvenes sugieren la presencia del límite K-Pg, que debe su importancia al ser el registro de uno de los cinco mayores eventos de extinción masiva del planeta. La presente memoria busca resolver los aspectos antes mencionados, enfocándose en los términos superiores de la unidad. Los objetivos son caracterizar la estratigrafía, interpretar los ambientes sedimentarios y paleogeografía al momento de depositación de la unidad. Se realizaron cuatro columnas estratigráficas situadas al extremo oriental de la Provincia de Última Esperanza, Región de Magallanes y de la Antártica Chilena, en los sectores de Sierra Baguales y Cerro Castillo. En Sierra Baguales, la Formación Dorotea subyace en discordancia erosiva al Miembro Inferior de la Formación Río Turbio. En Cerro Castillo, el límite superior de la unidad corresponde a un contacto transicional con la Formación Cerro Dorotea. Edades máximas depositacionales previamente publicadas, correlacionadas a distintas alturas estratigráficas de las columnas realizadas, permiten sugerir que los niveles estudiados de la Formación Dorotea fueron depositados entre el Maastrichtiano-Daniano. El análisis de litofacies permitió reconocer 9 subambientes depositacionales para dicho intervalo, desarrollados en distintos ambientes sedimentarios. En el curso medio del Río Baguales se encuentran facies de prodelta/frente deltaico, barras de desembocadura, bahías interdistributarias, canales distributarios y canales distributarios abandonados, asociadas a un sistema deltaico de carga mixta entre arena y grava, con un dominio mixto entre procesos de oleaje y fluviales. Adicionalmente, se hallan facies de canales intermareales y supramareales que podrían estar relacionadas a un sistema deltaico o a un estuario dominado por mareas, desarrollado contemporáneamente en la misma línea de costa. Al extremo sur de Sierra Baguales y en Cerro Castillo se identifican facies de anteplaya (*foreshore*), frente de playa inferior (*lower shoreface*) y frente de playa medio (*middle shoreface*). De acuerdo a un análisis petrográfico de areniscas, los niveles correspondientes a la Formación Dorotea muestran un ambiente tectónico de proveniencia sedimentaria mixto entre las categorías de orógeno reciclado y subordinadamente arco magmático disectado. Considerando edades de circones detríticos de autores previos, se sugiere preliminarmente que el principal aporte de sedimentos correspondió al reciclaje de las formaciones Zapata y Punta Barrosa, seguido de aportes desde la Formación Tobífera y en menor medida por la Formación Cerro Toro. Adicionalmente, ocurrió un aporte subordinado desde el Batolito Patagónico, complejos metamórficos paleozoicos y volcanismo contemporáneo a la depositación de la unidad. Los términos superiores de la Formación Dorotea posiblemente se desarrollaron en una costa variable y de orientación aproximada N-S. En Sierra Baguales, las facies derivadas de la interacción entre medios marinos y fluviales sugieren una mayor proximidad a un alto topográfico hacia el norte. Esto permite corroborar una mayor profundidad de la cuenca hacia el sur, cuyo drenaje principal ocurrió en sentido longitudinal, paralelo a su eje principal. El paleorelieve habría estado confinado en el oeste por el alzamiento de los Andes Patagónicos mediante el desarrollo de la faja plegada y corrida, significando la principal fuente de aporte de sedimentos.

ABSTRACT

STRATIGRAPHY, SEDIMENTOLOGY AND SEDIMENTARY PROVENANCE OF THE UPPERMOST DOROTEA FORMATION IN SIERRA BAGUALES AND CERRO CASTILLO, ÚLTIMA ESPERANZA PROVINCE, MAGALLANES

The Magallanes Basin, located in the southern territory of Chile and Argentina, preserves one of the most complete sedimentary successions in South America. In the Chilean portion, there are few works focused on describing the lithostratigraphic units of the basin, leading to a lack of consensus regarding their spatial distribution, stratigraphic relationships and sedimentological evolution. Among these, the Dorotea Formation becomes important, whose younger depositional ages suggest the presence of the K-Pg boundary, which represents the record of one of the five largest mass extinction events on the planet. The present work attempts to resolve these mentioned aspects, focusing on the uppermost Dorotea Formation. The objectives are to characterize its stratigraphy, interpret the depositional environments and the paleogeography at the moment of deposition of the unit. Four stratigraphic sections were made at the easternmost area of Última Esperanza Province, Magallanes Region, between Sierra Baguales and Cerro Castillo localities. In Sierra Baguales, the Dorotea Formation is unconformably overlain by the Lower Member of the Río Turbio Formation. In Cerro Castillo, it transitionally underlies the Cerro Dorotea Formation. Maximum depositional ages of samples from several authors, correlated to different stratigraphic positions from the present sections, allows to propose that the studied uppermost Dorotea Formation were deposited between the Maastrichtian-Danian. Through a lithofacies analysis, 9 depositional subenvironments were recognized to the referred interval, developed in different transitional sedimentary environments. In the middle course of the Baguales River, there are prodelta/deltaic front, mouth bars, interdistributary bays, distributary channels and abandoned distributary channels facies, associated to a mixed sand-gravel fluvial/wave-dominated deltaic system. Additionally, tidal channels facies were recognized, ranging from intertidal to supratidal conditions, possibly associated to a deltaic system or a tidal-dominated estuary developed contemporaneously at the same coast line. At southernmost Sierra Baguales area and in Cerro Castillo, foreshore and lower shoreface to middle shoreface facies were interpreted, respectively. According to a sandstone petrographic analysis, the uppermost Dorotea Formation shows a recycled orogen and minor dissected magmatic arc provenance terranes. Considering detrital zircon ages from previous works, it is preliminarily suggested that the principal sediment source was the recycling of Zapata and Punta Barrosa formations, followed by the Tobífera Formation and in a minor proportion, from Cerro Toro Formation. Additionally, minor contributions occurred from Patagonian Batholith, metamorphic complexes and a contemporaneous volcanic arc. The uppermost Dorotea Formation possibly developed on a north-south oriented variable coast. In Sierra Baguales, the presence of coarser facies derived from the interaction between marine and fluvial processes suggests a greater proximity to topographic highlands in the north. This allows to corroborate a greater depth of the basin towards the south, whose main drainage occurred in a longitudinal trend, parallel to its major axis. The paleorelief could have been confined to the west by the uplift of Patagonian Andes and the development of the fold and thrust belt.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera comenzar agradeciendo al equipo de trabajo con el que inicié este proceso, y con quienes he tenido la mejor campaña de terreno de mi experiencia universitaria. A Raúl Ugalde y Enrique Bostelmann, por darme la oportunidad para realizar esta memoria, por motivarme en el camino de la ciencia y por el tiempo que dedicaron a ayudarme a mejorar. A José Luis Oyarzún y Nathalie Reffer, por darnos el mejor recibimiento en Puerto Natales, por su gran hospitalidad y por toda la colaboración en la campaña. A Braulio Morales, Jaime Garrido y Daniel Pérez, por su tremenda disposición, simpatía y aguante. Los chascarros los recordaré por siempre.

Obviamente a mis padres, por confiar en mí desde el momento en el que partí por primera vez a Santiago. Por todo su apoyo y cariño incondicional en mejores y peores momentos. Todo lo que soy y lo que pueda llegar a ser es gracias a ustedes. A toda mi familia, incluyendo a Odín, muchas gracias.

A la Universidad Mayor, por brindarme los espacios y herramientas de trabajo para la realización de esta memoria. También por permitirme conocer a varias personas que hicieron muy entretenida mi vida en Santiago y con quienes he vivido momentos inolvidables. Me alegro mucho de haberlos conocido.

A la profesora María Corina y el profesor Alejandro Vásquez, que en paz descansen. Ustedes fueron los primeros en enseñarme verdaderamente a aprender, con una vocación incomparable. Para mí, siempre serán los mejores.

A mis amigos, principalmente a los Viajeros, por no permitirme caer en la locura durante este proceso.

TABLA DE CONTENIDO

1. Introducción	1
1.1 Ubicación y zona de estudio	2
2. Marco geológico regional	6
2.1 Unidades morfoestructurales	6
2.2 Evolución geotectónica de los Andes Patagónicos	9
2.2.1 Fase extensiva	9
2.2.2 Subsistencia térmica	10
2.2.3 Inversión tectónica.....	10
2.3 Estructura de los Andes Patagónicos	13
2.4 Evolución de la faja plegada y corrida Patagónica	17
2.5 Estratigrafía de la Cuenca de Magallanes	21
2.5.1 Basamento metamórfico.....	21
2.5.2 Batolito Patagónico.....	23
2.5.3 Mesozoico	24
2.5.4 Cenozoico	34
3. Marco geológico local	41
3.1 Esquema litoestratigráfico de la transición Cretácico-Paleógeno.....	41
3.2 Extensión geográfica de las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea en la Provincia de Última Esperanza.....	45
3.3 Edad de las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea e implicancias con el límite Cretácico-Paleógeno.....	49
3.4 Proveniencia sedimentaria de las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea	51
4. Formulación del estudio.....	53
4.1 Hipótesis.....	53
4.2 Objetivos	54
4.2.1 Objetivos generales.....	54
4.2.2 Objetivos específicos.....	54
4.3 Metodología.....	54
4.3.1 Pre-Salida a campo	55
4.3.2 Salida a campo.....	55
4.3.3 Post-Salida a campo.....	58
5. Resultados.....	60
5.1 Columnas estratigráficas	60
5.1.1 Sección estratigráfica Barranca de Julie	62
5.1.2 Sección estratigráfica Quebrada Arauco.....	76
5.1.3 Sección estratigráfica Cerro La Boina.....	83
5.1.4 Sección estratigráfica El Coliseo.....	90
5.2 Análisis de litofacies	101
5.2.1 Asociación de litofacies	106
5.2.2 Interpretación general de ambientes deposicionales	121
5.3 Petrografía sedimentaria.....	125
5.3.1 Descripción de muestras macroscópicas.....	127
5.3.2 Perfiles composicionales macroscópicos.....	127
5.3.3 Descripción de muestras microscópicas	136

5.4	Conteos modales en areniscas y proveniencia sedimentaria.....	158
5.4.1	Diagramas ternarios del modelo Dickinson.....	160
5.4.2	Diagramas ternarios del modelo Dickinson después de Weltje (2006).....	168
6.	Discusiones	172
6.1	Correlaciones estratigráficas locales.....	172
6.1.1	Sierra Baguales.....	172
6.1.2	Cerro Castillo.....	177
6.2	Edad de las unidades en las secciones estudiadas	182
6.2.1	Sierra Baguales.....	182
6.2.2	Cerro Castillo.....	183
6.2.3	Implicancias del límite K-Pg.....	184
6.3	Proveniencia sedimentaria de las unidades estudiadas.....	186
6.3.1	Formación Dorotea.....	186
6.3.2	Formación Man Aike/Río Turbio	195
6.4	Propuesta paleogeográfica al momento de depositación de la Formación Dorotea ..	196
7.	Conclusiones.....	198
7.1	Recomendaciones.....	199
8.	Referencias	200
9.	Anexos	218

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación y vías de acceso a las zonas de estudio.....	4
Figura 2. Climas de la zona de estudio de acuerdo al sistema de clasificación modificado de Köppen-Geiger (Sarricolea et al., 2017).....	5
Figura 3. Modelo de Elevación Digital del cono sur de Sudamérica, indicando las principales unidades morfoestructurales. Modificado de Charrier et al. (2007) en base a Ramos (2008).....	8
Figura 4. Mapa geológico entre el área de Lago Viedma y Seno Última Esperanza. Modificado de Ghiglione et al. (2009).....	15
Figura 5. Perfiles estructurales que muestran los dominios morfotectónicos de los Andes Patagónicos.....	16
Figura 6. Modelo cinemático de la faja plegada y corrida Patagónica en la Provincia de Última Esperanza. Modificado de Fosdick et al. (2011).....	20
Figura 8. Mapa geológico a escala 1:10.000 de Sierra Baguales por Gutiérrez et al. (2013). Modificado de Gutiérrez et al. (2017).....	46
Figura 9. Mapa geológico de Sierra Baguales. Modificado de Schwartz y Graham (2015).....	47
Figura 10. Mapa geológico de la Provincia de Última Esperanza entre los 50°S y 52°S. Modificado de Fosdick et al. (2011, 2020).....	48
Figura 11. Mapa de edades U-Pb en circones detríticos de areniscas de las formaciones Tres Pasos, Dorotea y Cerro Dorotea en la Provincia de Última Esperanza	50
Figura 12. Proveniencia sedimentaria sugerida por otros autores para la Formación Dorotea, según el diagrama QmFLt de Dickinson et al. (1983).....	52
Figura 13. Ubicación de las columnas estratigráficas estudiadas.....	56
Figura 14. Simbología y leyenda de las columnas estratigráficas.....	61
Figura 15. Atributos de la columna estratigráfica Barranca de Julie..	67
Figura 16. Atributos de la columna estratigráfica Barranca de Julie, parte dos.....	68
Figura 17. Atributos de la columna estratigráfica Barranca de Julie, parte tres	69
Figura 18. Atributos de la columna estratigráfica Barranca de Julie, parte cuatro	70
Figura 19. Atributos de la columna estratigráfica Barranca de Julie, parte cinco.	71
Figura 20. Columna estratigráfica Barranca de Julie, porción inferior desde la base hasta los 37,1 m	72
Figura 21. Columna estratigráfica Barranca de Julie, porción inferior-media desde los 37,1 m hasta los 78,5 m.	73
Figura 22. Columna estratigráfica Barranca de Julie, porción media-superior desde los 78,5 m hasta los 118,2 m.	74
Figura 23. Columna estratigráfica Barranca de Julie, porción superior desde los 128,2 m hasta el techo de la sección.	75
Figura 24. Atributos de la columna estratigráfica Quebrada Arauco.....	79
Figura 25. Atributos de la columna estratigráfica Quebrada Arauco, parte dos	80
Figura 26. Atributos de la columna estratigráfica Quebrada Arauco, parte tres	81
Figura 27. Columna estratigráfica Quebrada Arauco.....	82
Figura 28. Atributos de la columna estratigráfica Cerro La Boina.....	85
Figura 29. Atributos de la columna estratigráfica Cerro La Boina, parte dos	86
Figura 30. Atributos de la columna estratigráfica Cerro La Boina, parte tres.	87
Figura 31. Atributos de la columna estratigráfica Cerro La Boina, parte cuatro.	88
Figura 32. Columna estratigráfica Cerro La Boina.....	89
Figura 33. Atributos de la columna estratigráfica El Coliseo.....	95
Figura 34. Atributos de la columna estratigráfica El Coliseo, parte dos	96
Figura 35. Atributos de la columna estratigráfica El Coliseo, parte tres.....	97
Figura 36. Atributos de la columna estratigráfica El Coliseo, parte cuatro	98

Figura 37. Columna estratigráfica El Coliseo, porción inferior desde la base hasta los 37,35 m de potencia.....	99
Figura 38. Columna estratigráfica El Coliseo, porción superior desde los 37,35 m hasta el techo	100
Figura 39. Modelo de sistema deltaico con las asociaciones de facies interpretadas para la Formación Dorotea en la sección Barranca de Julie.	122
Figura 40. Modelo simplificado e idealizado de sistema estuarino dominado por mareas con las asociaciones de facies interpretadas para la Formación Dorotea en la sección Quebrada Arauco.	124
Figura 41. Modelo conceptual para ambientes de playa y frentes de playa dominados por oleaje, con las asociaciones de facies interpretadas para la Formación Dorotea.	125
Figura 42. Perfil composicional macroscópico de la columna estratigráfica Barranca de Julie, porción inferior desde la base hasta los 37,1 m.	129
Figura 43. Perfil composicional macroscópico de la columna estratigráfica Barranca de Julie, porción inferior-media desde los 37,1 m hasta los 79,5 m	130
Figura 44. Perfil composicional macroscópico de la columna estratigráfica Barranca de Julie, porción media-superior desde los 79,5 m hasta los 129,85 m.....	131
Figura 45. Perfil composicional macroscópico de la columna estratigráfica Barranca de Julie, porción superior.....	132
Figura 46. Perfil petrográfico composicional macroscópico de la columna estratigráfica Quebrada Arauco.....	133
Figura 47. Perfil composicional macroscópico de la columna estratigráfica El Coliseo, porción inferior desde la base hasta los 37,35 m.....	134
Figura 48. Perfil composicional macroscópico de la columna estratigráfica El Coliseo, porción superior.....	135
Figura 49. Clasificación petrográfica basada en la descripción directa de las muestras de areniscas	137
Figura 50. Fotografías microscópicas de muestras de la sección Barranca de Julie.	147
Figura 51. Fotografías microscópicas de muestras de la sección Barranca de Julie, parte dos.	148
Figura 52. Fotografías microscópicas de muestras de la sección Barranca de Julie, parte tres.	149
Figura 53. Fotografías microscópicas de muestras de la sección Quebrada Arauco.....	152
Figura 54. Fotografías microscópicas de muestras de la sección Quebrada Arauco, parte dos.	153
Figura 55. Fotografías microscópicas de muestras de la sección El Coliseo. Componentes del esqueleto se ven similares a los rotulados en las figuras anteriores. Qm = Cuar	155
Figura 56. Fotografías microscópicas de muestras de la sección El Coliseo, parte dos.	156
Figura 57. Fotografías microscópicas de muestras de la sección El Coliseo, parte tres.	157
Figura 58. Diagrama QtFL modificado de Dickinson (1985)..	164
Figura 59. Diagrama QmFLt modificado de Dickinson (1985).	165
Figura 60. Diagrama QpLvLs modificado de Dickinson (1985).....	166
Figura 61. Diagrama QmPK modificado de Dickinson (1985).....	167
Figura 62. Diagrama QtFL modificado de Weltje (2006).....	168
Figura 63. Diagrama QmFLt modificado de Weltje (2006).....	169
Figura 64. Diagrama QpLvLs modificado de Weltje (2006).	170
Figura 65. Diagrama QmPK modificado de Weltje (2006).	171
Figura 66. Autocorrelación de los estratos de la cornisa principal de la ladera oriente del Río Baguales.....	174
Figura 67. Correlaciones estratigráficas entre las secciones estudiadas.....	181

Figura 68. Comparación de los actuales resultados con la proveniencia sedimentaria sugerida por otros autores para la Formación Dorotea, según el diagrama QmFLt de Dickinson et al. (1983). 187

Figura 69. Diagrama de probabilidad de edades de circones detríticos modificado de Fosdick et al. (2015a).. 188

Figura 70. Diagrama de probabilidad de edades de circones detríticos para las muestras de Schwartz et al. (com. pers. 2023 con Enrique Bostelmann) en Quebrada Arauco. 189

Figura 71. Diagrama de probabilidad de edades de circones detríticos modificado de Fosdick et al. (2020). 190

Figura 72. Diagrama de probabilidad de edades de circones detríticos de la Formación Dorotea en Río de Las Chinas, modificado de Schwartz et al. (2016). 193

Figura 73. Diagrama de probabilidad de edades de circones detríticos de la Formación Dorotea, modificado de George et al. (2019)..... 194

Figura 74. Modelo paleogeográfico de la Cuenca de Magallanes entre las zonas de Sierra Baguales y Cerro Castillo..... 197

SOLO USO ACADÉMICO

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de unidades y fechados de las unidades litoestratigráficas en la zona de estudio, entre el Jurásico tardío y el Paleógeno temprano.	40
Tabla 2. Comparación entre unidades litoestratigráficas de la transición Mesozoico-Cenozoico en Argentina y Chile.	44
Tabla 3. Criterios para la diferenciación de glauconita autóctona o alóctona. Modificado de Amorosi (1997).	59
Tabla 4. Ubicación de los puntos de inicio y fin de las columnas estratigráficas.	60
Tabla 5. Definición e interpretación de litofacies.	103
Tabla 6. Asociación de litofacies.	120
Tabla 7. Catálogo de muestras de las columnas estratigráficas.	126
Tabla 8. Puntos contados según los parámetros de granos de Ingersoll et al. (1984).	163

SOLO USO ACADÉMICO

1. Introducción

La Cuenca de Magallanes es una morfoestructura de la categoría cuenca de antepaís de retroarco ubicada al extremo sur de Sudamérica, abarcando territorio de las regiones de Aysén y Magallanes en Chile, y de las provincias de Santa Cruz y Tierra del Fuego en Argentina (Natland *et al.*, 1974; Biddle *et al.*, 1986; Ramos, 2008). En ella aflora una de las más completas e ininterrumpidas sucesiones sedimentarias del Mesozoico-Cenozoico de Sudamérica, la cual, a su vez, es uno de los ejemplos más destacados sobre el acoplamiento entre procesos de subducción y eventos climáticos, magmáticos, deformacionales y sedimentarios (Ghiglione *et al.*, 2016).

Históricamente, en la porción chilena han existido escasos trabajos enfocados en describir adecuadamente las unidades litoestratigráficas de la cuenca, conduciendo a una falta de consenso respecto a su distribución espacial, relaciones estratigráficas y evolución sedimentológica (Rivera, 2017; Gutiérrez, 2017). No ha sido sino hasta las últimas décadas en las que diversos autores han trabajado en establecer un orden correcto de las unidades, principalmente cretácicas, basándose en el estudio detallado de las sucesiones estratigráficas y/o parte de su contenido paleontológico, contemplando además su correlación con las unidades definidas en el territorio argentino (e.g. Le Roux *et al.*, 2010; Otero *et al.*, 2013; Bostelmann *et al.*, 2013; Gutiérrez *et al.*, 2013; Ugalde, 2014; Gutiérrez *et al.*, 2017; Ugalde *et al.*, 2018; Morales, 2020; Alarcón, 2020).

El presente trabajo se enfoca en los términos superiores de la Formación Dorotea, formalizada en Hoffstetter *et al.* (1957) en base a Cecioni (1955, 1956, 1957a, b) y Barwick (1955). Aflora a lo largo del margen oriental de la Provincia de Última Esperanza, Región de Magallanes y la Antártica Chilena, en las cercanías del límite internacional con la Provincia de Santa Cruz (Cortés, 1964; Katz, 1963; Wilson, 1991; Fosdick *et al.*, 2011; Gutiérrez *et al.*, 2013). En base a su contenido fósil y recientes dataciones U-Pb en circones detríticos de areniscas, se le ha asignado un rango de edad campaniano-daniiano en el área de Sierra Baguales y maastrichtiano-selandiano en el área de Cerro Castillo (Romans *et al.*, 2010; Gutiérrez *et al.*, 2013, 2017; Fosdick *et al.*, 2015a, 2020; Schwartz *et al.*, 2016; Daniels *et al.*, 2018, 2019; George *et al.*, 2019). Las edades más jóvenes sugieren la presencia del límite K-Pg, que debe su importancia al ser el registro de uno de los cinco mayores eventos de extinción masiva del planeta (Raup y Sepkiski, 1982).

Sin embargo, para el área de Sierra Baguales existe una confusión respecto a la extensión geográfica de la unidad, específicamente en la ladera oriental del Río Baguales. Mientras algunos autores cartografiaron y reportaron muestras de la Formación Dorotea en dichas secciones (Cortés, 1964; Fosdick *et al.*, 2011, 2015a; Schwartz *et al.*, 2016), otros indican que los niveles corresponden exclusivamente a la Formación Man Aike/Río Turbio, la unidad sobreyacente (González *et al.*, 2013, 2017).

En el área de Cerro Castillo existe poca claridad respecto a su marco litoestratigráfico. Fosdick *et al.* (2015b, 2020), aunque sin presentar columnas estratigráficas a detalle, reportan formalmente y utilizan la designación Formación Cerro Dorotea de Hünicken (1955) en Argentina para referirse a los términos superiores de la Formación Dorotea de Cecioni (1957b) y Katz (1963) en Chile. En cambio, autores como Daniels *et al.* (2018, 2019) y Rivera *et al.* (2020) omiten tal denominación, poniendo en duda la extensión, potencia e identificación de la Formación Cerro Dorotea.

Considerando además distintas interpretaciones paleoambientales y paleogeográficas para la Formación Dorotea a través de la Provincia de Última Esperanza (e.g. Romans *et al.*, 2010; Hubbard *et al.*, 2010; Schwartz y Graham, 2015; González, 2015; Schwartz *et al.*, 2016; Gutiérrez *et al.*, 2017; George *et al.*, 2019; Rivera *et al.*, 2020; Manríquez *et al.* 2021), queda en evidencia una falta de consenso respecto a sus atributos estratigráficos, sedimentológicos y de su proveniencia sedimentaria.

La presente memoria busca resolver dichos aspectos, enfocándose en las localidades de Sierra Baguales y Cerro Castillo en los términos superiores de la Formación Dorotea. Los objetivos son caracterizar la estratigrafía de las secciones estudiadas e interpretar los ambientes sedimentarios y paleogeografía al momento de depositación de la unidad. Esto, además de ayudar a mejorar el entendimiento de la evolución geológica de la cuenca, permitiría acotar la ubicación del límite Cretácico-Paleógeno en la zona de estudio.

1.1 Ubicación y zona de estudio

El área se encuentra ubicada en el borde oriental de la Provincia de Última Esperanza, Región de Magallanes y de la Antártica Chilena, Chile (Figura 1). Limita al norte y al este con la Provincia de Santa Cruz, Argentina. Específicamente, el trabajo se centró en dos localidades: Cerro Castillo, Comuna de Torres del Paine; y en las cercanías de Estancia Los Leones, situada al sur de Sierra Baguales.

El acceso es a través de la Ruta 9 desde la ciudad de Puerto Natales, con un recorrido hacia el norte de 59 km para Cerro Castillo y 127 km para Estancia Los Leones.

La zona de estudio presenta un relieve conformado por suaves praderas en valles post-glaciales. Alrededor de los valles se imponen cumbres de hasta más de 2.000 m s.n.m., que generalmente presentan relieves abruptos. La morfología de estas cumbres son el resultado de glaciaciones tipo alpinas que afectaron el área de estudio, en conjunto con la actividad glacial actual (Araos, 2016; Araos *et al.*, 2017, 2018).

En Estancia Los Leones la superficie es drenada principalmente por el Río Baguales, que nace en la sierra homónima y tributa al Río de Las Chinas aproximadamente 40 kilómetros al sur. En su curso superior es tributado por el Río Bandurrias, de orientación NW-SE, mientras que en su curso inferior recibe los aportes del Río Vizcachas, proveniente desde el lado argentino de la sierra. Por otro lado, el área en torno a Cerro Castillo es drenada principalmente por el Río de Las Chinas en su curso medio (CFI, 1961 en Díaz *et al.*, 2020).

El clima de la región está controlado principalmente por la configuración del relieve, la influencia del mar y los vientos dominantes del oeste y sudoeste (Endlicher y Santana, 1988; Carrasco *et al.*, 1998; Araos *et al.*, 2018). De acuerdo al sistema de clasificación climática de Köppen-Geiger, modificado por Sarricolea *et al.* (2017), en aquellos terrenos de mayor altura el clima es polar tipo tundra. Por otro lado, en las zonas de menor elevación, el clima varía de la siguiente manera: hacia el oeste, en las cercanías de los Campos de Hielo Sur de la Patagonia, el clima es templado frío lluvioso, sin estación seca; hacia el este, el clima es mediterráneo frío de lluvia invernal; mientras que, hacia el territorio argentino, el clima se torna semiárido frío (Figura 2).

El sector cordillerano de la región de Magallanes, localizado al oeste de la zona de estudio, impide la llegada de los vientos húmedos del Pacífico (Endlicher y Santana, 1988; Carrasco *et al.*, 1998; Araos *et al.*, 2018). Este hecho provoca que, en la porción occidental respecto de la cordillera, las precipitaciones varíen entre 1.500-4.500 mm anuales, mientras que en la porción oriental los valores fluctúen entre los 200-500 mm anuales.

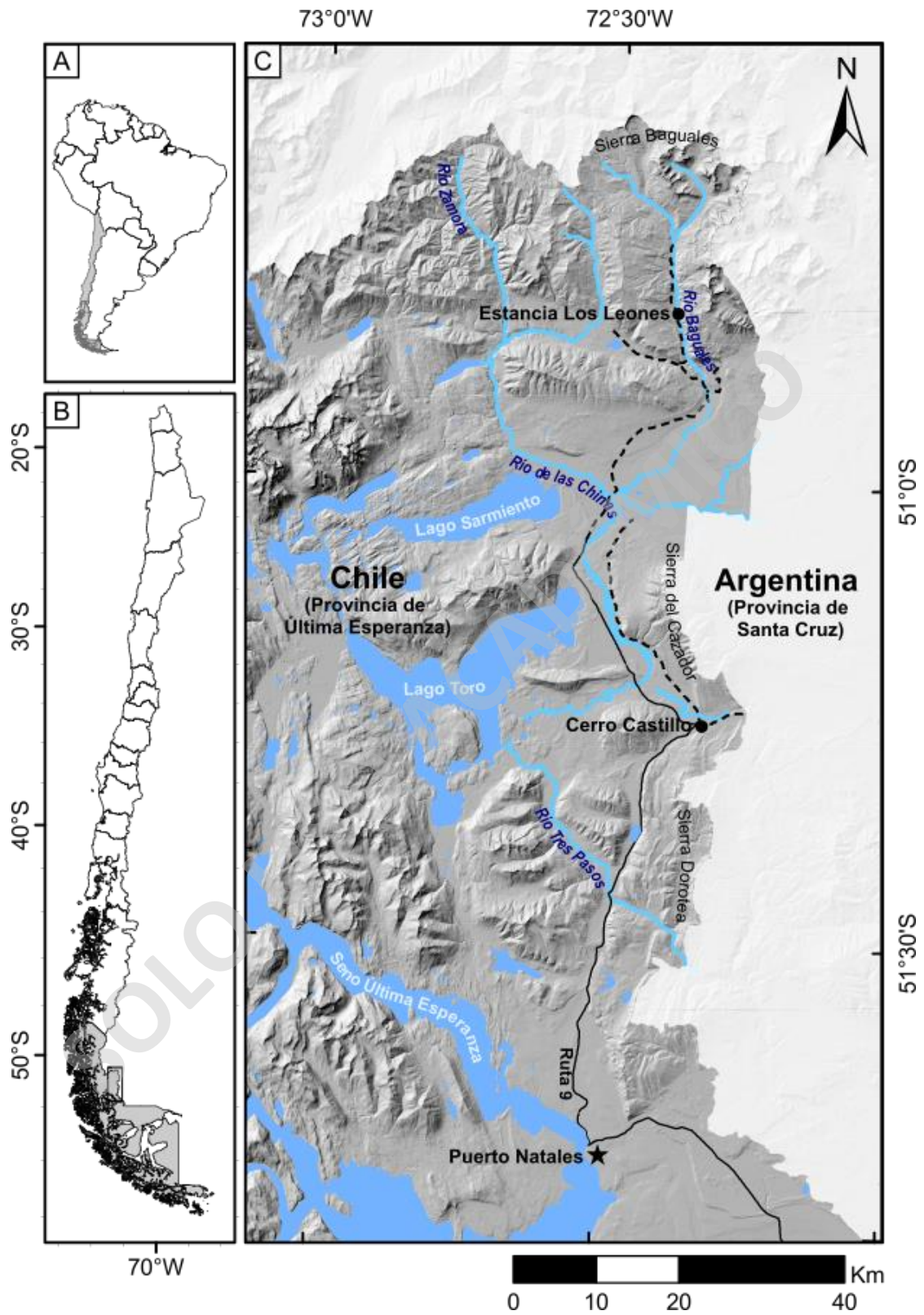


Figura 1. Ubicación y vías de acceso a las zonas de estudio. **A)** Ubicación de Chile en América del Sur. **B)** Ubicación de la Región de Magallanes y de la Antártica Chilena. **C)** Zona de estudio. Línea negra continua indica carpeta de pavimento, línea segmentada indica ripio. La división política, cuerpos de agua, red vial y toponimia utilizada fueron recuperadas del portal del Sistema Integrado de Información Territorial (Biblioteca del Congreso Nacional, s.f.).

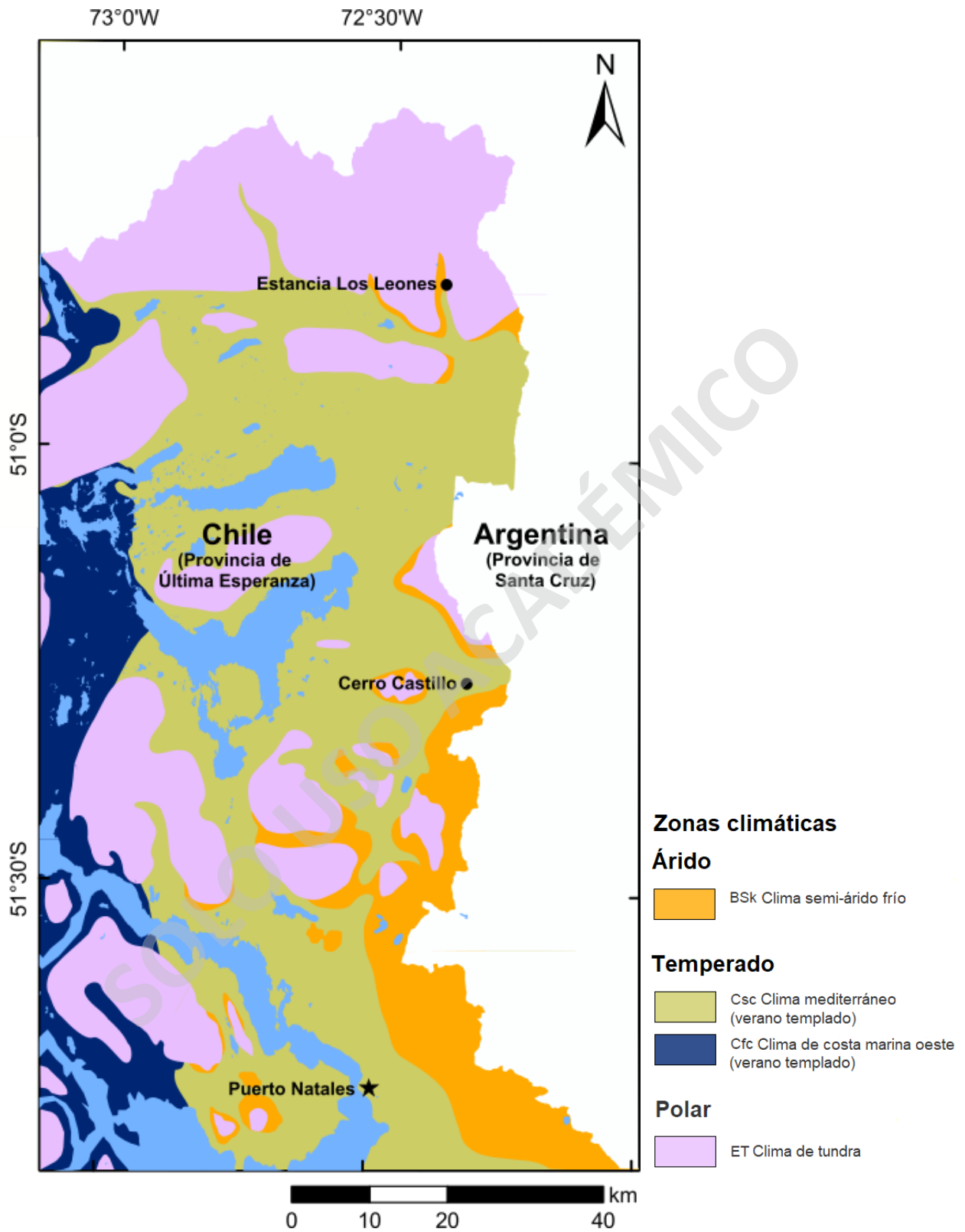


Figura 2. Climas de la zona de estudio de acuerdo al sistema de clasificación modificado de Köppen-Geiger (Sarricolea et al., 2017).

2. Marco geológico regional

La distribución regional de las unidades litoestratigráficas en la zona de estudio, se encuentra condicionada por las diversas unidades morfoestructurales presentes en el cono sur de Sudamérica, descritas a continuación.

2.1 Unidades morfoestructurales

Al sur del Golfo de Penas (47°S), se pueden distinguir cinco dominios morfoestructurales a lo largo de la Patagonia (Natland *et al.*, 1974; Ramos, 2008) (Figura 3):

- **Archipiélago Patagónico:** Está conformado por abundantes islas, canales y penínsulas de baja altura a lo largo de la costa del Pacífico. Se extiende latitudinalmente hasta el Cabo de Hornos, al extremo sur de Sudamérica. Esta unidad puede representar la continuación hacia el sur de la Cordillera de la Costa, la cual se encuentra bien desarrollada en las regiones de Chile central y sus alrededores (Natland *et al.*, 1974). El relieve actual del Archipiélago Patagónico es el resultado de la intensa acción glacial cuaternaria, que ha sido el agente erosivo predominante en la región (Sánchez, 1993). Consiste en intrusivos dioríticos, rocas metasedimentarias paleozoicas y complejos metamórficos acrecionarios como Madre de Dios y Diego de Almagro (Natland *et al.*, 1974; Charrier *et al.*, 2007).
- **Cordillera Patagónica:** Pertenece a la segmentación austral de la cordillera de los Andes (Tassara y Yáñez, 2003). Corresponde a una cadena montañosa situada inmediatamente al este del Archipiélago Patagónico. Al sur de la latitud 52°S, en torno al Estrecho de Magallanes, la orientación de la cordillera cambia de N-S hacia una tendencia NW-SE, donde suele denominarse Cordillera Fueguina o Andes Fueguinos. En este tramo, la cadena montañosa es cortada por el mar en diversos lugares, continuando hacia el sur a lo largo de las islas Santa Inés, Clarence y Capitán Aracena. Finalmente, a la altura de la Isla de los Estados, la cordillera cambia hacia una orientación E-W y recibe el nombre de Cordillera Darwin. Se compone principalmente de rocas del Batolito Patagónico y del Complejo Metamórfico Andino Oriental, sobre las cuales yacen rocas efusivas ácidas del Jurásico y sucesiones sedimentarias marinas del Cretácico Inferior (Katz, 1963; Hervé *et al.*, 2003). Mayor detalle de dichas unidades se encuentra en la Sección 2.5 de este capítulo. El conjunto es afectado por intrusivos de composiciones intermedias a ácidas y ofiolitas, que a su vez están cortados por masas efusivas del Plioceno-Holoceno (Natland *et al.*, 1974).

- **Cuenca de Magallanes:** Es una morfoestructura negativa y asimétrica, cuya mayor extensión lateral y profundidad se encuentran hacia el sur (Natland *et al.*, 1974; Biddle *et al.*, 1986). Posee una orientación general NNW-SEE y cubre una superficie aproximada de 160.000 km² (Biddle *et al.*, 1986). Se ubica al este de la Cordillera Patagónica, extendiéndose en gran parte de la porción sureste de la Patagonia, hasta el Océano Atlántico. Su extensión hacia el norte es confusa, pues no existen afloramientos que permitan asegurar una conexión con la Cuenca de Aysén, la cual se distribuye entre los ~44-46°S (Charrier *et al.*, 2007). Hacia el oriente, en la porción norte limita con el Macizo del Deseado y con el Arco Río Chico-Punta Dungeness, mientras que en la porción sur cambia transicionalmente con la Cuenca de las Malvinas (Natland *et al.*, 1974; Biddle *et al.*, 1986; Ramos, 2008). La estratigrafía de la cuenca se detalla en la Sección 2.5 de este capítulo.
- **Arco Río Chico–Punta Dungeness:** Correspondiente al Arco Magmático Occidental de Ramos (2008). Es un cinturón magmático y metamórfico de orientación NNW-SSE que aflora desde San Martín de Los Andes-Bariloche hasta Paso de Indios, Argentina (Ramos, 2008). Se extiende en el subsuelo hacia el sureste a través del Macizo del Deseado y la Cuenca San Jorge (Pankhurst *et al.*, 2006; Ramos, 2008). Continúa costa afuera hasta el alto Punta Dungeness, un paleorelieve que separa las cuencas de Magallanes y de las Malvinas (Galeazzi, 1996), en donde es denominado Arco Río Chico-Punta Dungeness (Ramos, 2008). Contiene rocas metamórficas e intrusivas de edades entre 476 Ma y 320 Ma, además de plutones graníticos de 280 a 250 Ma (Varela *et al.*, 2005; Ramos, 2008).
- **Macizo del Deseado:** Ubicado al noreste de la Cuenca de Magallanes y se extiende hacia el norte de las provincias de Santa Cruz y Chubut, Argentina. Está cubierto por extensas sucesiones sedimentarias desde el Pérmico hasta el Cretácico Inferior y sucesiones volcánicas del Jurásico Medio a Superior (Natland *et al.*, 1974). El basamento de esta cobertura aflora discretamente en la porción este del macizo, denominado Complejo Río Deseado, y en la porción oeste, en la Formación La Modesta (Permuy Vidal *et al.*, 2014). El Complejo Río Deseado consiste en rocas metamórficas de bajo a alto grado, formadas durante el Neoproterozoico al Cámbrico (Pezzuchi, 1978). Estas son cortadas por intrusivos del Paleozoico temprano al Carbonífero (Pankhurst *et al.*, 2001; 2003). La Formación La Modesta consiste en rocas metamórficas de bajo a medio grado formadas durante el Devónico Inferior (Permuy Vidal *et al.*, 2014).



Figura 3. Modelo de Elevación Digital del cono sur de Sudamérica, indicando las principales unidades morfoestructurales. AP: Archipiélago Patagónico, CP: Cordillera Patagónica, CM: Cuenca de Magallanes, MD: Macizo del Deseado, RCPD: Arco Río Chico-Punta Dungeness, MNP; Macizo Norpatagónico, MSP: Macizo Surpatagónico, CHN: Campo de hielo norte, CHS: Campo de hielo sur, ZFM: Zona de Falla Magallanes, ZFLO: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. Modificado de Charrier *et al.* (2007) en base a Ramos (2008).

2.2 Evolución geotectónica de los Andes Patagónicos

El desarrollo de la Cuenca de Magallanes se enmarca en parte de la evolución geotectónica de los Andes Patagónicos. De acuerdo a Charrier *et al.* (2007), se reconocen tres etapas de esta evolución, relatadas a continuación.

2.2.1 Fase extensiva

Entre el Jurásico Medio a Superior, la porción sur de Sudamérica se encontró en un régimen extensivo regional causado por un ascenso diapírico del manto que inició el fracturamiento de Gondwana y culminó en la apertura del Océano Atlántico (Charrier *et al.*, 2007). Esto produjo el desarrollo cuencas extensionales de orientación NNW-SSE controladas por fallas normales, cuya geometría es heredada de fracturas preexistentes de un evento extensivo pre-Andino (Charrier *et al.*, 2007; Ghiglione *et al.*, 2016). En conjunto con la extensión, ocurrió un amplio episodio regional de volcanismo félsico y plutonismo riolítico-dacítico en asociación con lavas básicas a intermedias, asignados a la Gran Provincia Magmática Chon-Aike, de ~235.000 km³ (Pankhurst *et al.*, 1998; Pankhurst *et al.*, 2000). En la zona de estudio, estos eventos se reflejan en la Formación Tobífera, depositada en un ambiente marino somero durante el Jurásico Superior (Wilson, 1991; Calderón *et al.*, 2007). Al sur de los 50°S la extensión fue tal que permitió la generación de cuasi-corteza oceánica, representada por los complejos ofiolíticos Sarmiento (51-52°S) y Tortuga (55°S), que engranan lateralmente con la Formación Tobífera (Stern, 1980; Allen, 1982; Wilson, 1991; Calderón *et al.*, 2007).

La configuración tectónica que permitió el desarrollo de estas unidades en la actual Cordillera Patagónica es interpretada como una cuenca marginal de tras arco, denominada Cuenca de Rocas Verdes (Dalziel, 1981; Charrier *et al.*, 2007). Se caracteriza por relleno sedimentario que varía entre 200-500 m en el norte, a más de 1.000 m en el sur (Biddle *et al.*, 1986). Dicha tendencia está asociada con una fase de extensión y adelgazamiento cortical más intensa hacia el sur (Malkowski *et al.*, 2016). Dalziel (1981) estimó que el ancho de la cuenca fue de al menos 50 km en el norte, y de hasta 100 km en el sector de Tierra del Fuego.

2.2.2 Subsistencia térmica

Luego del cese de la actividad volcánica, ocurrió un evento de subsidencia térmica que inició entre el Jurásico tardío y el Cretácico temprano (Harambour y Soffia, 1988; Skarmeta y Castelli, 1997; Mella, 2001). En este periodo ocurrió una ingresión marina que permitió la depositación de potentes sucesiones (Charrier *et al.*, 2007). Entre ellas se encuentran las areniscas de la Formación Springhill y pelitas de la Formación Río Mayer, en Argentina, que representan la principal fuente de hidrocarburos de la Cuenca de Magallanes (Ghiglione *et al.*, 2016). En la Provincia de Última Esperanza, este evento está representado por la Formación Zapata, depositada en un ambiente marino de profundidad moderada entre el Titiánico-Cenomaniano sobre la Formación Tobífera (Wilson, 1991; Fosdick *et al.*, 2011). La unidad refleja el cese de los centros eruptivos asociados a la Formación Tobífera, y su inicio como fuentes locales de sedimentos (Wilson, 1991; Fildani y Hessler, 2005). A partir de los 157 Ma comenzaron a emplazarse los primeros intrusivos del Batolito Patagónico en el margen occidental del continente, dando la característica de trasarco a la Cuenca de Rocas Verdes (Charrier *et al.*, 2007; Hervé *et al.*, 2007a). Fildani y Hessler (2005) indican que la Formación Zapata comenzó a recibir mayores aportes de un arco volcánico y/o corteza oceánica exhumada en su etapa más tardía.

2.2.3 Inversión tectónica

En el Albiano-Aptiano aumentó la tasa de expansión del Océano Atlántico, resultando en un aumento en la tasa de convergencia en el margen occidental del continente (Ghiglione *et al.*, 2016). Esto da paso a un proceso de inversión tectónica que involucra el alzamiento orogénico de la Cordillera Patagónica e inicio de una faja plegada y corrida, así como también el término de la Cuenca de Rocas Verdes y desarrollo de una cuenca de antepaís por subsidencia flexural, la Cuenca de Magallanes (Charrier *et al.*, 2007; Ghiglione *et al.*, 2016). Mayor detalle sobre el marco tectónico estructural de los Andes Patagónicos y la evolución de la faja plegada y corrida se encuentran en las secciones 2.3 y 2.4 de este capítulo.

La geometría de la Cuenca de Magallanes está condicionada por dos atributos relacionados con la cuenca precursora (Ghiglione *et al.*, 2016). Primero, los efectos de subsidencia flexural tomaron lugar al sur de los 49°S, delimitando el espacio para la depositación de las primeras secuencias de antepaís. En contraparte, al norte de los 49°, a la altura del Lago Cochrane/Pueyrredón, se presenta un hiato desde el Turoniano al Paleoceno. Segundo, hacia el norte existió una litósfera

más gruesa y rígida debajo de la cuenca de antepaís, implicando una mayor respuesta a la subsidencia por flexura. Esto permitió que la Cuenca de Magallanes tenga una mayor extensión y profundidad hacia el sur, reflejado en una potencia de relleno sedimentario de ~1.450 m en el área de Lago Viedma y de más de ~5.000 en Última Esperanza (Katz, 1963; Scott, 1966; 2002; Maceralli *et al.*, 1989; Fildani y Hessler, 2005; Hubbard *et al.*, 2008, 2010; Romans *et al.*, 2010; Bernhardt *et al.*, 2012).

En el área de Última Esperanza, la Formación Punta Barrosa corresponde a los primeros depósitos de antepaís sobre la Formación Zapata, aproximadamente entre Titoniano-Cenomaniano, caracterizado por una dominancia de gruesos paquetes de areniscas turbidíticas (Fildani *et al.*, 2003; Fosdick *et al.*, 2011). Estudios petrográficos muestran que la principal fuente de aporte de esta unidad son complejos metamórficos y un arco volcánico juvenil ubicados hacia el norte, oeste y noroeste, reflejando el inicio del alzamiento de la Cordillera Principal y el desarrollo de la faja plegada y corrida Patagónica (Fildani y Hessler, 2005; Fildani *et al.*, 2008). La Formación Cerro Toro, que sobreyace a la Formación Punta Barrosa, marca el clímax de sedimentación en aguas profundas entre el Coniaciano-Campaniano (Katz, 1963; Bernhardt *et al.*, 2012). Representa un sistema de canales submarinos confinados por levees, de orientación norte a sur y con direcciones de paleocorrientes desde el norte y noroeste (Hubbard *et al.*, 2008). Esta formación presenta un diacronismo con edades más jóvenes hacia el sur, siendo contemporánea con unidades estratigráficamente superiores, correspondientes a la Formación Tres Pasos y a la base de la Formación Dorotea (Bernhardt *et al.*, 2012). Estas últimas corresponden a los depósitos de un sistema de talud y delta progradantes hacia el sur, registrado desde el Campaniano al Daniano, evidenciando una somerización del ambiente depositacional (Katz, 1963; Natland *et al.*, 1974; Wilson, 1991; Hubbard *et al.*, 2010; Daniels *et al.*, 2018; 2019).

A partir de la Formación Dorotea/Cerro Dorotea, el registro estratigráfico de la cuenca se ve interrumpido por una discontinuidad con la Formación Man Aike/Río Turbio, del Eoceno medio a tardío. Esta ha sido reconocida tanto en superficie como en el subsuelo (Biddle *et al.*, 1986; Fosdick *et al.*, 2011; Sickmann *et al.*, 2018). A escala regional posee una leve geometría discordante caracterizada por ángulos $<5^\circ$ entre formaciones, disminuyendo hacia el este (Fosdick *et al.*, 2011). El hiato representado es de ~20 Ma en el área de Última Esperanza, pero hacia el norte de la cuenca las unidades inferiores tienden a ser más antiguas y las superiores más jóvenes, evidenciando un diacronismo (Maceralli *et al.*, 1989; Malumián *et al.*, 2000; Fosdick *et al.*, 2015a; Sickmann *et al.*, 2018; George *et al.*, 2019). Mediante análisis geocronológicos U-Pb y termocronológicos (U-Th)/He en circones detríticos, Fosdick *et al.* (2015a) sugirieron que

se necesitó una carga sedimentaria de más de 5 km sobre los niveles de la Formación Dorotea para alcanzar sus temperaturas de enterramiento previo a la depositación del material de la Formación Man Aike/Río Turbio. La deformación ocurrida durante el Cenozoico habría erosionado rápidamente dicho material y sería responsable de la discontinuidad. Sin embargo, mediante análisis de reflectancia de vitrinita en horizontes de carbón, George *et al.* (2019) indicaron que hubo un grado de enterramiento limitado, favoreciendo la idea de que la discontinuidad se originó más bien por una pausa en la depositación o por un bajo grado de erosión. En dicho trabajo consideran los siguientes potenciales mecanismos para su desarrollo: la colisión de la dorsal Fénix/Aluk-Farallón, el rebote isostático como respuesta a un cese de la subsidencia flexural o una somerización del slab. A pesar de los antecedentes, el origen y naturaleza de la discontinuidad está poco claro (Sickmann *et al.*, 2018; George *et al.*, 2019).

Durante el Eoceno ocurre la subducción de la dorsal Fénix/Aluk-Farallón en los Andes Patagónicos (Cande y Leslie, 1986). Se estima que entre los 50-45 Ma, la placa Fénix tuvo una tasa de convergencia de más de 10 cm/año en dirección al SE, mientras que la placa Aluk-Farallón convergió a 6 cm/año hacia el NE (Somoza y Ghidella, 2005, 2012). Este evento produjo una reactivación del frente orogénico con propagación hacia el este, evidenciado por el desarrollo de discordancias sintectónicas y estratos de crecimiento en el área de Río Turbio (Malumián *et al.*, 2000). Como respuesta a dicho proceso se deposita el material de la Formación Man Aike/Río Turbio, que representa un ambiente estuarino dominado por oleaje (Le-Roux *et al.*, 2010; Ghiglione *et al.*, 2016; Gutiérrez *et al.*, 2017).

Adicionalmente, la subducción de la dorsal permitió el desarrollo una ventana astenosférica que produjo volcanismo de meseta tipo OIB entre los 44°S y 52°S, en sectores aledaños y extra-andinos, representado por el Basalto Posadas en Argentina (Ramos y Kay, 1992; Kay *et al.*, 2002; Espinoza *et al.*, 2005). Esta actividad volcánica coincide con la escasez o ausencia de circones del Paleoceno a Eoceno en el Batolito Patagónico (Hervé *et al.*, 2007a).

La Formación Man Aike/Río Turbio se encuentra en paraconcordancia hacia el techo con la Formación Río Leona, del Oligoceno tardío-Mioceno temprano, que fue depositada en un contexto de ríos meándricos, anastomosados y planicies de inundación (Marensi *et al.*, 2000, 2005; Gutiérrez *et al.*, 2017). Este proceso depositacional ocurrió de manera restringida en un área próxima al antepaís (Ghiglione *et al.*, 2016). Marensi *et al.* (2005) describieron una tendencia granodecreciente y mayor potencia hacia el sur, indicando un aumento en el espacio de acomodación. Esta tendencia termina con la transgresión marina Patagoniana, entre los 20-

19 Ma, representada por la depositación del material de la Formación Estancia 25 de Mayo en un ambiente sublitoral (Parras *et al.*, 2012; Cuitiño *et al.*, 2013; Bostelmann *et al.*, 2013; Gutiérrez *et al.*, 2017). Le sobreyace, en contacto concordante, la Formación Santa Cruz, del Mioceno temprano. Corresponde a los depósitos de un ambiente fluvial con ríos meándricos y planicies de inundación (Bostelmann *et al.*, 2013; Gutiérrez *et al.*, 2017). Esta unidad presenta un patrón de dispersión de sedimentos hacia el este y parcialmente al norte, controlado por una tasa de subsidencia flexural relativamente alta en el depocentro (Ghiglione *et al.*, 2016).

Durante el Mioceno, la dorsal chilena comenzó la subducción bajo la placa Sudamericana a los ~54°S y migró hacia el norte hasta su posición actual, al oeste de la Península Taitao cercano a los ~46°S (Forsythe y Nelson, 1985; Cande y Leslie 1986; Forsythe *et al.*, 1986). La dorsal es producida por una diferencia en las tasas de subducción entre la placa de Nazca, de 10 cm/año (Somoza y Ghidella, 2012), con la placa Antártica, de 2-2,5 cm/año (De Mets *et al.*, 1994; Sdrolias y Müller, 2006). Esto provocó la apertura de una ventana astenosférica desde los 14-12 Ma debajo de la Patagonia, además de un extenso volcanismo tipo OIB entre los 10-3 Ma (Forsythe *et al.*, 1986; Ramos y Kay, 1992; Gorrying *et al.*, 1997; Bourgois y Michaud, 2002; Lagabrielle *et al.*, 2004).

El rápido alzamiento de los Andes Patagónicos actuó como barrera para la llegada de vientos húmedos del Pacífico, aproximadamente desde los 16,5 Ma (Blisniuk *et al.*, 2005). En conjunto con los efectos del cambio climático global durante el comienzo de glaciaciones en la cordillera, se produjo una desertificación en la Patagonia en los últimos 6.000 años (Palazzesi *et al.*, 2014).

2.3 Estructura de los Andes Patagónicos

Como resultado de la deformación ocurrida durante la evolución de los Andes Patagónicos, se pueden distinguir tres dominios morfotectónicos (Ghiglione *et al.*, 2016) (Figuras 4 y 5):

- **Dominio del basamento:** Incluye depósitos sinrift del Jurásico tardío en discordancia sobre basamento metamórfico. El conjunto es afectado por rocas intrusivas del Jurásico al Neógeno, pertenecientes al Batolito Patagónico (Hervé *et al.*, 2007a; Calderón *et al.*, 2007). Las rocas estratificadas del Jurásico forman afloramientos con rumbos en dirección al N-NNE, que representan la inversión de un depocentro extensional, cabalgándose hacia el este en la faja plegada y corrida (Kraemer, 1998; Ghiglione *et al.*, 2009). Existen retrocorrimientos con vergencia hacia el oeste que alcanzan depósitos sinrift jurásicos, cuyas potencias disminuyen

hacia el este, indicando la inversión total de un depocentro extensional a lo largo del margen occidental (Kraemer, 1998).

- **Dominio interno de la faja plegada y corrida:** Se caracteriza por estructuras de deformación dúctil compresivas, de orientación N-S, afectando a secuencias de antepaís del Cretácico Superior (Figura 5B, C) (Kraemer, 1998). Ocurren variaciones abruptas en el ancho de este dominio a lo largo de su rumbo, en discretas zonas de transición E-W especialmente observables al sur del Lago Argentino (Figura 4) (Ghiglione *et al.*, 2009). El dominio interno pierde su expresión hacia el norte de la cuenca, en donde es reemplazado por una zona triangular, en la cual el basamento del Paleozoico interactúa directamente con el dominio externo de la faja plegada y corrida (Figura 5A) (Ghiglione *et al.*, 2016).
- **Dominio externo de la faja plegada y corrida:** Comprende secuencias de antepaís del Cretácico tardío al Mioceno, cabalgadas con vergencia hacia el oeste formando un monoclinial frontal. En el borde oriental, se desarrollan pliegues y cabalgamientos de piel delgada con vergencia al este (Figura 5) (Ghiglione *et al.*, 2016). El estilo estructural de este dominio es el de un monoclinial desarrollando una zona triangular, en donde las rocas del Maastrichtiano al Cenozoico son cabalgadas hacia el oeste, sobre una cuña de capas del Cretácico Superior (Ghiglione *et al.*, 2009).

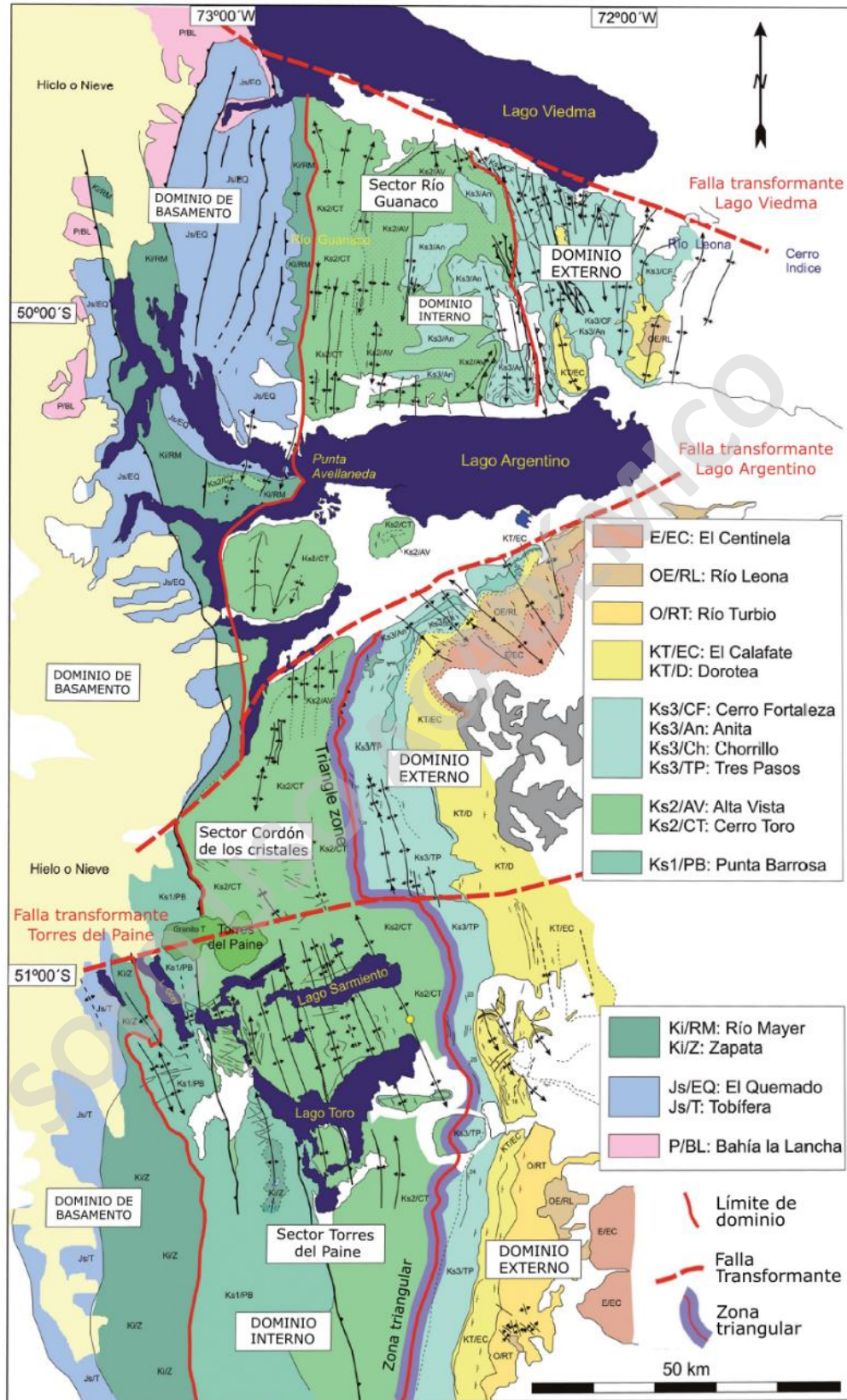


Figura 4. Mapa geológico entre el área de Lago Viedma y Seno Última Esperanza, que muestra los dominios morfotectónicos de los Andes Patagónicos. Modificado de Ghiglione *et al.* (2009).

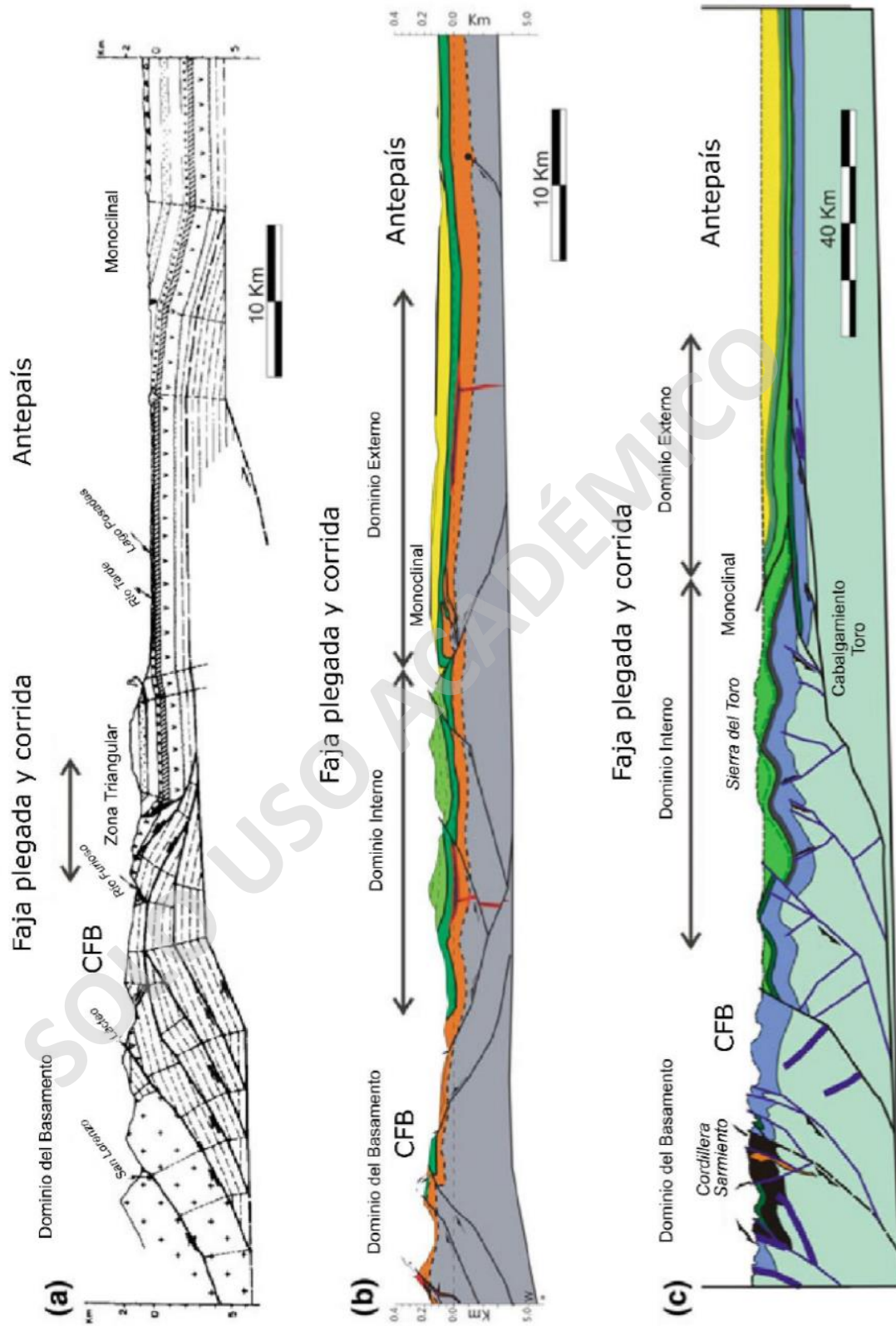


Figura 5. Perfiles estructurales que muestran los dominios morfotectónicos de los Andes Patagónicos. **A)** Sección Lago Belgrano-Lago Posadas; **B)** Sección Lago Viedma; **C)** Sección Última Esperanza. CFB: Cabalgamiento frontal del basamento. Modificado de Ghiglione *et al.* (2016).

2.4 Evolución de la faja plegada y corrida Patagónica

La evolución de la faja plegada y corrida Patagónica está vinculada con el registro estratigráfico de la Cuenca de Magallanes, pues fue una importante fuente de sedimentos y uno de los principales mecanismos de subsidencia flexural (Fosdick *et al.*, 2011; Romans *et al.*, 2011). Fosdick *et al.* (2011) describieron un modelo cinemático de la faja plegada y corrida, estudiado en un perfil en torno a los 51°30'S (Figura 6). Los autores reconocieron principalmente 6 etapas de deformación entre el Cretácico Superior hasta el Neógeno, resumidas a continuación.

Etapas I: Inicio del acortamiento del Retroarco (100-88 Ma)

A finales del Cretácico Inferior, la Cuenca de Rocas Verdes ya había sido cerrada y la corteza oceánica al sur de los 50°S había comenzado a acortarse y obductarse en el margen de suramericano (Figura 6A). Dataciones en el límite basal de la Formación Punta Barrosa, que reflejaría la primera presencia de una faja plegada y corrida bien desarrollada (Fildani y Hessler, 2005), sugerirían que este proceso inició aproximadamente a los 101 Ma (Fosdick *et al.*, 2011). La zona de cizalla Canal de las Montañas es un posible candidato para el cabalgamiento temprano en la parte interna, siendo responsable de la subsidencia por flexión de la cuenca durante la depositación de la Formación Punta Barrosa.

Etapas II: Crecimiento del dúplex Tobífera (88-74 Ma)

En el Coniaciano, la convergencia en el retroarco resultó en el acortamiento de la Formación Tobífera y la generación de fallas de cabalgamiento imbricadas que involucraron basamento paleozoico atenuado (Figura 6B). Una reconstrucción palinospástica basada en pliegues antiformes cabalgados sucesivamente hacia el basamento metamórfico, sugiere un acortamiento de ~27 km (16%). Edades de circones detríticos y análisis de proveniencia sedimentaria de la Formación Cerro Toro permiten sugerir que la Formación Tobífera ya estaba exhumada desde el Coniaciano. El crecimiento del dúplex Tobífera es consistente con una subsidencia flexural y la depositación de la Formación Cerro Toro. Las direcciones de los canales de drenaje de la cuenca pueden haber sido controlados por fallas inversas sinsedimentarias o reactivadas.

Etapa III: Cabalgamiento Tenerife (74-27 Ma)

Se caracteriza por el cabalgamiento de las formaciones Zapata, Punta Barrosa y Cerro Toro en la zona de cabalgamiento Tenerife. El frente andino avanzó ~30 km hacia el antepaís a través de una zona de despegue del Paleozoico. Reconstrucciones palinspásticas de la deformación indican un acortamiento ~6,1 km (4%) a lo largo de esta etapa. Hacia el este, al interior del continente, datos paleomagnéticos sugieren una rotación de 30° en sentido antihorario del complejo ofiolítico Sarmiento, atribuido a cabalgamiento y rotación posiblemente de fallas invertidas del Mesozoico. Esta rotación está acotada a un período de deformación entre los 75-72 Ma o alternativamente asociada con una fase más joven. En este modelo, el cabalgamiento con vergencia al este está expresado por un fallamiento hacia fuera de la secuencia en el complejo ofiolítico Sarmiento y el cabalgamiento Tobífera a lo largo de zonas de cizalle de alto ángulo (Figura 6C). Las edades de deformación y las tasas de acortamiento de esta etapa no están muy claras, pero se estima que inició posteriormente a la depositación de la Formación Cerro Toro y previo a la intrusión del granito Donoso de 27 Ma en lutitas y areniscas deformadas de las formaciones Zapata y Punta Barrosa. La presencia de una discontinuidad en el Paleógeno, seguida por la depositación de un sistema marino somero progradante hacia el este durante el Eoceno-Oligoceno, está relacionado con un alzamiento significativo del frente andino.

Etapa IV: Cabalgamiento Río Rincón-Castillo (27-21 Ma)

Esta etapa presenta un acortamiento de ~3,4 km (2%) y un alzamiento de aproximadamente 2 km del basamento jurásico y paleozoico. Esta magnitud estuvo probablemente asociada con un crecimiento topográfico importante de la faja plegada y corrida, provocando un cambio desde una dispersión de sedimentos hacia el sur, a una hacia el este. Esta paleogeografía es consistente con análisis termocronológicos en zircones de la Formación Tobífera en el anticlinal de Río Rincón, que sugieren una carga sedimentaria de 6-7 km hasta hace 20 Ma en el área (Figura 6D). Esto sugiere que el anticlinal de Río Rincón puede haber sido el frente de cabalgamiento durante el Paleógeno.

Etapa V: Cabalgamiento Toro (21-18 Ma)

Se caracteriza por el alzamiento e intenso plegamiento que afectó rocas desde el basamento Paleozoico hasta el relleno sedimentario del Daniano (Figura 6E). Un factor significativo es el

desarrollo sustancial de una zona de despegue del cabalgamiento Toro, que ocurrió hasta cerca de 15 km de profundidad, posiblemente asociado a una zona de debilidad en el basamento Paleozoico. Esta estructura implica un cambio en la dinámica orogénica que dio lugar a una amplia zona de alzamiento y menor acortamiento. La reconstrucción palinspástica de esta etapa sugiere un acortamiento de ~2,2 km (1,4%) y alzamiento del basamento jurásico y paleozoico. La deformación fue sincrónica con depositación en el Mioceno temprano hasta los 18 Ma, cuando la depositación de depósitos fluviales cubrió el antepaís.

Etapa VI: Exhumación regional (<18 Ma)

Esta etapa incluye el cabalgamiento Santa Cruz y el alzamiento de la cuenca del Neógeno (Figura 6F). La reconstrucción temporal de la deformación no está muy clara, pero se estima que fue posterior a la depositación de la depositación de la Formación Santa Cruz, y podría ser contemporáneo con la subducción de la dorsal de Chile. Se estima aproximadamente 4 km de alzamiento desde la etapa IV hasta la configuración actual.

SOLO USO ACADÉMICO

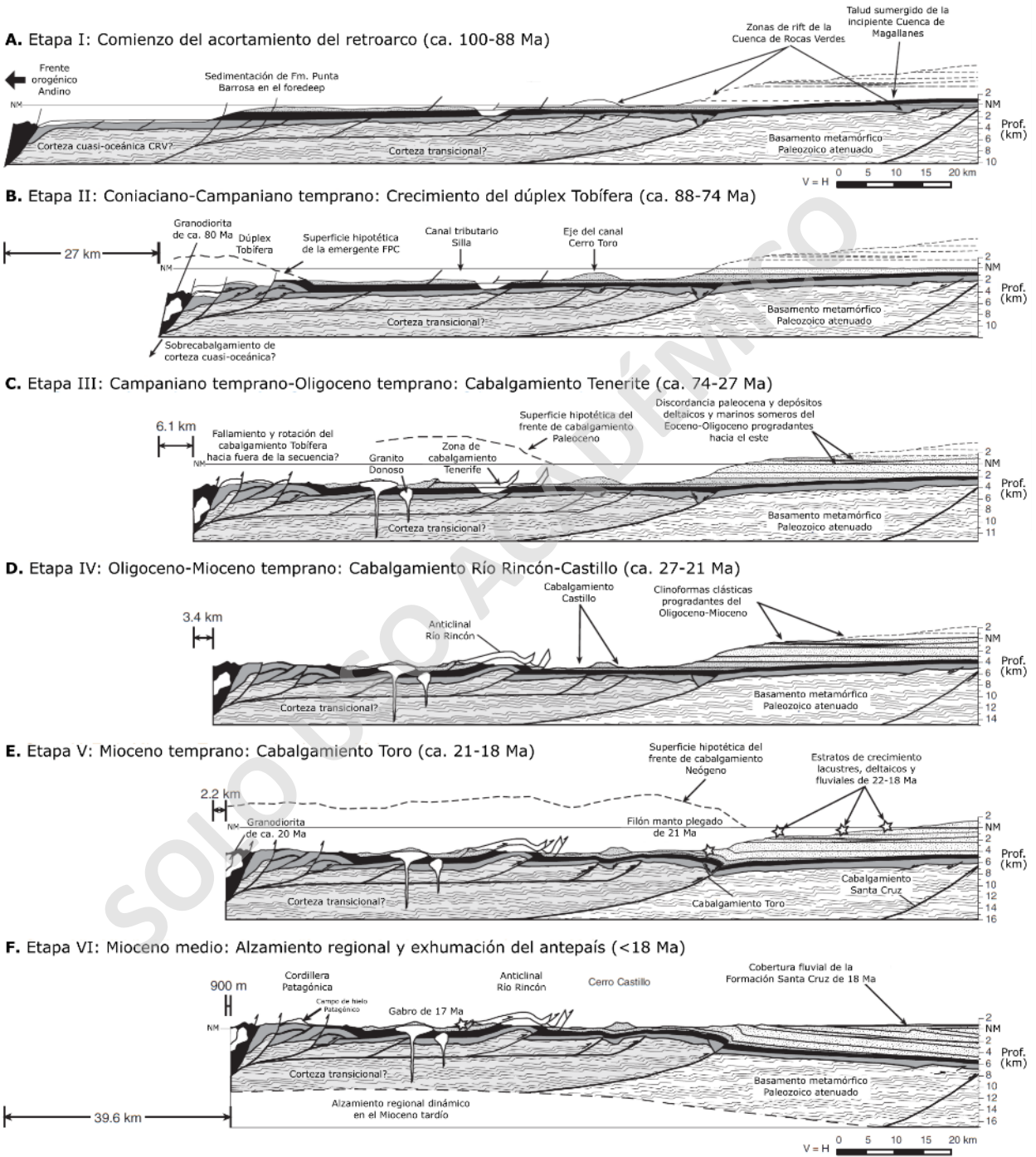
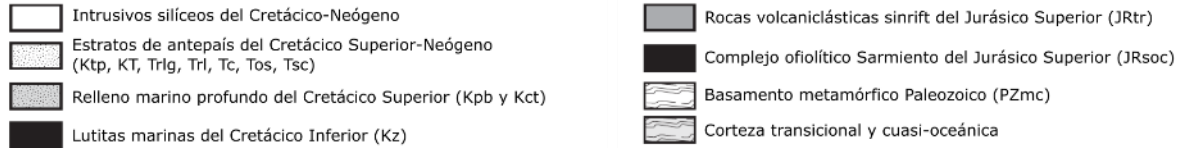


Figura 6. Modelo cinemático de la faja plegada y corrida Patagónica en la Provincia de Última Esperanza. Modificado de Fosdick *et al.* (2011). **A)** Etapa I; **B)** Etapa II; **C)** Etapa III; **D)** Etapa IV; **E)** Etapa V; **F)** Etapa VI.

2.5 Estratigrafía de la Cuenca de Magallanes

Se describen detalladamente las unidades litoestratigráficas que componen el registro de la Cuenca de Magallanes hasta inicios del Cenozoico (Tabla 1). La nomenclatura formal fue recopilada a partir de Katz (1963), Maceralli *et al.*, (1989), Wilson (1991) y Fildani y Hessler (2005). A modo de complemento, se incluye la descripción del Batolito Patagónico y unidades del basamento metamórfico que pueden encontrarse fuera de los límites de la cuenca, así como también las formaciones Tobífera y Zapata que se originaron en contexto de la Cuenca de Rocas Verdes. El registro estratigráfico del Cenozoico se resume al final en base a los trabajos de Gutiérrez *et al.* (2013, 2017).

2.5.1 Basamento metamórfico

El basamento metamórfico aflora en varias localidades aisladas al sur de los 46°S (Charrier *et al.*, 2007). Por este motivo, es ampliamente dividido en los complejos del este y del oeste respecto de su posición con el Batolito Patagónico. Los complejos del este están compuestos por: Complejo Metamórfico Andino Oriental, Complejo Ígneo y Metamórfico Puerto Edén y Complejo Metamórfico Cordillera de Darwin. Por otro lado, los complejos del oeste se componen por: Complejo Madre de Dios, Complejo Diego de Almagro y Complejo Diego Ramírez (Charrier *et al.*, 2007).

- **Complejo Metamórfico Andino Oriental:** Corresponde a sucesiones de turbiditas, calizas, rocas piroclásticas y menores metabasitas polideformadas, expuestas entre el Lago General Carrera y el extremo sur de la Península de Brunswick (Hervé *et al.*, 2003; Charrier *et al.*, 2007; Hervé *et al.*, 2007b). Incluye las unidades Cochrane y Lago General Carrera de Lagally (1975) y el Complejo Staines, Formación Bahía de la Lancha y Formación Río Loreto de Allen (1982). La depositación de los protolitos ocurrió en un margen continental pasivo durante el Devónico tardío-Carbonífero temprano (Ramos, 1989; Hervé *et al.*, 2003). El metamorfismo regional ocurrió durante el Carbonífero tardío en un contexto de intraplaca alcanzando facies de esquistos verde a anfibolita (Bell y Suárez, 2000).
- **Complejo Ígneo y Metamórfico Puerto Edén:** Consiste en rocas metamórficas de medio a alto grado, migmatitas e intrusivos (Hervé *et al.*, 2007b). Aflora en la Cordillera Patagónica, cercano a los 50°S (Charrier *et al.*, 2007). El metamorfismo fue de alta temperatura y baja

presión, sobreimpuesto a rocas metamórficas en facies de esquisto verde (Calderón, 2000). Ocurrió en el Jurásico tardío bajo condiciones de anatexis, durante el emplazamiento del Batolito Patagónico (Hervé *et al.*, 2003).

- **Complejo Metamórfico Cordillera de Darwin:** Aflora en el segmento de los Andes Fueguinos, en las proximidades de los 54°S (Charrier *et al.*, 2007). Consiste en unidades metasedimentarias y metavolcánicas formados supuestamente durante el Paleozoico tardío a Mesozoico temprano, con un evento metamórfico sobreimpuesto durante el Mesozoico. Se caracteriza por la generación de las zonas de biotita, estaurolita, cianita y sillimanita, siendo un caso único en los Andes Patagónicos (Hervé *et al.*, 2007b).
- **Complejo Madre de Dios:** Complejo acrecionario que aflora interrumpidamente entre los 49°S y 53°S en el Archipiélago Patagónico (Charrier *et al.*, 2007). Se compone de tres unidades litoestratigráficas fuertemente deformadas: Calizas Tarlton, correspondientes a calizas ricas en fusulínidos depositadas en el Carbonífero tardío a Pérmico temprano en un ambiente de plataforma intra-oceánico (Douglass y Nestell, 1976); Complejo Denaro, compuesto por pillow lavas y chert, considerado como la corteza oceánica sobre la que se desarrollaron las Calizas Tarlton; y el Complejo Duque de York, una sucesión turbidítica acumulada cerca de un margen continental en el Pérmico temprano, previo a la acreción del terreno conformado por las primeras dos unidades. El complejo fue deformado en el Jurásico temprano (Thompson y Hervé, 2002). La acreción ocurrió desde el noreste (Rapalini *et al.*, 2001), sugiriendo que la subducción fue oblicua respecto del margen continental.
- **Complejo Diego de Almagro:** Complejo acrecionario localizado al oeste del Complejo Madre de Dios en la Isla Diego de Almagro, separados por la Zona de Cizalle Seno Arcabuz (Olivares *et al.*, 2003). Consiste en esquistos azules, micaesquistos con cuarzo, esquistos con anfíbol y ortogneisses, cuyos protolitos se originaron en el Jurásico medio a tardío. El metamorfismo fue de alta presión y temperatura, ocurrido durante el Cretácico (Hervé *et al.*, 1999). Es interpretado como el resultado de erosión tectónica (Hervé y Fanning, 2003).
- **Complejo Diego Ramírez:** Localizado al sur del Cabo de Hornos (Davidson *et al.*, 1989). Se compone de metabasaltos polideformados con piroxeno y mélange con inclusiones de chert, grauvacas, tobas, basaltos y calizas. El metamorfismo ocurrió en el Jurásico medio,

coincidente con la evidencia de eventos acrecionarios ocurridos en la porción sur del Archipiélago Patagónico (Charrier *et al.*, 2007).

2.5.2 Batolito Patagónico

Constituye el núcleo de la Cordillera Patagónica. Comúnmente es dividido en tres segmentos (Hervé *et al.*, 2007a): Batolito Norpatagónico, al norte de los 47° (latitud aproximada del punto triple chileno); Batolito Surpatagónico, entre los 47-53°S; y Batolito Fueguino, que se extiende hasta el extremo sur del continente. Sus componentes más antiguos intruyeron a complejos metamórficos que actualmente se encuentran dispuestos al este y al oeste del batolito (Hervé *et al.*, 2007a). Se originó por la amalgamación de plutones asociados a subducción desde el Jurásico Tardío al Neógeno, la cual puede ser separada en 6 etapas intrusivas (Hervé *et al.*, 2007a):

- **Jurásico tardío (157-145 Ma):** Emplazamiento de voluminosos intrusivos leucograníticos y subordinados gabros durante el Jurásico tardío. Actualmente se distribuyen en el margen oriental del batolito. Este episodio ocurre en paralelo con la generación de rocas efusivas ácidas de la Formación Tobífera, depositadas en la Cuenca de Rocas Verdes al este del batolito; y también con el desarrollo de corteza oceánica en las áreas más profundas de la cuenca. El mecanismo de magmatismo correspondería a anatexis de litósfera continental en el margen occidental de Gondwana, posiblemente incorporando una corteza inferior básica.
- **Cretácico 1 (144-137 Ma):** Granodioritas, granitos y subordinados gabros emplazados durante inicios del Cretácico. Se distribuyen al oeste del conjunto de intrusivos del Jurásico, debido a cambios en los parámetros de subducción que gatillaron una migración del arco hacia el occidente. Representan la continuación del magmatismo del Jurásico tardío, con la incorporación de fundidos de un manto más empobrecido y/o menos componente cortical.
- **Cretácico 2 (136-127 Ma):** Granodioritas, tonalitas y subordinados gabros que representan la culminación de la migración del arco magmático hacia el oeste. Se distribuyen en el margen occidental del batolito. Aumenta más aún la componente de un manto empobrecido en el fundido.

- **Cretácico 3 (126-75 Ma):** Tonalitas, granodioritas y subordinados gabros emplazados en los cuerpos intrusivos más antiguos. Afloran de manera restringida en la porción sur del Batolito Surpatagónico. Incluyendo a las rocas de la etapa del Paleógeno, no se encuentra evidencia de volcanismo asociado con estos intrusivos. Dichas rocas volcánicas fueron probablemente poco voluminosas y confinadas al área del batolito, desde donde fueron completamente erosionadas.
- **Paleógeno (67-40 Ma):** Predominantemente gabros con subordinadas tonalitas y granodioritas. Sus afloramientos son discretos y localizados principalmente en la porción sur a lo largo del eje del Batolito Surpatagónico mesozoico (Fosdick *et al.*, 2015a).
- **Neógeno (25-15 Ma):** Principalmente tonalitas y granodioritas. Se reconoce la presencia de volcanismo contemporáneo dentro y al este del batolito.

2.5.3 Mesozoico

2.5.3.1 Formación Tobífera (Jurásico Superior)

(Thomas, 1949)

Definición y distribución: Definida inicialmente como Serie Tobífera en el subsuelo de Punta Arenas (Thomas, 1949). Corresponde a una sucesión de rocas volcánicas ácidas, en su mayoría tobas, con intercalaciones de lutitas, rocas calcáreas, basaltos e intrusiones hipabisales riolíticas (Wilson, 1991; Fildani *et al.*, 2008). En superficie, se extiende a lo largo del margen oriental de la Cordillera Patagónica, con un espesor estimado de al menos 1.000 m en la Provincia de Última Esperanza (Wilson, 1991; Katz, 1963). Al este de los campos de hielo, aflora puntualmente entre los niveles más altos de la Formación Punta Barrosa, los cuales presentan una geometría de onlap (Wilson, 1991). Es equivalente a la Formación El Quemado de Feruglio (1938) en la Provincia de Santa Cruz, al norte del Lago Argentino; y a la Formación Ibáñez de Niemeyer *et al.* (1984) en la Región de Aysén (Pankhurst *et al.*, 2000). Forma parte de la Gran Provincia Magmática Silícica de Chon Aike, en conjunto con unidades litológicamente similares como la Formación Marifil, en el Macizo Norpatagónico; la Formación Chon Aike, en el Macizo del Deseado; o la Formación Mapple, en la Península Antártica (Pankhurst *et al.*, 2000).

Relaciones de corte: Sobreyace en discordancia al basamento metamórfico paleozoico (Wilson, 1991; Fildani *et al.*, 2008).

Litología: En el área de Última Esperanza se compone de una intercalación entre las siguientes litologías (Wilson, 1991): (a) capas oscuras de fangolitas silíceas con laminación plano paralela y pirita diseminada, cuyas potencias alcanzan hasta decenas de metros; (b) depósitos de caída de piroclastos conformados por tobas bien seleccionadas de hasta 15 m de potencia, con laminación horizontal y abundantes fragmentos desvitrificados; (c) depósitos de corrientes de turbidez correspondientes a tobas riolíticas en los que se distinguen las unidades T_{a-c} de la secuencia de Bouma, con formas tabulares de hasta 1 m de espesor o formando niveles compuestos de hasta 9 m de potencia, canaliformes; (d) depósitos de flujos de detritos de hasta 3 m de potencia, macizos, tabulares o canaliformes, compuestos principalmente por fragmentos angulares de riolitas en una matriz de ceniza; (e) depósitos de flujos piroclásticos subacuosos, tabulares, de hasta 5 m de potencia, con abundantes pómez tamaño lapilli en una matriz de ceniza; (f) Intrusivos hipabisales penecontemporáneos, de composiciones riolíticas y basálticas, que ocurren como brechas de peperita y pillow lavas, respectivamente.

Edad: En la Provincia de Última Esperanza, la porción superior de la Formación Tobífera contiene fósiles de amonites, belemnites e inocerámidos que indican una edad kimmeridgiana-titoniana (Fuenzalida y Covacevich, 1988). En conjunto con el hallazgo de radiolarios del Jurásico tardío cerca de la base de la unidad (Allen, 1982), el registro fósil permite establecer una edad jurásica tardía para la unidad completa. Dataciones radiométricas en una toba de lapilli cristalina, a través del método SHRIMP U-Pb en circones detríticos, indican edades de 148 y 142 Ma (Calderón *et al.*, 2007). Pankhurst *et al.* (2000) obtuvieron edades de $178,4 \pm 1,4$ Ma y $171,8 \pm 1$ Ma con el mismo método, pero los valores no son consistentes con las edades constreñidas a partir de la fauna fósil (Calderón *et al.*, 2007).

Interpretación: Gran parte del volcanismo de la Formación Tobífera parece haber ocurrido en ambiente continental (Mpodozis *et al.*, 2011). Sin embargo, en el área de Última Esperanza se produjo en un ambiente marino somero, anaeróbico o disaeróbico, tal como lo indica su contenido fósil, la presencia de fangolitas ricas en pirita, hialoclastitas, peperitas y flujos piroclásticos subacuosos (Wilson, 1991). Los depósitos de corrientes de turbidez son interpretados como faldas submarinas formadas alrededor de centros volcánicos (Wilson, 1991). La presencia de afloramientos puntuales de la Formación Tobífera entre unidades más jóvenes con una geometría

de onlap, indica que existió un relieve irregular en la cuenca depositacional, probablemente debido al desarrollo de horst y graben en el basamento (Wilson, 1991).

2.5.3.2 Formación Zapata (Titoniano-Cenomaniano)

(Katz, 1963, emmend. de Cecioni, 1956)

Definición y distribución: Correspondiente con la Formación Erezcano de Cecioni (1956), modificada debido a complicaciones estructurales en su anterior localidad tipo en Seno Erezcano. Katz (1963) la redefine en el Cerro Zapata como una sucesión de lutitas oscuras, fangolitas silíceas y pizarras arcillosas con intercalaciones de limolita. En dicho sector, su espesor varía entre un mínimo de 630 m (Wilson, 1991) y un máximo de 1.200 m (Katz, 1963). Se distribuye en franjas N-S a lo largo del margen oriental de los Andes Patagónicos, al este de la Formación Tobífera (Wilson, 1991; Fildani *et al.*, 2008). La unidad es equivalente con la Formación Yaghan en Tierra del Fuego (Suárez y Pettigrew, 1976; Fildani y Hessler, 2005).

Relaciones de corte: En la Provincia Última Esperanza sobreyace a la Formación Tobífera mediante un contacto concordante transicional (Fildani y Hessler, 2005), mientras que en algunas secciones en Península Taraba sobreyace en discordancia al Complejo Ofiolítico Sarmiento (Fildani *et al.*, 2003; Fildani y Hessler, 2005). En el Seno Última Esperanza y Cerro Ferrier, el contacto superior con la Formación Punta Barrosa es concordante (Wilson 1991; Fildani y Hessler, 2005). Los primeros autores lo describen como una aparición abrupta de areniscas turbidíticas de grano medio intercaladas con fangolitas (Katz, 1963; Wilson 1991). Sin embargo, Fildani y Hessler (2005) indican que este cambio es paulatino, definiendo una transición de aproximadamente 150 m entre ambas formaciones en la que no es posible establecer un límite claro. Hacia el norte de su localidad tipo, en el Lago Dickson, Katz (1963) describe su contacto superior como una discordancia erosiva.

Litología: Wilson (1991) distinguió cinco miembros mapeables en su localidad tipo, informalmente designados desde el "A" en su base hasta "E" en su techo. El miembro A se compone de aproximadamente 50 m de fangolitas oscuras con laminación plano paralela. Por sobre este miembro, la formación se caracteriza por la presencia de *Zoophycos* y porque los planos de laminación de las fangolitas se encuentran obliterados por bioturbación. Los miembros B y C corresponden a limolitas, areniscas finas y fangolitas silíceas (en el caso de B) o fangolitas carbonáticas (en el caso de C), que en su conjunto no superan los 100 m de potencia. El miembro D está conformado por más de 300 m de limolitas, lutitas calcáreas, areniscas finas y fangolitas

silíceas, interrumpidas por secuencias de corrientes de turbidez y de deslizamientos traslacionales gravitacionales. Estas últimas corresponden a capas de 0,5 a 5 m de potencia en la que los planos de estratificación se encuentran perturbados y plegados. Las líneas de charnela de dichos pliegues muestran una vergencia hacia el SWW. El miembro E son aproximadamente 150 m de limolitas, areniscas finas y fangolitas silíceas. A modo generalizado, la formación posee concreciones carbonáticas y abundante pirita diseminada en las fangolitas, exceptuando en las del miembro C. Adicionalmente, ocurren intercalaciones de capas tabulares centimétricas de limolita a arenisca muy fina, que muestran las unidades T_{a-c} de la secuencia de Bouma.

Edad: Parte del registro fósil de la formación constituido inocerámidos, belemnites y amonites, indica un rango de edades del Titoniano tardío a Albiano (Katz, 1963; Cortes, 1964; Fildani y Hessler, 2005). Dataciones U-Pb SHRIMP en circones detríticos de una muestra de arenisca ubicada en la transición entre la Formación Zapata y Formación Punta Barrosa indican una edad de $97,4 \pm 6,1$ Ma en las cercanías del Cerro Ferrier (Fildani *et al.*, 2003 en Daniels *et al.*, 2019). Al oeste del Lago Toro, Fosdick *et al.* (2011) dataron una toba ubicada en la porción superior de dicha transición, señalando una edad de $101,0 \pm 1,1$ Ma. Calderón *et al.* (2007) obtuvieron edades en el rango de 143 a 132 Ma para una muestra de arenisca a ~1.000 m sobre la base de la formación en Seno Taraba.

Interpretación: La Formación Zapata representa una potente secuencia de sedimentos marinos, depositados luego de terminado el volcanismo silíceo de la Formación Tobífera. Atributos como abundante bioturbación en fangolitas, depósitos de corrientes de turbidez, deslizamientos gravitacionales y el icnogénero *Zoophycos*, permiten interpretar la unidad como los depósitos de un ambiente de talud marino de profundidad moderada (Wilson, 1991). La orientación de los pliegues en los niveles generados por deslizamientos traslacionales gravitacionales permiten inferir una paleo-pendiente hacia el SWW, sugiriendo un margen NNW-SSE de la cuenca de depositación y que la formación se desarrolló en su flanco oriental (Wilson, 1991). El contacto sobre rocas del Complejo Ofiolítico Sarmiento sugeriría profundidades de hasta 2.500 m (Fildani y Hessler, 2005).

2.5.3.3 Formación Punta Barrosa (Albiano-Turoniano)

(Cecioni, 1956; Katz, 1963)

Definición y distribución: Propuesta inicialmente por Cecioni (1956), pero el primer estudio de una sección detallada de la formación fue realizado por Katz (1963). Su localidad tipo es Punta

Barrosa, una península rocosa ubicada en el Seno Última Esperanza. Corresponde a una sucesión de lutitas y areniscas, cuya potencia fluctúa entre los 250-400 m en las cercanías de su localidad tipo (Katz, 1963), y alcanza hasta los 1.000 m en Cerro Ferrier (Wilson, 1991). La formación se acuña 50 km hacia el este y 90 km hacia el sur respecto del Cerro Ferrier, gradando en litologías de granulometría más fina (Katz, 1963; Cortés, 1964; Wilson, 1991). Se distribuye en franjas N-S en la provincia de Última Esperanza, al este de la Formación Zapata, con importantes afloramientos en localidades como Sierra Arturo Prat, Lago Toro, Cerro Ferrier, Lago Grey y Lago Dickson (Katz, 1963).

Relaciones de corte: En el Cerro Ferrier, Fildani y Hessler (2005) distinguen a la Formación Punta Barrosa debido a la aparición de grandes paquetes de areniscas medias a gruesas, en contraste con los paquetes de areniscas turbidíticas de su transición con la Formación Zapata.

Litología: La formación presenta de manera general una tendencia grano y estratocreciente, permitiendo establecer diferencias entre una sección inferior y una superior (Wilson, 1991). La sección inferior está compuesta predominantemente de lutitas, con intercalaciones de niveles tabulares de areniscas turbidíticas de grano medio a grueso, de 20 a 150 cm de potencia. Por otro lado, la porción superior contiene capas de areniscas medias a gruesas, e incluso conglomerados, que se segregan en paquetes de 2 a 40 m de potencia, los cuales están contenidos en una intercalación entre lutitas y areniscas más finas (Fildani y Hessler, 2005; Wilson, 1991). Dichos paquetes amalgamados de areniscas medias a gruesas tienen una geometría lenticular a escala kilométrica (Wilson, 1991). A nivel interno de los paquetes, las capas individuales tienen espesores de 0,5 a 2 m, y se encuentran separadas por capas de material más fino y marcas de escorrentía con paleocorrientes hacia el SSE (Wilson, 1991). Se ha descrito para la sección superior, la alternancia entre capas turbidíticas con unidades Ta, Tb y Tc del ciclo de Bouma (Wilson, 1991; Fildani y Hessler, 2005).

Edad: El escaso registro faunístico de amonites indica una edad desde el Albiano tardío-Cenomaniano (Katz, 1963; Cortés, 1964). Dataciones con el método SHRIMP U-Pb en circones detríticos de muestras de areniscas indican edades de $90,6 \pm 2,5$ Ma en el Lago Dickson, $96,4 \pm 2,7$ Ma en el Cerro Ferrier y $96,4 \pm 1,9$ Ma en Cerros Ballena (Fildani *et al.*, 2003 acorde a Daniels *et al.*, 2019). En Monte Pirámide, al noroeste de Laguna Sofía, se obtuvo una edad de $94,6 \pm 1,6$ Ma en areniscas (Daniels *et al.*, 2019). Estos últimos autores sugirieron utilizar una edad de $101,0 \pm 2,2$ Ma como el máximo límite para la base de la formación.

Interpretación: La Formación Punta Barrosa registra el aporte abrupto de grandes volúmenes de arena transportada por corrientes de turbidez en una cuenca marina profunda (Wilson, 1991). De acuerdo a ensambles bioestratigráficos, Fildani y Hessler (2005) sugieren una profundidad batial de 1.000 a 2.000 m. La disminución de su potencia hacia el este y el sur, en conjunto con dirección de paleocorrientes hacia el SEE, sugiere que la formación se desarrolló en un espacio confinado en el sitio de la pendiente de la Formación Zapata (Wilson, 1991).

2.5.3.4 Formación Cerro Toro (Coniaciano-Campaniano)

(Katz, 1963, emmend. de Cecioni, 1955)

Definición y distribución: Cecioni (1955) define esta unidad en el Cerro Toro, ubicado entre los lagos Toro y Sarmiento en la Provincia de Última Esperanza. Sin embargo, debido a varias complicaciones en su esquema estratigráfico, es modificada y redefinida por Katz (1963), conservando el nombre y localidad tipo. Consiste en una alternancia de lutitas oscuras y areniscas muy finas, con intercalaciones de extensos cuerpos lenticulares de conglomerados denominados como Conglomerados del Lago Sofía (Katz, 1963). Tiene un espesor acumulativo de ~2.000 m (Hubbard *et al.*, 2008), mientras que la potencia de los Conglomerados del Lago Sofía es de hasta ~400 m (Hubbard *et al.*, 2008; Bernhardt *et al.*, 2012). La formación cubre una extensa área de norte a sur en la Provincia de Última Esperanza, al este de la Formación Tres Pasos. Se caracteriza por una morfología suave en las rocas de granulometría fina, pero con relieves abruptos y conspicuos en la fracción de conglomerados (Katz, 1963). Aflora en localidades como Laguna Amarga, Sinclinal Silla (20 km al oeste de la Sierra del Toro), Cerro Castillo y Cerro Ballena (Bernhardt *et al.*, 2012).

Relaciones de corte: Sobreyace en contacto concordante transicional a la Formación Punta Barrosa (Katz, 1963; Fildani *et al.*, 2008). Hacia el este de la Provincia de Última Esperanza, el acuñamiento de la Formación Punta Barrosa provoca que la Formación Cerro Toro esté en contacto directo sobre la Formación Zapata en el subsuelo (Katz, 1963).

Litología: Se compone predominantemente de lutitas oscuras, usualmente silicificadas, intercaladas comúnmente de manera rítmica con areniscas finamente estratificadas de grano fino (Katz, 1963; Bernhardt *et al.*, 2012). Es frecuente la presencia de estratificación convoluta, marcas de corriente e icnogéneros como *Chondrites* y *Helminthoidca*. En distintas localidades se intercalan finas capas de tobas (Bernhardt *et al.*, 2012). Los Conglomerados del Lago Sofía se caracterizan por las siguientes litologías (Hubbard *et al.*, 2008): (50%-60%) conglomerados clasto soportados con

matriz de arena, de hasta 80 m de potencia, lenticulares, comúnmente dominados por estratificación paralela, cruzada e imbricación de clastos; (30%-45%) conglomerados con matriz de fango, típicamente clasto soportados en la base y matriz soportados en el techo, con potencias entre 35 a 80 m; (5%-10%) areniscas macizas con estratificación a gran escala, de 10 a 100 m de espesor. Medidas de paleocorrientes en los conglomerados indican direcciones hacia el sur/sureste (Winn & Dott, 1979; Hubbard *et al.*, 2008; Jobe *et al.*, 2010). Por otro lado, mediciones en la fracción de lutitas indican direcciones que divergen entre 50°-100° respecto de la dirección obtenida para los conglomerados (Hubbard *et al.*, 2008).

Edad: La unidad presenta especies de amonites, inocerámidos y foraminíferos que comprenden una edad cenomaniana a campaniana (Katz, 1963). A través de dataciones U-Pb en circones de muestras de tobas y areniscas, con los métodos SHRIMP y LA-MC-ICPMS, se obtuvieron edades entre $89,5 \pm 1,9$ Ma y $81,7 \pm 1,7$ Ma en el área de Sierra del Toro para la sucesión completa (Bernhardt *et al.*, 2012). En Cerro Ballena, los mismos autores obtienen una edad de $76,67 \pm 1,6$ Ma en una muestra hacia el techo de la formación, sugiriendo un diacronismo hacia el sur. Daniels *et al.* (2019) obtuvieron edades U-Pb LA-ICP-MS en circones detríticos de areniscas, obteniendo valores desde $79,7 \pm 2,2$ Ma hasta $89,5 \pm 2,0$ Ma al sur del Lago Sofía. Estos últimos recomiendan la utilización de una edad de $89,5 \pm 1,9$ Ma para el límite inferior con la Formación Punta Barrosa, aunque en torno al área de Sierra Baguales podría considerarse de $90,6 \pm 2,5$ Ma.

Interpretación: La intercalación entre capas de lutitas y areniscas se formaron por depositación a partir de corrientes de turbidez de baja densidad (Hubbard *et al.*, 2008; Bernhardt *et al.*, 2012). Los conglomerados lenticulares de gran escala son interpretados como depósitos de canales de baja sinuosidad, que sirvieron como conducto para corrientes de turbidez que transportaron clastos de granulometría gruesa (Winn & Dott, 1979; Hubbard *et al.*, 2008). Considerando además los patrones de paleocorrientes, Hubbard *et al.* (2008) indicaron que la Formación Cerro Toro representa un sistema de canales submarinos profundos confinados por levees. Dicho sistema se compone por un canal principal de dirección norte a sur, tributado por canales de orientación NNW-SSW ubicados al oeste (Bernhardt *et al.*, 2012).

2.5.3.5 Formación Tres Pasos (Campaniano)

(Katz, 1963, emmend. de Cecioni, 1955; 1957a)

Definición y distribución: Definida en la localidad de Tres Pasos, aproximadamente 40 km al norte de la ciudad de Natales. Katz (1963) agrupa varias formaciones definidas erróneamente por

Cecioni (1955, 1957a) en la misma sucesión. Consiste principalmente en areniscas con menores intercalaciones de lutitas, limolitas y capas ocasionales de conglomerado, abarcando una potencia de ~1500 m (Shultz *et al.*, 2005). Se extiende en una franja norte a sur en la Provincia de Última Esperanza, al este de la Formación Cerro Toro, aflorando en distintos puntos al oriente de la Ruta 9 Norte en un monoclinal con vergencia al este con el resto de la sucesión mesozoica-cenozoica (Katz, 1963; Shultz *et al.*, 2005; Fosdick *et al.*, 2011; Ghiglione *et al.*, 2016).

Relaciones de corte: Yace en contacto concordante transicional sobre la Formación Cerro Toro (Katz, 1963). Dicho contacto está marcado por la aparición de gruesas capas de arenisca (Katz, 1963; Natland *et al.*, 1974).

Litología: La formación puede ser dividida en tres partes (Shultz *et al.*, 2005). En la base se compone de una unidad dominada por areniscas turbidíticas, de 200 m de potencia en el norte y 50 m en el sur. En Sierra Baguales se caracterizan por extensos paquetes de areniscas gruesas a conglomerádicas, amalgamadas, con común estratificación paralela o cruzada, separados por paquetes de areniscas y fangolitas finamente estratificadas. Hacia el sur, en cambio, está compuesta por capas más finas de areniscas en las que se distinguen las unidades T_{a-c} del ciclo de Bouma. La porción media tiene 500 a 600 m de potencia. Está dominada por depósitos de transporte de remociones masa: capas mal seleccionadas con matriz arcillosa o limo arenosa que exhiben una amplia variedad de tipos de estratificación y deformación; y también por sucesiones de corrientes de turbidez de grano fino, algunas canalizadas. En la latitud del Cerro Cazador, la porción media es parcialmente reemplazada por 300 m de sucesiones turbidíticas de grano grueso, con arquitectura de un complejo de relleno de canal. La porción superior está constituida por 500 a 700 m de areniscas turbidíticas de grano fino a muy fino con laminación plano paralela, intercaladas con finos paquetes de areniscas turbidíticas lateralmente discontinuos. Generalmente bioturbada y con presencia de materia orgánica. Paleocorrientes indican que la dirección de transporte de sedimentos es hacia el S/SE (Shultz *et al.*, 2005; Romans *et al.*, 2009).

Edad: Ensamblajes de microfósiles y microfósiles permiten señalar una edad relativa santoniana a maastrichtiana (Natland *et al.*, 1974). Romans *et al.* (2010) obtuvieron una edad U-Pb SHRIMP de $82,8 \pm 5,2$ Ma en circones detríticos en el Cerro Divisadero. Daniels *et al.* (2018) obtuvieron un rango de edades U-Pb LA-ICP-MS desde $74,3 \pm 1,5$ Ma a $80,7 \pm 1,5$ Ma en circones de areniscas y tobas. Con el mismo método, Daniels *et al.* (2019) obtuvieron edades de circones detríticos areniscas que indican edades desde $73,4 \pm 1,6$ Ma a $78,5 \pm 1,6$ Ma al sureste del Lago

Sofía. Estos últimos autores recomiendan la utilización de una edad de $80,5 \pm 0,3$ Ma como límite basal de la formación.

Interpretación: Las areniscas turbidíticas de la porción inferior evidencian una transición de norte a sur desde facies proximales a distales en la base de un talud submarino. La porción media y superior de la formación son interpretadas como depósitos hacia la parte menos profunda del talud submarino (Shultz *et al.*, 2005). De esta manera, la formación representa un completo sistema de talud submarino pronunciado, progradante hacia el sur y significativamente canalizado en su porción media a superior (Shultz *et al.*, 2005; Hubbard *et al.*, 2008; Hubbard *et al.*, 2010).

2.5.3.6 Formación Dorotea (Campaniano-Daniano)

(Katz, 1963, emmend. de Cecioni, 1957a, b)

Definición y distribución: Formalizada en Hoffstetter *et al.* (1957) en base a Cecioni (1955, 1956, 1957a, b) y Barwick (1955). Su localidad tipo es en el área septentrional de Sierra Dorotea, al norte de la ciudad de Puerto Natales (Hoffstetter *et al.*, 1957; Katz, 1963). Katz (1963) modifica su límite inferior, redefiniéndolo como un horizonte conformado por dos capas conspicuas de calizas arenosas en el área de Sierra Cazador. Consiste en una sucesión de areniscas de coloración gris verdosa, amarillenta y parduzca, comúnmente con intercalación de niveles de fangolitas y lentes de conglomerados (Katz, 1963). Su espesor alcanza casi 2.000 m en Cerro Cazador, mientras que en Sierra Dorotea es de aproximadamente 650 m, demostrando una disminución hacia el sur (Hoffstetter *et al.*, 1957). En el área de Sierra Baguales, Schwartz y Graham (2015) midieron ~1.000 m de potencia, mientras que Manríquez *et al.* (2019) indicaron aproximadamente 1.250 m, ambos trabajos bajo la nomenclatura de Katz (1963). Se distribuye paralelamente al este de la Formación Tres Pasos. Es equivalente a la Formación Calafate en el área de Lago Argentino (Riccardi y Rolleri, 1980) y con la sucesión de las formaciones Cerro Cazador, Monte Chico y Cerro Dorotea en Río Turbio (Malumián *et al.*, 2000). Algunos autores reportan formalmente y separan la Formación Cerro Dorotea de la Formación Dorotea en el área chilena de Cerro Castillo (Fosdick *et al.*, 2015b, 2020). En el área de Península de Brunswick es equivalente a la Formación Rocallosa (Hoffstetter *et al.*, 1957; Katz, 1963).

Relaciones de corte: Sobreyace en contacto concordante transicional a la Formación Tres Pasos (Katz, 1963; Maceralli *et al.*, 1989; Gutiérrez *et al.*, 2017).

Litología: En el área de Río de Las Chinas, Schwartz y Graham (2015) definen las siguientes asociaciones de facies de base a techo: (FA3) dominio de areniscas, capas apiladas generalmente granocrecientes a conglomerados finos, con abundantes marcas de flujo, estratificación cruzada en artesa de gran escala, bioclastos fragmentados y zonas de intensa bioturbación; (FA2) dominio de fangolitas, intercaladas con menores paquetes lenticulares de areniscas con estratificación heterolítica, paquetes lenticulares de areniscas fangosas con fragmentos tamaño grava y materia vegetal y también con pequeños lentes conglomerádicos que gradan en areniscas con estratificación cruzada; (FA4) fangolitas con troncos petrificados y fósiles de dinosaurios, intercalados con gruesos paquetes lenticulares de areniscas a conglomerados, que contienen estratificación en artesa de gran escala, imbricación de clastos, ondulitas escalantes y detritos orgánicos; (FA5) dominio de areniscas, en general obliteradas por bioturbación, con abundantes ondulitas escalantes e intercaladas con ocasionales capas de fangolita; sectores canalizados poseen estratificación cruzada en artesa de gran escala; (FA6) fangolitas con fósiles de dinosaurios y abundantes troncos petrificados, intercalados con gruesos paquetes lenticulares de areniscas a conglomerados, que contienen estratificación en artesa, imbricación de clastos y abundantes detritos orgánicos.

Edad: Katz (1963) indica que existe una confusión respecto al límite litoestratigráfico y geocronológico superior, pero afirma que gran parte de la unidad puede ser asignada al Maastrichtiano. En base a su contenido fósil, se ha asignado una edad Campaniano-Maastrichtiano (Otero *et al.*, 2009, 2013; Rubilar-Rogers *et al.*, 2013; Soto-Acuña *et al.*, 2014, 2016; González, 2015; Manríquez *et al.*, 2015; Garrido *et al.*, 2016; Schwartz *et al.*, 2016). Se han realizado diversas dataciones radiométricas en la Provincia de Última Esperanza, principalmente con el método U-Pb LA-MC-ICPMS en circones detríticos de muestras de areniscas. En el área de Río De Las Chinas, Gutiérrez *et al.* (2013) obtuvieron una edad de $71 \pm 1,2$ Ma. Fosdick *et al.* (2015a) midieron edades de $69,7 \pm 1,7$ Ma y $68,6 \pm 0,5$ Ma para la porción superior de la formación, en las áreas del Río Baguales y extremo sur de la Sierra Dorotea, respectivamente. Schwartz *et al.* (2016) señalaron edades entre 82-69 Ma para la formación completa en Sierra Baguales. Gutiérrez *et al.* (2017) obtuvieron valores de $83,9 \pm 2,6$ Ma en los circones más jóvenes de una muestra en la base de la unidad en Cerro Guido, además de $74,9 \pm 2,1$ Ma y $71,0 \pm 1,2$ Ma en el valle del Río de Las Chinas para la porción media y superior. En torno al área de Cerro Castillo, Daniels *et al.* (2018) indican una edad de $70,6 \pm 1,5$ Ma en la base de la formación. En Sierra Dorotea, para la base de la unidad se obtuvieron edades de $71,9 \pm 2,1$ Ma y $68,9 \pm 1,7$ Ma, mientras que en la porción superior valores de $68,9 \pm 1,3$ y $67,4 \pm 1,5$ (Hervé *et al.*, 2004; Romans

et al., 2010; Daniels *et al.*, 2019). En vista del diacronismo de la formación, Daniels *et al.* (2019) sugirieron ocupar una edad basal desde $76,2 \pm 2,2$ Ma en torno al área de Sierra Baguales, hasta $70,6 \pm 1,5$ Ma en área Sierra del Cazador-Sierra Dorotea. Respecto al límite superior, las edades más jóvenes han sido obtenidas por George *et al.* (2019) justo debajo del contacto con la Formación Man Aike, en el valle del Río de Las Chinas, con un valor de $63,6 \pm 1,8$ Ma. Adicionalmente, Fosdick *et al.* (2020) dataron una muestra justo debajo del límite con la Formación Cerro Dorotea, en el área de Cerro Castillo, con un valor de $65,8 \pm 1,3$ Ma.

Interpretación: En el curso alto del Río de Las Chinas, la formación corresponde a los depósitos de un delta dominado por ríos e influenciado por mareas, ubicado en el borde de plataforma (Schwartz y Graham, 2015). Esta idea es favorecida por una asociación genética con la Formación Tres Pasos, en la cual los estratos basales de la Formación Dorotea conforman el topset de clinofomas de un talud pronunciado, progradante hacia el sur (Hubbard *et al.*, 2010). Los sedimentos transportados por la Formación Dorotea serían el principal aporte para los canales de talud de la Formación Tres Pasos (Schwartz y Graham, 2015). La interpretación de un delta también ha sido realizada por González (2015) y Gutiérrez *et al.* (2017). En cambio, Manríquez *et al.* (2021) interpretaron los depósitos del mismo sector como un sistema de playa de alta energía, dominado por oleaje y corrientes costaneras. En la zona norte de Sierra Baguales, Le Roux *et al.* (2010) interpretaron un ambiente de desembocadura de estuario para los niveles superiores de la formación, aunque con otra nomenclatura litoestratigráfica (Otero *et al.*, 2013; Morales, 2020). Por otro lado, en las proximidades de Puerto Natales, Rivera *et al.* (2020) interpretaron la porción inferior y media de la formación como depósitos de un sistema deltaico dominado por oleaje, así como también de playa submareal dominada por tormentas en algunas secciones. La porción superior exhibiría depósitos estuarinos y fluviales, con ríos meándricos a anastomosados (Rivera *et al.*, 2020).

2.5.4 Cenozoico

2.5.4.1 Formación Cerro Dorotea (Daniano-Selandiano?)

(Hünicken, 1955)

Definición y distribución: Formalizada por Hünicken (1955) a los Estratos del Cerro Dorotea de Feruglio (1949) y la Sección Superior de Areniscas Verdes o Capas con *Ostrea Rionegrensis* de Brandmayr (1945). Sin embargo, de acuerdo a una relación epistolar con Hünicken (en Malumión

et al., 2000), los primeros 70 m de la sección inferior de Hünicken (1955) en Sierra Dorotea corresponderían a la Formación Monte Chico, definida después por Malumián *et al.* (2000). Su localidad tipo es en la falda noroeste de la Sierra Dorotea, con un espesor de 550 m (Hünicken, 1955). Su potencia disminuye abruptamente hacia el norte y el este (Malumián *et al.*, 2000). Corresponde a una sucesión de areniscas finas a medias, verdosas a amarillentas, con intercalación de niveles de fangolitas, areniscas conglomerádicas y conglomerados (Furque y Caballé, 1993). A diferencia de la Formación Dorotea, los niveles conglomerádicos son más gruesos y abundantes, además de poseer la intercalación de niveles carbonosos de espesores métricos (Hünicken, 1955). Se distribuye hacia el norte de su localidad tipo, con afloramientos en Cancha Carrera y puntualmente en el Cerro Monte Chico, Argentina (Malumián *et al.*, 2000). En Chile, la unidad ha sido reportada formalmente por Fosdick *et al.* (2015b) en las cercanías de Cerro Castillo.

Relaciones de corte: En el área de Cerro Castillo y Sierra Dorotea, sobreyace en contacto concordante transicional con la Formación Cerro Dorotea (Hünicken, 1955; Fosdick *et al.*, 2020).

Litología: En su localidad tipo, Furque y Caballé (1993) describen la siguiente sucesión de base a techo: 270 m de areniscas medias a gruesas feldespáticas, de tonalidades verde amarillentas, con estratificación cruzada y en el techo niveles conglomerádicos lenticulares y troncos silicificados. Menores intercalaciones de niveles pelíticos con moldes. 130 m de areniscas finas a medias, de tonalidades verde claro amarillentas a parduscas, conglomerados finos y subordinadas areniscas conglomerádicas. En la base presentan abundante fauna marina y estratificación cruzada. En este tramo estaca un nivel de arcilla carbonosa de 5 m de espesor con restos vegetales. 100 m de areniscas finas a medias verdosas, con intercalación de niveles de fangolita y areniscas calcáreas con fósiles marinos. Posee estratificación planar bien desarrollada y en general una tendencia granodecreciente. En Sierra Dorotea, Hünicken (1955) divide la unidad en una sección inferior y una superior, de 290 m y 260 m respectivamente, cada una con un banco de arcillas carbonosas de ~30 m de espesor denominados como Complejo carbonoso inferior y superior.

Edad: En base a su contenido fósil, Hünicken (1955) estimó que la formación podría corresponder al Daniano y con dudas al Eoceno inferior. En un estudio palinológico, Freile (1972) encontró especies desde el Maastrichtiano al Eoceno. Leanza (1972) y Riccardi y Roller (1980) asignan una edad Maastrichtiano-Paleoceno en base al estudio de invertebrados marinos fósiles. Indicadores micropaleontológicos señalan una edad daniana (Malumián y Caramés, 1997;

Malumián *et al.*, 2000; Malumián y Náñez, 2011). Dataciones U-Pb LA-ICP-MS en circones detríticos en areniscas indican edades de $61,9 \pm 0,3$ Ma, $60,5 \pm 0,8$ Ma y $60,2 \pm 1,3$ Ma en Cerro Castillo, esta última cerca del tope superior de la formación (Fosdick *et al.*, 2020). En Río Turbio, Albano *et al.* (2023) obtuvieron una edad de $53,1 \pm 1,3$ Ma en el circón más joven de una muestra del techo de la Formación Cerro Dorotea. Al tratarse de edades máximas depositacionales, el límite superior de la unidad podría ser más joven.

Interpretación: Hünicken (1955), Russo *et al.* (1980), Riccardi y Roller (1980) y Furque y Caballé (1993) indican que la formación representa una continentalización progresiva. De acuerdo a ENADIMSA (1987-1988), en Río Turbio representa ambientes de playa a playa sumergida. Malumián *et al.* (2000) indicaron que la porción inferior corresponde a los depósitos de un ambiente de plataforma interna con escasa comunicación con el mar abierto, mientras que los niveles superiores se depositaron en condiciones anóxicas a disaeróbicas sin conexión con el mar abierto.

2.5.4.2 Formación Man Aike (Lutetiano-Bartoniano) (Feruglio, 1938; Piatznitzky, 1938; Furque, 1973)

Definición y distribución: Definida independientemente en los trabajos de Feruglio (1938) y Piatznitzky (1938), pero formalizada por Furque (1973) en su trabajo de Hoja Lago Argentino. Su localidad tipo es en Cerro Fortaleza, en las cercanías del Lago Viedma (Furque, 1973). En Chile, esta unidad correspondería a las formaciones Las Flores y Río Baguales de Cecioni (1957b). Sin embargo, Ugalde (2014) anula el estatus de formación para la primera, asignando sus niveles a la Formación Man Aike. Por otro lado, Bostelmann *et al.* (2013) descarta el nombre de Formación Río Baguales, apelando a que debe predominar la nomenclatura argentina por ser más antigua. Se compone de areniscas medias a gruesas, hasta conglomerádicas, de tonalidades verdosas, grisáceas, pardas y ocreas, intercaladas con niveles conglomerádicos y en menor medida fangolitas y tobas (Nullo *et al.*, 2006). Su espesor es de 49 m (Camacho *et al.*, 2000) a más de 140 m según Furque (1973). En Argentina se distribuye al este del Río La Leona hasta el sur de Lago Argentino (Furque, 1973; Marensi *et al.*, 2002). En Chile, Gutiérrez *et al.* (2013) cartografiaban la unidad en la ladera este del Río de Las Chinas hasta las secciones inferiores de la ladera este del Río Baguales. Por otro lado, en el mapa de Schwartz y Graham (2015), al sur de los $50^{\circ}45'S$ la Formación Man Aike aflora sólo en la ladera oriental del Río Baguales. Carrizo *et al.* (1990) y Malumián *et al.* (2000) correlacionan la Formación Man Aike con la Formación Río

Turbio de Feruglio (1938) y Hünicken (1955) en el área de Cerro Cazador-Río Turbio. Mediante ensambles de quistes de dinoflagelados, Guerstein *et al.* (2014) correlacionan los niveles superiores con la porción basal del Miembro Superior de la Formación Río Turbio. Ugalde *et al.* (2018) establecen una relación litológica, paleontológica y geocronológica con el Miembro Inferior de la Formación Río Turbio.

Relaciones de corte: Según Marensi *et al.* (2002), sobreyace en discordancia erosiva a la Formación Calafate (equivalente a Formación Dorotea) en la localidad homónima. Rodríguez Raising (2010) indica que la Formación Man Aike, como su equivalente Miembro Inferior de la Formación Río Turbio, yacen en discordancia erosiva sobre las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea en las áreas de Lago Argentino y Río Turbio. La discordancia erosiva estaría asociada a un evento de incisión de cursos fluviales (Rodríguez Raising, 2010). En el área de Río de Las Chinas, González (2015) y Manríquez *et al.* (2019, 2021) también describen un carácter erosivo para dicho contacto. Otero *et al.* (2013), en cambio, indican una paraconformidad.

Litología: Gutiérrez *et al.* (2017) reconocieron tres facies para la formación en los alrededores del curso alto del Río de Las Chinas (secciones Tetas de Las Chinas y Chorrillo Jabón). La primera (facies 1a) consistente de areniscas medias a gruesas con tendencias granocrecientes y granodecrescentes, estratificación cruzada planar y en artesa, lentes decimétricos de fangolita y restos vegetales. La segunda (facies 7) dominada por fangolitas intercaladas con capas tabulares y lenticulares de areniscas finas a medias. La tercera (facies 8b) está representada por areniscas medias a gruesas con bases erosivas, *Skolithos* isp. y estratificación cruzada herringbone y en artesa.

Edad: Mediante análisis micropaleontológicos, Malumián (1990), Carrizo *et al.*, (1990), Concheyro (1991); Malumián y Caramés (1997) asignan la unidad al Eoceno medio. Al sector sur del Lago Argentino, para la porción superior se sugiere una edad Lutetiano tardío-Bartoniano temprano basado en el análisis de quistes de dinoflagelados, bioestratigrafía de microfósiles, afinidades de moluscos y análisis isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en ostras (Casadío *et al.*, 2009; Guerstein *et al.*, 2014). Se han realizado diversas dataciones radiométricas en la Provincia de Última Esperanza y localidades argentinas adyacentes, principalmente con el método U-Pb en circones detríticos de areniscas. En su localidad tipo, Sickmann *et al.* (2018) obtuvieron una edad de $43,3 \pm 2,0$ Ma. En el curso alto del Río de Las Chinas, George *et al.* (2019) obtuvieron edades entre $40,5 \pm 0,3$ Ma y $45,7 \pm 0,6$ Ma para los primeros 100 m de unidad sobre el contacto con la Formación Dorotea. En Sierra Baguales, para el tope superior de la formación, Gutiérrez *et al.*

(2017) obtuvieron un valor de $40,48 \pm 0,37$ Ma. En Cerro Castillo, Fosdick *et al.* (2020) obtuvieron edades de $47,1 \pm 2,7$ Ma, $46,3 \pm 1,3$ Ma y $41,3 \pm 0,3$ Ma para el Miembro Inferior de la Formación Río Turbio, mientras que para el Miembro Superior valores entre $26,6 \pm 0,5$ Ma y $36,6 \pm 0,3$ Ma.

Interpretación: La unidad se depositó en un ambiente marino somero a costanero, de energía relativamente alta, mientras que los niveles superiores pasan a ambiente continental (Nullo *et al.*, 2006). Le-Roux *et al.* (2010) y Gutiérrez *et al.* (2017) la interpretan como los depósitos de un ambiente estuarino dominado por oleaje.

2.5.4.3 Unidades litoestratigráficas desde el Neógeno al Cuaternario

La Formación Río Leona (Oligoceno tardío-Mioceno temprano) sobreyace en paraconcordancia a la Formación Man Aike (Gutiérrez *et al.*, 2013). Consiste en ~200 m de fangolitas y areniscas medias con capas de lignito cerca de su base (Gutiérrez *et al.*, 2013). Se interpreta como los depósitos de ríos meándricos y anastomosados, así como amplias planicies de inundación (Marensi *et al.*, 2000, 2005; Gutiérrez *et al.*, 2017). Contiene típicamente troncos y hojas fósiles (Barreda *et al.*, 2009; Torres *et al.*, 2009).

Sobreyace en concordancia la Formación Estancia 25 de Mayo (Mioceno temprano), que representa la transgresión Patagónica/Superpatagónica de Florentino Ameghino entre los 20-19 Ma (Cuitiño *et al.*, 2013; Parras *et al.*, 2012; Bostelmann *et al.*, 2013). Se compone de areniscas macizas de grano medio a grueso, con areniscas de grano fino a medio intercaladas con lutitas calcáreas (Gutiérrez *et al.*, 2017). Se caracteriza por un ensamble fósil de arrecife de ostras, bivalvos de fondo blando, gastrópodos, braquiópodos, cangrejos y hojas (Gutiérrez *et al.*, 2013, 2017). La unidad es interpretada como los depósitos en un ambiente sublitoral cercano a la costa (Gutiérrez *et al.*, 2017). En la parte basal de la sucesión se presenta un horizonte piroclástico de composición riódacítica, de 2 m de potencia, reconocido en Argentina como LPL (*Lower Pyroclastic Level*, Nivel Piroclástico Inferior) (Cuitiño *et al.*, 2013). Para dicho evento eruptivo se obtuvieron edades U-Pb de $19,14 \pm 0,5$ Ma (Cuitiño *et al.*, 2013).

La Formación Santa Cruz (Mioceno temprano) sobreyace en concordancia a la Formación Estancia 25 de Mayo (Bostelmann *et al.*, 2013). Esta corresponde hasta 100 m de areniscas de grano medio a grueso, conglomerados y fangolitas depositadas en un ambiente fluvial con ríos meándricos y planicies de inundación. Vertebrados fósiles terrestres indican una edad post-

Colhuehuapiano a pre-Santacruciano (19 a 17,8 Ma), rango respaldado por una datación en circones detríticos de $18,23 \pm 0,26$ Ma (Bostelmann *et al.*, 2013).

Las rocas sedimentarias del Eoceno al Mioceno temprano fueron afectadas por plutones tipo lacolito y filones manto de gabros de olivino, referidos como Sill La Cumbre por Bostelmann *et al.* (2013) y sills Los Leones, Cerro Donoso y Cerro Negro por Muñoz (1981). Ninguno de estos filones corta a la Formación Santa Cruz, indicando que el evento intrusivo tuvo lugar hace 19 Ma antes de la depositación de dicha Formación (Gutiérrez *et al.*, 2013). Lavas andesíticas del Plioceno tardío (Muñoz, 1981) yacen sobre la Formación Santa Cruz. Adicionalmente, toda la sucesión del Cretácico hasta el Mioceno tardío es afectada por diques dioríticos y basálticos en una dirección E-W, también cortando las lavas del Plioceno, sugiriendo una edad de Plioceno tardío a Pleistoceno (Gutiérrez *et al.*, 2013). Las unidades de la zona están parcialmente cubiertas por depósitos glaciales del Pleistoceno, y en menor cantidad por depósitos fluviales (Gutiérrez *et al.*, 201

Tabla 1. Resumen de unidades y fechados de las unidades litoestratigráficas en la zona de estudio, entre el Jurásico tardío y el Paleógeno temprano. Modificado de Fosdick *et al.* (2011). *Edades de Fildani *et al.* (2003) en Daniels *et al.* (2018). "Edad de Albano *et al.* (2023) corresponde al círculo más joven de la muestra.

Edad (Ma)	Periodo Época Edad		Ambiente deposicional	Ajuste tectónico	Registro litoestratigráfico (Provincia Última Esperanza ~51°30')	Edades mediante circones detríticos		
	Periodo	Época Edad						
59,2	Paleógeno	Paleoceno	Aguas someras, deltaicas y de plataforma	Cuenca de Magallanes/Austral (cuenca de antepaís de retroarco)				
61,6					Thanetiano			
66,0					Selandiano			
66,0	Daniano				Fm. Cerro Dorotea	★ 61,9 ± 0,3 Ma ★ 60,2 ± 1,3 Ma ☆ 53,1 ± 1,3 Ma		
72,1	Superior	Maastrichtiano			Fm. Dorotea	★ 71,2 ± 1,2 Ma ★ 69,7 ± 1,7 Ma ☆ 83,9 ± 2,6 Ma ☆ 82,3 ± 0,7 Ma ★ 65,8 ± 1,3 Ma		
83,6		Campaniano			Fm. Tres Pasos	★ 70,6 ± 1,5 Ma ★ 68,6 ± 0,5 Ma ☆ 71,0 ± 1,2 Ma ☆ 68,9 ± 2,0 Ma ★ 63,6 ± 1,8 Ma		
86,3		Santoniano						
89,8		Coniaciano			Fm. Cerro Toro	★ 82,8 ± 5,2 Ma ★ 74,3 ± 1,5 Ma ☆ 79,7 ± 2,2 Ma ☆ 80,7 ± 1,5 Ma ☆ 85,9 ± 2,0 Ma		
93,9		Turoniano						
100,5		Cenomaniano			Fm. Punta Barrosa	★ 89,5 ± 1,9 Ma ☆ 79,7 ± 2,2 Ma ☆ 81,7 ± 1,7 Ma ☆ 85,9 ± 2,0 Ma ☆ 76,7 ± 1,6 Ma		
113,0		Inferior	Albiano					
125,0	Aptiano							
129,4	Barremiano							
132,9	Hauteriviano		Fm. Zapata	★ 90,6 ± 2,5 Ma ☆ 94,6 ± 1,6 Ma ☆ 96,4 ± 2,7 Ma ☆ 96,4 ± 1,9 Ma				
139,8	Valanginiano							
145,0	Berriasiano							
152,1	Superior	Titoniano						
157,3		Kimmeridgiano						
163,5		Oxfordiano						
166,1	Medio	Calloviano						
		Batoniano						
		Bajociano	Fm. Tobífera	★ 142 Ma ★ 148 Ma				

- ★ Fildani *et al.* (2003)*
- ★ Calderón *et al.* (2007)
- ★ Romans *et al.* (2010)
- ★ Fosdick *et al.* (2011)
- ★ Bernhardt *et al.* (2012)
- ★ Gutiérrez *et al.* (2013)
- ★ Fosdick *et al.* (2015)
- ★ Schwartz *et al.* (2016)
- ☆ Gutiérrez *et al.* (2017)
- ★ Daniels *et al.* (2018)
- ★ Daniels *et al.* (2019)
- ★ Fosdick *et al.* (2020)
- ★ George *et al.* (2020)
- ★ Albano *et al.* (2023)"

3. Marco geológico local

3.1 Esquema litoestratigráfico de la transición Cretácico-Paleógeno

Los primeros trabajos que involucran la transición Cretácico-Paleógeno en la zona de estudio se concentran mayoritariamente en Argentina, con alcances en el territorio chileno dada la cercanía con el límite internacional. Steinmann (1883) estableció las líneas generales de la geología en la zona de Última Esperanza y Lago Argentino (acorde a Hünicken, 1955; Riccardi, 1986). Dentro de esta área, en el Cerro Paine, dio a conocer la presencia de fósiles y la existencia de estratos de edad cretácica, concluyendo además que dichas rocas subyacen a estratos del Terciario a través de una discordancia. Mercerat (1893) efectuó expediciones de carácter científico en las áreas de Río Turbio y Última Esperanza, principalmente en el Cenozoico, haciendo mención a yacimientos de lignito.

De acuerdo a Brandmayr (1945), el primer estudio geológico y geográfico de carácter regional fue publicado por Hauthal (1898), que abarcó el área entre el Lago Argentino y el Seno Última Esperanza. En su trabajo, expuso una versión preliminar del mapa geológico realizado para dichos sectores. Fue Wilckens (1907) quien posteriormente dio el texto explicativo del mapa de Hauthal, en base a una relación epistolar mantenida con el autor (acorde a Hünicken, 1955). Adicionalmente, el material paleontológico fue descrito por Kurtz (1899), Paulcke (1907) y Wilckens (1907).

En el trabajo de Hauthal (1898), la transición entre el Mesozoico e inicios del Cenozoico está representada por la sucesión entre la Formación Cretácico Superior y la Formación Terciario, sin haber observado una discordancia entre ellas. La primera unidad está conformada por ~700 m de arcilloesquistos con areniscas, arcillolitas y calizas; conglomerados de hasta 150 m de espesor sin continuidad lateral y ~1.000 m de areniscas verdes, de las cuales los primeros 500 m carecen de fósiles determinables. La Formación Terciario está compuesta por 350-500 m de areniscas amarillentas y parduzcas amarillentas. Basándose en el estudio de horizontes fosilíferos, Wilckens (1907) denomina Estratos con *Inoceramus steinmanni* a los primeros ~700 m de la Formación Cretácico Superior, mientras que a las areniscas verdes las llama Capas con *Lahillia luisa*.

Brandmayr (1945) estudió en detalle en el área comprendida entre el Cerro Cazador y el valle del Río Turbio. En dicho trabajo, el Cretácico Superior está representado por las areniscas verdes de

la Formación Cretácico Superior de Hauthal (1898) o Capas con *Lahillia luisa* de Wilckens (1907), las cuales separó en base a sus horizontes fosilíferos en tres partes: Sección Inferior de las Areniscas verdes, de 300 m de potencia, equivalentes a los primeros 500 m de areniscas verdes de Hauthal (1898); Sección Media de las Areniscas verdes, de 900 m de potencia; y Sección Superior de las Areniscas verdes o Capas con *Ostrea Rionegrensis* (atributo distintivo del resto de horizontes fosilíferos de las areniscas verdes en Cerro Cazador), de 350 m de potencia. Por otro lado, el Cenozoico está definido por el Magallanense y el Santacruicense, unidades con 650 y 500 m de potencia respectivamente (Tabla 2). Señala que no hay evidencias perceptibles de una discordancia entre el Cretácico y el Terciario.

En el mismo sector, Feruglio (1949) publica un nuevo esquema estratigráfico apoyándose en los resultados de Brandmayr (1945). De base a techo, el Cretácico Superior está representado los Estratos del Monte Grande, de 200 a 300 m de potencia. Estos corresponden a la Sección Inferior de Areniscas Verdes de Brandmayr (1945), asignada en dicho trabajo al Senoniano. Sobreyacen los Estratos del Monte Cazador, de 900 m de espesor, correspondientes a la Sección Media de las Areniscas Verdes también de edad senoniana. La sucesión continúa con los Estratos del Cerro Dorotea, de 300 m de potencia, correspondientes a la Sección Superior de las Areniscas Verdes. Estos fueron asignados al Daniano mediante analogías con los Estratos de Man Aike en Argentina (Feruglio, 1949). Para el Cenozoico mantiene el esquema propuesto por Brandmayr (1945) (Tabla 2). Feruglio (1949) indica que el Terciario está en aparente concordancia con el Cretácico, pero que evidencias en perforaciones y paleontológicas comprueban la existencia de un hiato.

Hünicken (1955) realizó un ordenamiento y la caracterización de los afloramientos en la localidad de Río Turbio. Además, presentó mapas geológicos y perfiles relevados de las siguientes localidades: inmediaciones de la Sierra Dorotea, en la Estancia La Primavera (alto Río Turbio) y en las estancias Cancha Carrera y Tres Marías (valle del Río Guillermo). La transición entre el Mesozoico y Cenozoico es representada por una sucesión entre las siguientes unidades: Estratos del Cerro Cazador, correspondientes a los Estratos del Monte Cazador de Feruglio (1949); los Estratos del Cerro Dorotea de Feruglio (1949); y los Estratos de Río Turbio, correspondientes al Magallanense de Brandmayr (1945) (Tabla 2). En base a su contenido fósil, Hünicken (1955) estimó que la sección media y superior de los Estratos del Cerro Cazador corresponderían al Campaniano y Maastrichtiano, mientras que los Estratos del Cerro Dorotea al Daniano y con dudas al Eoceno inferior. Hünicken (1955) indicó que no existe una discordancia entre el Cretácico y el Terciario.

Dicho marco estratigráfico es modificado por Malumián *et al.* (2000) en su trabajo de Hoja Geológica del Yacimiento Río Turbio. Estos agrupan los términos superiores de los Estratos de Cerro Cazador y los primeros 70 m de los Estratos de Cerro Dorotea de Hünicken (1955) en una unidad denominada Formación Monte Chico (Tabla 2).

Desde mediados del siglo XX la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) desarrolló numerosos estudios geológicos en la Región de Magallanes, afines a objetivos de exploración de petróleo (Martinic, 2015). En la Provincia de Última Esperanza, Cecioni (1953) estudió el área entre Cerro Cazador y Puerto Natales, reconociendo unidades principalmente del Cretácico y correlacionándolas con formaciones del área de Isla Riesco y Península de Brunswick. Cortés *et al.* (1954) estudiaron el área entre la Sierra Dorotea y el Río Rubens, reconociendo unidades desde el Cretácico al Terciario. Cortés (1964) elaboró columnas estratigráficas, perfiles y un mapa geológico en el área comprendida entre el Río Bandurrias y Río Las Chinas. En dicho trabajo, la transición entre el Cretácico e inicios del Cenozoico está representada por la sucesión entre la Formación Dorotea y Formación Río Bandurrias, aflorando en la ladera este del curso medio del Río Baguales y en torno al límite internacional en el área de Cerro Castillo.

Fuera del contexto de trabajos de la ENAP, la estratigrafía del Cretácico hasta inicios del Cenozoico en la Provincia Última Esperanza es formalmente definida por Cecioni (1955, 1956, 1957a, b) y resumida en el trabajo de Hoffstetter *et al.* (1957). En este último, los autores agrupan Los Estratos del Cerro Dorotea, Estratos del Monte Cazador y Estratos del Monte Grande de Feruglio (1949) en una única unidad litoestratigráfica denominada Formación Dorotea, argumentando que no existe distinción litológica entre ellos. Esta propuesta es modificada por Katz (1963), quien asigna los Estratos de Monte Grande a la Formación Tres Pasos y mantiene el resto de la unidad como Formación Dorotea (Tabla 2). Para el área de Cerro Castillo a Sierra Dorotea, Hoffstetter *et al.* (1957) indican que la Formación Cancha Carrera sobreyace a la Formación Dorotea sin especificar el tipo de contacto. Sin embargo, según Cecioni (1957a) en el área de Cerro Guido existe un Hiato entre la Formación Dorotea y el Terciario.

El esquema estratigráfico desde Katz (1963) es mantenido hasta la actualidad sin mayores variaciones. Fosdick *et al.* (2015b, 2020) reportaron formalmente y separaron Formación Cerro Dorotea de la Formación Dorotea en el área de Cerro Castillo (Tabla 2), aunque sin presentar columnas estratigráficas a detalle. A pesar de ello, algunos autores no utilizan dicha nomenclatura en ese sector (e.g. Daniels *et al.*, 2018, 2019; Rivera *et al.*, 2020).

Tabla 2. Comparación entre unidades litoestratigráficas de la transición Mesozoico-Cenozoico en Argentina y Chile. Espacios en blanco indican unidades no revisadas por los autores. *Autor observó concordancia entre las unidades, pero confirmó un hiato mediante evidencias en el subsuelo y paleontológicas.

		Argentina				Chile		
		Brandmayr (1945)	Feruglio (1949)*	Hunicken (1955)	en Malumián <i>et al.</i> (2000)	Cecioni (1957) Hoffstetter <i>et al.</i> (1957)	Katz (1963) emend. de Cecioni (1957)	después de Fosdick <i>et al.</i> (2015b, 2020)
		Cerro Cazador-Río Turbio	Cerro Cazador-Río Turbio	Río Guillermo-Río Turbio	Río Turbio	Cerro Castillo-Sierra Dorotea	Provincia Última Esperanza	Cerro Castillo
Paleógeno		Magallanense	Magallanense	Estratos de Río Turbio	Formación Río Turbio	Fm. Cancha Carrera		Formación Río Turbio
		Sección Superior de las Areniscas Verdes	Estratos del Cerro Dorotea	Estratos del Cerro Dorotea	Formación Cerro Dorotea	Formación Dorotea	Formación Dorotea	Formación Cerro Dorotea
Cretácico		Sección Media de las Areniscas Verdes	Estratos del Monte Cazador	Estratos del Cerro Cazador	Formación Monte Chico Formación Cerro Cazador			Formación Dorotea
		Sección Inferir de las Areniscas Verdes	Estratos del Monte Grande		Formación Tres Pasos		Formación Tres Pasos	

3.2 Extensión geográfica de las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea en la Provincia de Última Esperanza

Desde el batolito y los complejos metamórficos que componen a los Andes Patagónicos, las unidades sedimentarias de la Cuenca de Magallanes se distribuyen aproximadamente en franjas N-S con una tendencia a ser más jóvenes hacia el este (Katz, 1963; Wilson, 1991; Fosdick *et al.*, 2011). La sucesión mesozoica-cenozoica a partir la Formación Cerro Toro se dispone en un monoclinial con vergencia al este en la región de antepaís, en el dominio externo de la faja plegada y corrida Patagónica (Katz, 1963; Ghiglione *et al.*, 2016).

En el área de Sierra Baguales, la única cartografía geológica a detalle ha sido publicada por Gutiérrez *et al.* (2013), principalmente para la porción norte de la sierra (Figura 7). Schwartz y Graham (2015), en base a un refinado del mapa geológico de Fosdick *et al.* (2011), publicaron un mapa de la zona abarcando la totalidad de la sierra hacia el sur (Figura 8). De acuerdo a ambos trabajos, la Formación Dorotea se expone en la ladera este del Río de Las Chinas en su curso alto. Aproximadamente al sur de los $\sim 50^{\circ}45'S$, Schwartz y Graham (2015) ubicaron la porción superior de la Formación Dorotea en la ladera este del Río Baguales, coherente con lo cartografiado por Cortés (1964) para ENAP y también con el reporte de muestras de dicha formación en ese sector (Fosdick *et al.*, 2015a; Schwartz *et al.*, 2016). Por otro lado, según el mapa de Gutiérrez *et al.* (2013), en esa sección se exponen los términos superiores de la Formación Man Aike/Río Turbio y el resto de unidades cenozoicas.

Hacia el sur de la Sierra Baguales, la continuidad lateral de los afloramientos es interrumpida por depósitos glaciares cuaternarios, volviendo a aflorar en Sierra del Cazador y Sierra Dorotea (Fosdick *et al.*, 2011, 2015a; Schwartz *et al.*, 2016). De acuerdo al mapa geológico de Fosdick *et al.* (2011), la Formación Dorotea en dichos sectores se distribuye cerca o en el límite internacional con Argentina (Figura 9). Según las secciones estudiadas por Fosdick *et al.* (2020), la Formación Cerro Dorotea se expone en contacto transicional sobre la Formación Dorotea en la sierra homónima, al sur de la localidad de Cerro Castillo, coherente con la cartografía de Malumián *et al.* (2000) en la Hoja del Yacimiento Río Turbio.

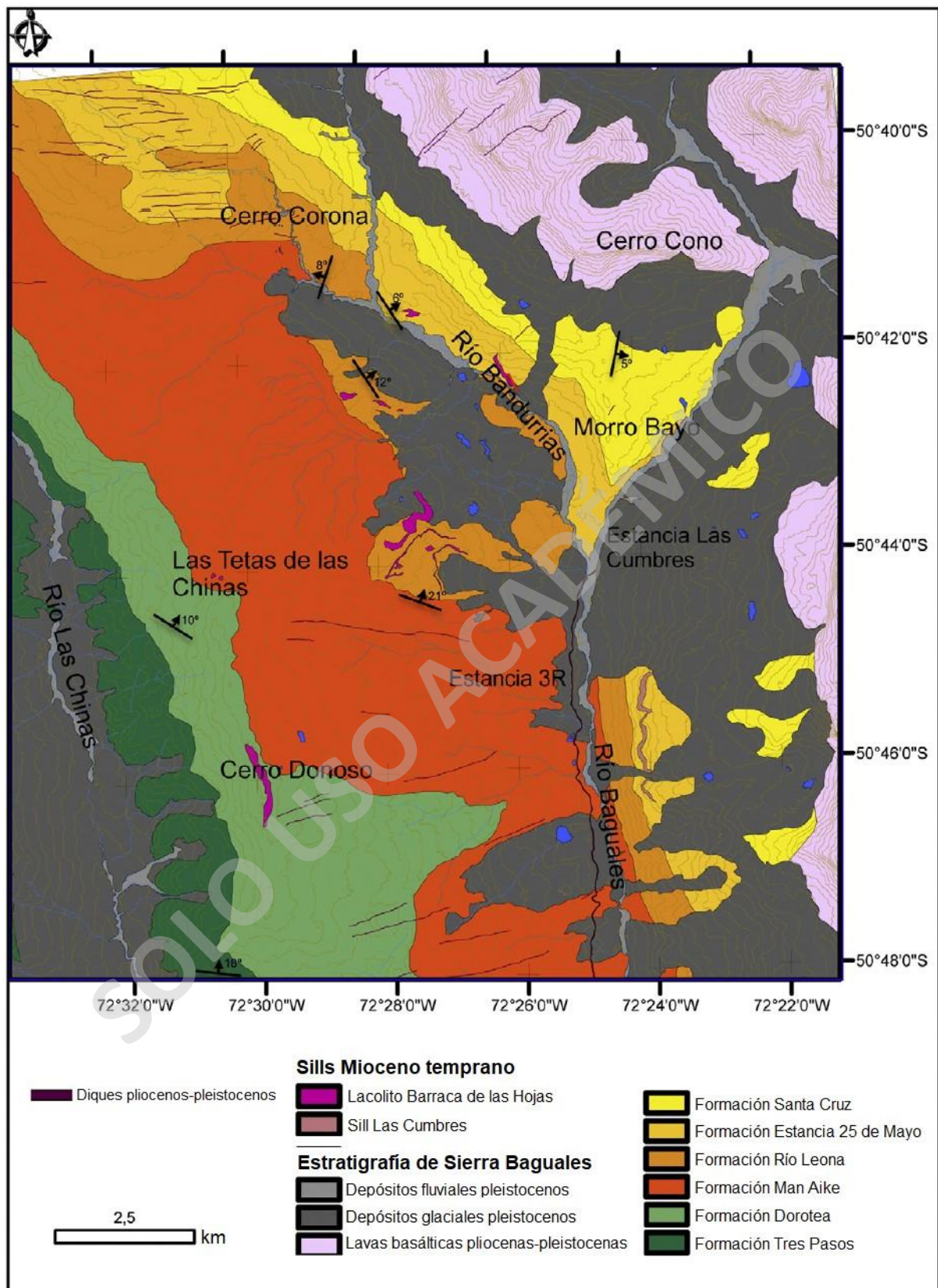


Figura 7. Mapa geológico a escala 1:10.000 de Sierra Baguales por Gutiérrez *et al.* (2013). Modificado de Gutiérrez *et al.* (2017).

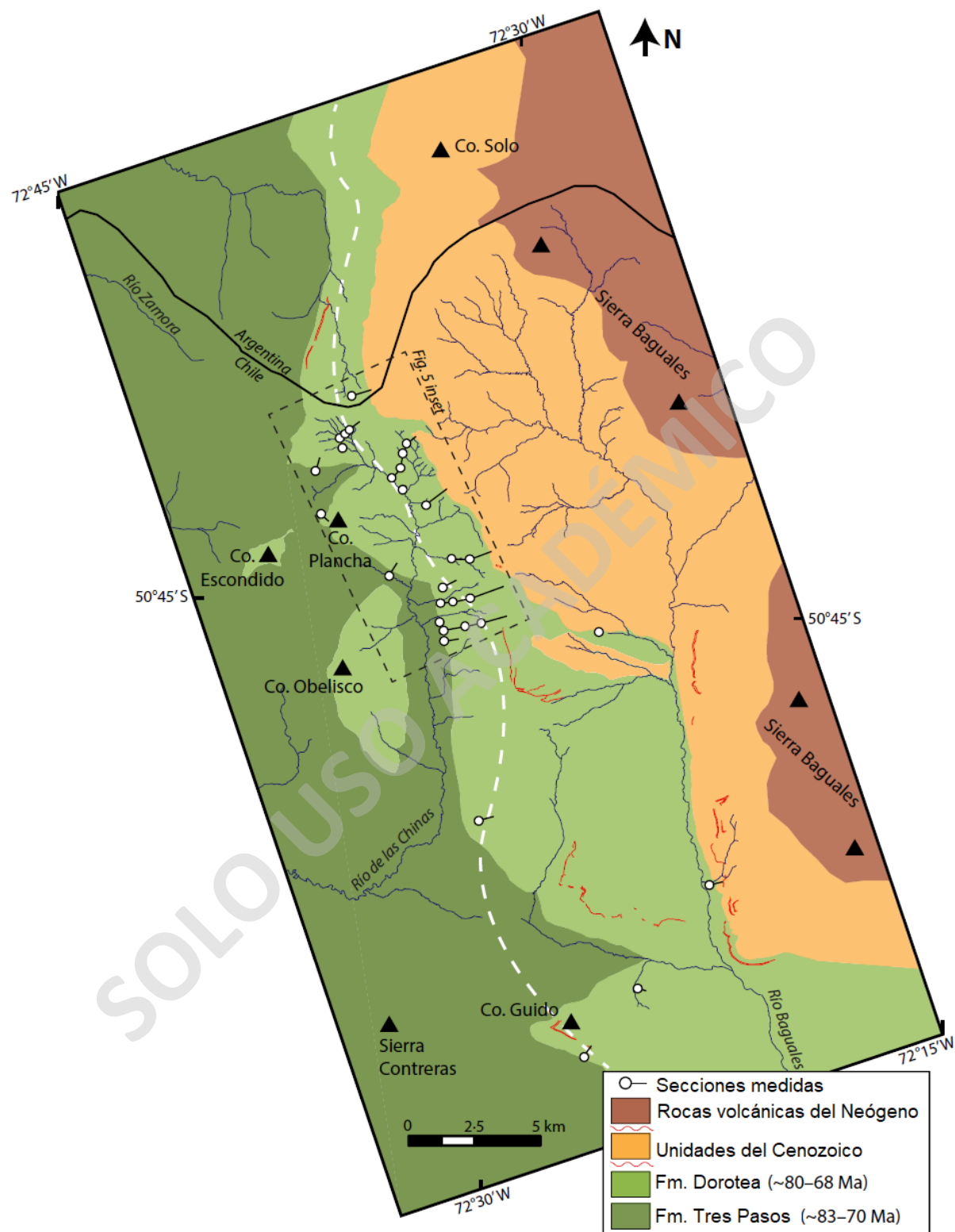


Figura 8. Mapa geológico de Sierra Baguales. Modificado de Schwartz y Graham (2015).

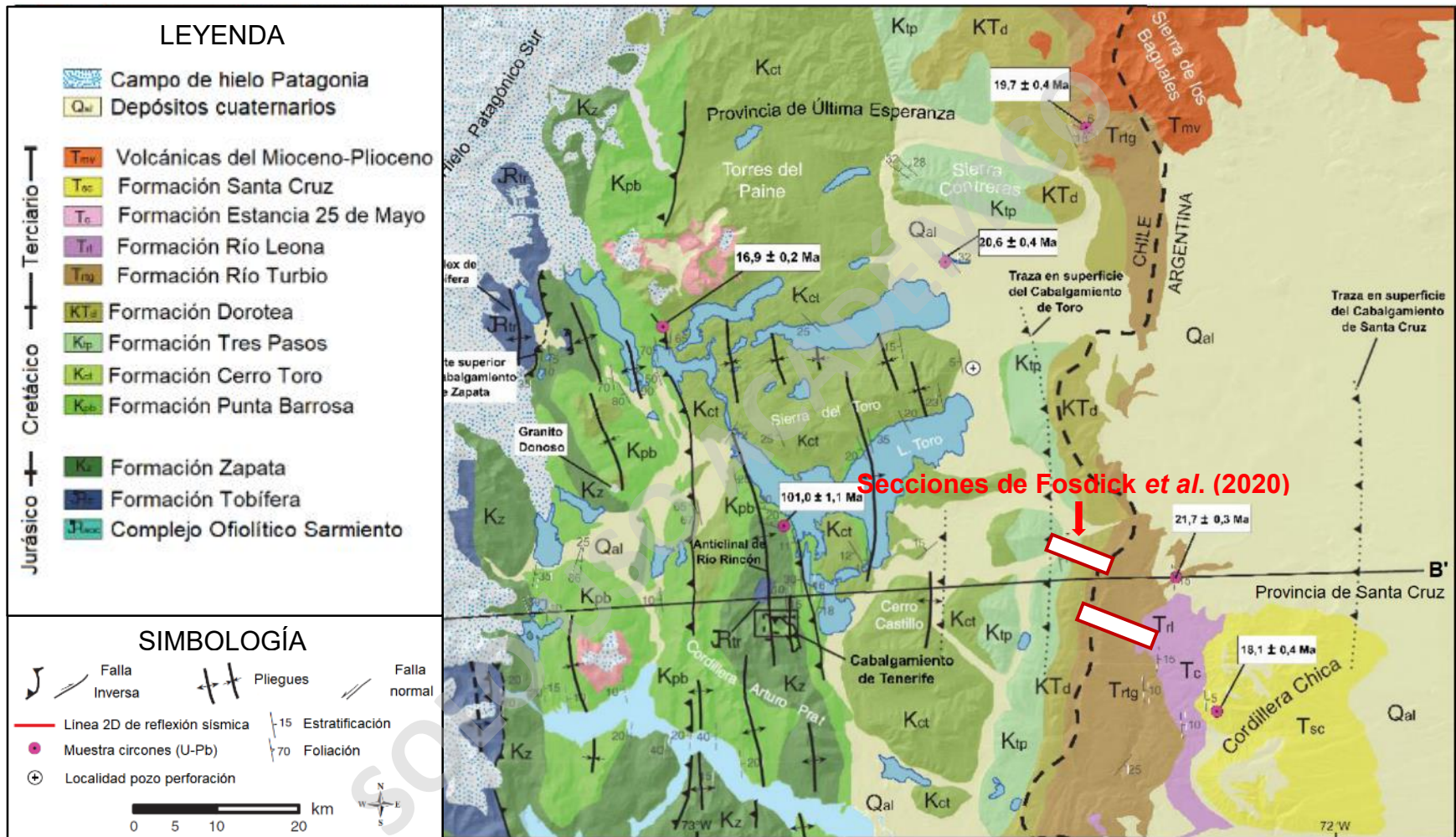


Figura 9. Mapa geológico de la Provincia de Última Esperanza entre los 50°S y 52°S. Modificado de Fosdick et al. (2011, 2020).

3.3 Edad de las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea e implicancias con el límite Cretácico-Paleógeno

El límite Cretácico-Paleógeno debe su importancia a que es el registro de uno de los cinco mayores eventos de extinción masiva del planeta (Raup y Sepkiski, 1982). En el área de Cerro Castillo, la edad daniana a selandiana reportada para Formación Cerro Dorotea (Hünicken, 1955; Malumián y Caramés, 1997; Malumián *et al.*, 2000; Malumián y Náñez, 2011; Fosdick *et al.*, 2015b, 2020), permitiría sugerir que el registro litoestratigráfico abarca el límite Cretácico-Paleógeno.

En el área de Sierra Baguales, el registro fósil ha permitido sugerir edades entre el Campaniano al Maastrichtiano para la Formación Dorotea. Otero *et al.* (2013) asignaron una edad maastrichtiana basándose en el estudio de condriictios en los niveles superiores de la formación, en el área del curso alto del Río Baguales. Según dichos autores, tres de los taxones identificados no son conocidos por haber superado el límite K-Pg. En la porción oeste de la Sierra Baguales, Rubilar-Rogers *et al.* (2013) indicaron edades en el Campaniano a Maastrichtiano basándose en amonites y vértebras de peces. En el valle del Río de Las Chinas se han documentado diversos hallazgos fósiles que permiten sugerir edades para la Formación Dorotea. Soto-Acuña *et al.* (2014) dieron a conocer restos de hadrosaurios en los niveles superiores. González (2015) reportó la presencia de *Ambigostrea* sp. en el techo de la unidad, un ostreido índice del Maastrichtiano. Manríquez *et al.* (2015) reportaron el género *Pterotrionia* y restos de hadrosaurios y plesiosaurios en el techo de la formación, sugiriendo una edad en el Cretácico tardío. Soto-Acuña *et al.* (2016) indicaron hallazgos de mosasaurios y plesiosaurios en la sección superior. Garrido *et al.* (2016) registraron foraminíferos, ostrácodos y nanofósiles calcáreos sugiriendo una edad maastrichtiana. Schwartz *et al.* (2016) señalaron restos de titanosaurios, hadrosaurios y *Panopea* que apuntan edades del Campaniano medio a Maastrichtiano.

A pesar de lo sugerido por el registro fósil, dataciones de los niveles superiores de la Formación Dorotea en el valle del Río de Las Chinas han indicado edades máximas depositacionales en el Daniano (Figura 10). Por lo tanto, en esta localidad también es sugerible la presencia del límite Cretácico-Paleógeno en la Formación Dorotea.

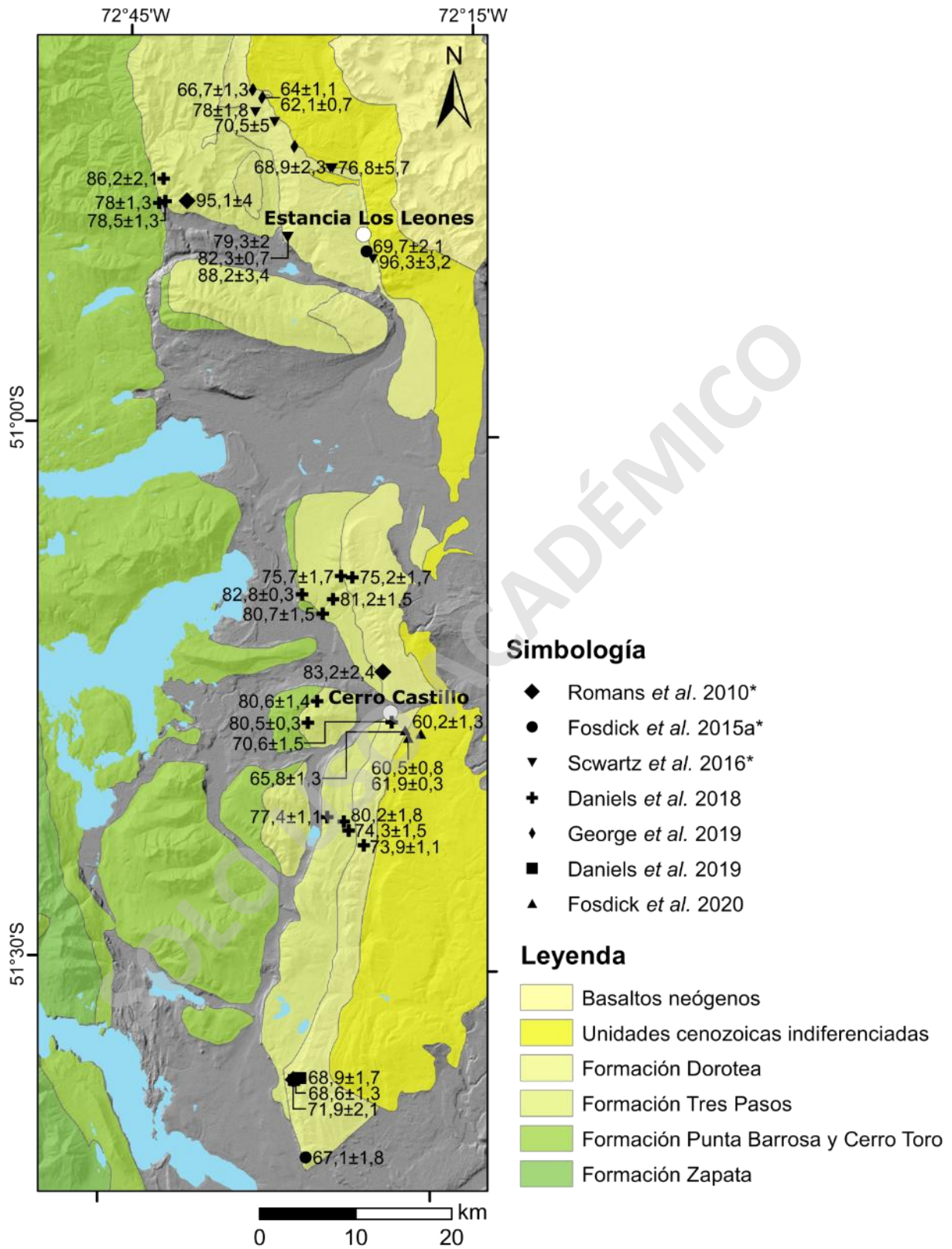


Figura 10. Mapa de edades U-Pb en circones detríticos de areniscas de las formaciones Tres Pasos, Dorotea y Cerro Dorotea en la Provincia de Última Esperanza. Litología dibujada a partir de Schwartz *et al.* (2016). *Valores de edades actualizadas según Daniels *et al.* (2019).

3.4 Proveniencia sedimentaria de las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea

Maceralli *et al.* (1989), para el área entre Sierra Cazador y Sierra Dorotea, obtuvieron afinidades de arco magmático para las formaciones Dorotea, Calafate y Cerro Cazador según los diagramas ternarios de Dickinson *et al.* (1983) (Figura 11). En conjunto con un análisis petrográfico, los autores atribuyeron la fuente a rocas de la Formación Tobífera y/o rocas volcánicas contemporáneas al oeste. Cabe destacar que en dicho trabajo no se utilizó el método de conteo modal Gazzi-Dickinson, pudiendo existir un sesgo de los datos respecto de su granulometría (Ingersoll *et al.*, 1984).

Para la Provincia de Última Esperanza, Romans *et al.* (2010) descartaron proveniencias desde el sur, considerando el patrón de dispersión de sedimentos de las unidades del Cretácico Superior. Adicionalmente, descartan fuentes significativas desde el este basándose en el trabajo de Biddle *et al.* (1986), los cuales indicaron que la porción argentina de la cuenca fue una amplia plataforma de acumulación de fango durante el Cretácico Superior. Romans *et al.* (2010) obtuvieron fuentes de arco transicional para las formaciones Tres Pasos y Dorotea, según los diagramas ternarios de Dickinson *et al.* (1983) (Figura 11). Considerando un análisis de edades de circones detríticos, dichos autores sugieren como posibles fuentes a rocas de la Formación Tobífera, rocas del Batolito Patagónico de edad cretácica, menores componentes de un arco volcánico contemporáneo y unidades del basamento metamórfico del Paleozoico.

De acuerdo a Fosdick *et al.* (2015a), el patrón de sedimentos hacia el sur se mantuvo estable durante el Maastrichtiano, durante la progradación del sistema talud-deltaico entre las formaciones Tres Pasos y Dorotea. En el modelo paleogeográfico de dicho trabajo (Figura 14a de Fosdick *et al.* 2015a) añaden una dirección de aportes desde el este, referida en Schwartz y Graham (2015) y Schwartz *et al.* (2016) como el forebulge de la cuenca. A pesar de ello, Fosdick *et al.* (2015a) indican que rocas cretácicas del Batolito Patagónico fueron la principal fuente de aportes basándose en análisis de circones detríticos.

González (2015), para la Formación Dorotea en Sierra Baguales, obtuvo afinidades de arco transicional según los diagramas ternarios de Dickinson *et al.* (1983) (Figura 11).

Schwartz *et al.* (2016), mediante análisis petrográficos y edades en circones detríticos, sugieren fuentes provenientes del Batolito Patagónico, de basamento metamórfico Carbonífero-Pérmico y rocas volcánicas de la Cuenca de Rocas Verdes del Jurásico Medio a Superior.

Gutiérrez *et al.* (2017), para el área en el valle del Río de Las Chinas, postularon una proveniencia de sedimentos desde el oeste basada en direcciones de paleocorrientes. Los autores analizaron edades de circones detríticos de la Formación Dorotea e indicaron que las fuentes de sedimentos corresponden a rocas magmáticas y metamórficas del Arco Río Chico–Punta Dungeness o Arco Magmático Occidental de Ramos (2008), además de unidades de la Gran Provincia Magmática Silícica de Chon Aike de Pankhurst *et al.* (2000).

George *et al.* (2019), para el área en el valle del Río de Las Chinas, sugirieron un aporte de sedimentos desde el oeste, correspondientes a basamento metamórfico, rocas volcánicas del Jurásico Superior y rocas de arco desde el Cretácico Inferior al Paleoceno. Adicionalmente, indican un limitado aporte desde fuentes proximales del norte, como el Macizo del Deseado.

Morales (2020), para el techo de la Formación Dorotea en Sierra Baguales, obtuvo proveniencias de orógeno reciclado y/o mixto según los diagramas de Dickinson *et al.* (1983) (Figura 11).

Fosdick *et al.* (2020) indicaron una proveniencia similar para las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea en el área de Cerro Castillo, basándose en dataciones de circones detríticos. Sin embargo, no se refirieron a las posibles fuentes para las edades obtenidas en dichos resultados.

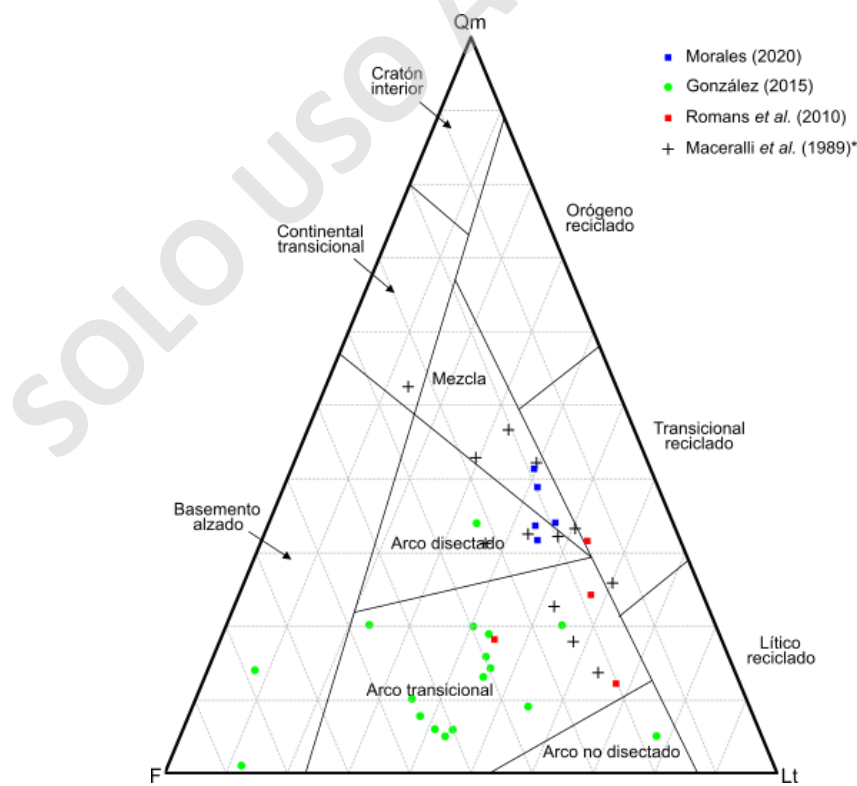


Figura 11. Proveniencia sedimentaria sugerida por otros autores para la Formación Dorotea, según el diagrama QmFLt de Dickinson *et al.* (1983). *Los resultados de Maceralli *et al.* (1989) corresponden a la Formación Calafate.

4. Formulación del estudio

Como se expuso en el capítulo anterior, los estudios que se han realizado de manera independiente en el área de estudio a lo largo de las últimas décadas, generaron la utilización de distintos grupos de nomenclatura para las unidades de la zona y confusión respecto a sus límites espaciales y litoestratigráficos. Desde las propuestas de Feruglio (1949) y Hünicken (1955), en Argentina ha aumentado el número de formaciones definidas entre el Cretácico al Paleógeno, mientras que en Chile ha disminuido. La existencia de trabajos en la porción chilena que no incorporen la nomenclatura de Formación Cerro Dorotea, a pesar de haber sido reportada formalmente en Cerro Castillo, pone en duda la extensión, potencia e identificación de la unidad.

Adicionalmente, en el área de Sierra Baguales existen distintas propuestas para la extensión geográfica de los términos superiores de la Formación Dorotea, significando un problema al considerar que se han reportado edades que permiten sugerir la presencia del límite Cretácico-Paleógeno en ese sector.

Teniendo en cuenta, además, las distintas interpretaciones paleoambientales y paleogeográficas para Formación Dorotea en la Provincia de Última Esperanza, queda expuesta una falta de consenso respecto a los aspectos estratigráficos, sedimentológicos y de su proveniencia sedimentaria.

4.1 Hipótesis

Las problemáticas identificadas para la Formación Dorotea ocurren en torno a distintos aspectos, como su extensión geográfica, su interpretación genética y su proveniencia sedimentaria. Por este motivo, se desglosan 4 hipótesis a las cuales se intenta dar respuesta en este trabajo.

- Las rocas que afloran en la ladera oriental del curso medio del Río Baguales, corresponden a la porción superior de la Formación Dorotea.
- Las rocas que afloran en las cercanías del límite internacional en el área de Cerro Castillo corresponden al contacto entre las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea.
- El ambiente deposicional representado por los términos superiores de la Formación Dorotea en la Provincia de Última Esperanza corresponde a un sistema deltaico.

- La principal fuente de sedimentos de los términos superiores de la Formación Dorotea proviene de un arco magmático al oeste de la zona de estudio.

4.2 Objetivos

4.2.1 Objetivos generales

- Proponer un modelo estratigráfico y paleogeográfico en las localidades de Estancia Los Leones y Cerro Castillo.

4.2.2 Objetivos específicos

- Elaborar columnas estratigráficas de detalle en ambas localidades.
- Caracterizar la sedimentología y ambientes depositacionales representados en las secciones estudiadas.
- Correlacionar las secciones estratigráficas estudiadas.
- Determinar la proveniencia sedimentaria de las unidades estudiadas.
- Construir un modelo paleogeográfico al momento de depositación de las unidades estudiadas.

4.3 Metodología

Con la finalidad de llevar a cabo los objetivos propuestos, se contemplan tres etapas de trabajo: Pre-salida a campo, Salida a campo y Post-salida a campo. Las actividades realizadas en cada una se describen a continuación.

4.3.1 Pre-Salida a campo

En primera instancia se revisó la bibliografía de la zona de estudio, para reconocer las unidades geológicas presentes y entender las discusiones generadas en torno a su extensión geográfica y definiciones litoestratigráficas.

Se realizó una fotointerpretación de la geología de la zona de estudio, utilizando como referencia cartografías de las zonas aledañas en Argentina (Malumián *et al.*, 2000) y mapas geológicos realizados en Chile a distintas escalas (Fosdick *et al.*, 2011; Gutiérrez *et al.*, 2013, 2017). El software utilizado corresponde a la versión 10.5 de ArcGIS, en el cual se cargó como mapa base el Modelo de Elevación Digital Alos Palsar de la zona, con resolución de 12,5 m (Centro de Información de Recursos Naturales, 2016). Para evitar problemas de distorsión areal, al tratarse de una zona de estudio en latitudes próximas a los polos, se utilizó el sistema de coordenadas geográficas con el datum WGS 1984 en notación grados, minutos y segundos.

4.3.2 Salida a campo

Se realizó una campaña de terreno entre el 24 de marzo y 7 de abril del año 2021, con el objetivo de realizar columnas estratigráficas a detalle en ambas localidades de la zona de estudio: Estancia Los Leones y Cerro Castillo.

Para el área de Estancia Los Leones, se estableció un campamento base a orillas del Río Baguales, aproximadamente 1 km al sur de la estancia mencionada. Este lugar facilita el acceso a los afloramientos dispuestos en la ladera oriental del valle del Río Baguales. Durante los días 26 y 27 de marzo, se describió una sección estratigráfica en torno a un elemento geomorfológico local denominado informalmente como Barranca de Julie (Figura 12A). El día 28 de marzo se realizó la misma tarea en torno a la Quebrada Arauco, de denominación informal, ubicada 1 km al sur de Barranca de Julie (Figura 12A).

En esta misma área y de manera complementaria a la base de datos colectados en terreno, se dispone de información estratigráfica obtenida por Raúl Ugalde durante el verano del 2020, en un alto topográfico denominado informalmente como Cerro La Boina, 9 km al sureste de Estancia Los Leones (Figura 12B).

Para el área de Cerro Castillo, el campamento fue establecido 4,5 km al sureste de dicha localidad, a metros del límite internacional con Argentina. La ubicación permite recorrer los

afloramientos existentes a los pies del extremo norte de la Sierra Dorotea. Durante los días 31 de marzo y 1 de abril, se trabajó en una localidad informal denominada El Coliseo, correspondiente a una quebrada escarpada y de morfología semicircular, de aproximadamente 250 m de diámetro (Figura 12C).

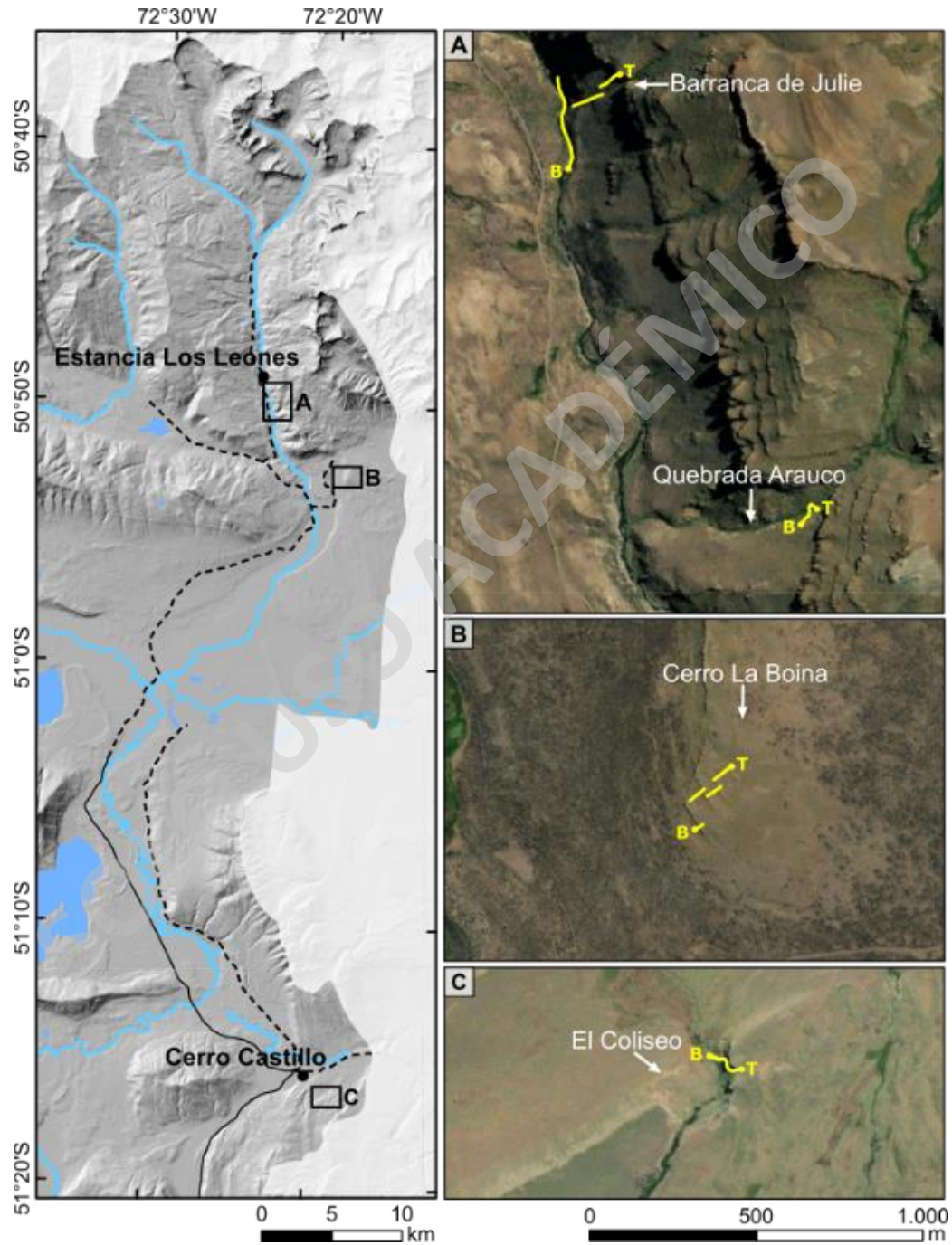


Figura 12. Ubicación de las columnas estratigráficas estudiadas. **A)** Barranca de Julie y Quebrada Arauco. **B)** Cerro La Boina. **C)** El Coliseo. Líneas amarillas indican las secciones recorridas para su descripción; B y T simbolizan base y techo respectivamente.

La caracterización de los niveles estratigráficos consistió en la medición de su espesor y orientación; en la descripción litológica, considerando aspectos granulométricos y cromáticos; en el reconocimiento de contactos, material fosilífero y estructuras sedimentarias; y en la medición de valores de paleocorrientes.

La potencia de los niveles se midió perpendicular al plano de estratificación, utilizando como herramienta un bastón de Jacob graduado cada 10 cm y de 150 cm de largo. Para la descripción granulométrica se utilizó un comparador visual basado en la escala de tamaños de Udden-Wentworth (Wentworth, 1922). La descripción cromática se realizó en base a la Tabla de colores para rocas de Munsell Color (2009) en cara fresca de los afloramientos.

Respecto a los datos estructurales y dirección de paleocorrientes, estos se midieron con una brújula estructural Brunton utilizando la notación manteo/dirección de manteo. Las paleocorrientes fueron tomadas bajo los criterios de DeCelles *et al.* (1983) en estratificaciones cruzadas en artesa, midiendo el vector de salida del afloramiento y registrando la relación entre la estratificación y el tipo corte en el que se exponen. Adicionalmente, se midieron las direcciones de rumbo y manteo de los distintos juegos de planos en estratificaciones cruzadas planares.

Además de la obtención de datos in situ, se colectaron muestras con objetivos petrográficos y geocronológicos en niveles específicos de las columnas. Se utilizó un martillo geológico para acceder a las caras frescas de los afloramientos y para la extracción de material. Las muestras con fines petrográficos corresponden a fragmentos de aproximadamente 10 cm de diámetro de areniscas finas o medias, con un porcentaje de matriz menor al 15%. Por otro lado, para las muestras con fines geocronológicos, se recuperaron aproximadamente 4 kg de areniscas medias a gruesas, guardadas cada una en su bolsa de muestras correspondiente, evitando su contaminación. Para el registro de las muestras se utilizó en siguiente código:

NA AAMMDD/n

N y A representan las iniciales del nombre y apellido de quien recolectó la muestra. AA, MM y DD indican respectivamente el año, mes y día en que la muestra fue recolectada. La letra n corresponde al número de muestra colectada según el día.

4.3.3 Post-Salida a campo

Esta etapa contempla el procesamiento y análisis de la información recopilada. A continuación, se describe la manera en que ha sido tratada la información recolectada in situ y las muestras obtenidas en la campaña de terreno.

Las columnas estratigráficas fueron digitalizadas a través del programa computacional Sedlog versión 3.1, de código abierto, que permite graficar los elementos básicos de las columnas en un formato unificado y obtener archivos de imágenes vectoriales. Su edición se realizó mediante el software Inkscape versión 1.0.1, un editor de gráficos vectoriales de uso gratuito. La finalidad de este proceso es representar de mejor manera los datos recolectados y facilitar el análisis de facies sedimentarias, la interpretación de ambientes de formación y su correlación local y regional. Para la asignación cronoestratigráfica de las unidades se usó como referencia la Tabla Cronoestratigráfica Internacional de Cohen *et al.* (2013) actualizada a abril del 2023 en castellano.

La representación de datos de paleocorrientes se realizó mediante el software Stereonet versión 11 (Allmendinger *et al.*, 2013; Cardozo y Allmendinger, 2013), de código abierto. Este programa permite corregir automáticamente los valores respecto al basculamiento actual de los estratos, además de generar diagramas de rosas y exportarlos en archivos de imágenes vectoriales. Para la corrección de direcciones de rumbo y paleocorrientes, se calculó la declinación magnética en la página web oficial de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA por sus siglas en inglés), utilizando el modelo WMM 2020 y considerando las coordenadas geográficas y fechas respectivas de cada columna. A modo general, los valores de declinación magnética varían entre 12,83°E a 13,02°E, con una incerteza de 0,38° y una variación anual de 0,1°W. Los diagramas de rosas realizados muestran los valores corregidos de los vectores de salida de afloramiento en el caso de estratificaciones cruzadas en artesas, mientras que para estratificaciones cruzadas planares muestran la dirección de manto de cada juego de planos medidos.

Para la definición y asociación de litofacies e interpretación de ambientes depositacionales se utilizó como guía los libros de Boggs (2006), Nichols (2009), Arche (2010) y Ponce *et al.* (2018). Se consideraron las propuestas paleoambientales de autores anteriores para acotar los posibles ambientes sedimentarios.

Las muestras con objetivos geocronológicos no fueron trabajadas para este estudio. Respecto a las muestras petrográficas, en primera instancia se realizó una descripción macroscópica a modo de complemento de los datos de terreno e identificar muestras para la elaboración de cortes

transparentes. A nivel microscópico se realizó una descripción considerando aspectos texturales y composicionales. Para la identificación de componentes se utilizó como referencia los libros de Boggs (2006) y Ulmer-Scholle *et al.* (2014). Se hizo un énfasis en la caracterización de clastos de glauconita para diferenciar su origen autóctono o alóctono según los criterios de Amorosi (1997) (Tabla 3). Para la descripción de cementos se consideró la clasificación expuesta en el capítulo XXI de Arche (2010). Para la madurez textural se utilizaron los criterios de Folk (1951), mientras que la madurez composicional se estimó cualitativamente mediante un criterio relativo, comparando la proporción de cuarzo respecto a la proporción de feldespatos y líticos. Las muestras fueron clasificadas con las pautas tradicionales de Pettijohn (1975) y Folk (1980) a fin de comparar los resultados con trabajos previos. Adicionalmente, se utilizó la pauta de Garzanti (2019), quien pone en discusión los criterios y campos de clasificación de las pautas anteriormente mencionadas.

Para estudiar la proveniencia sedimentaria se realizaron conteos modales con el método Gazzi-Dickinson en areniscas, bajo las recomendaciones de Ingersoll *et al.* (1984). Se contaron 400 puntos para lograr un margen de error del 5% según Van der Plas y Tobi (1965). Los valores fueron ploteados en los diagramas ternarios de Dickinson y Suczek (1979), Dickinson *et al.* (1983) y Weltje (2006). Adicionalmente, se consideró información geocronológica de circones detríticos de muestras ubicadas cerca de las secciones estudiadas en este trabajo (Fosdick *et al.*, 2015a, 2020; Schwartz *et al.* com. pers. 2023 con Enrique Bostelmann).

Tabla 3. Criterios para la diferenciación de glauconita autóctona o alóctona. Modificado de Amorosi (1997).

Característica geológica	Glauconita autóctona	Glauconita alóctona
Génesis	Depósitos marinos	Depósitos marinos y no marinos
Hábito	Facies peliculares y granulares	Facies granulares
Potencia del intervalo portador	Comúnmente baja (menor que unos pocos metros)	Altamente variable
Distribución espacial	No selectiva	Selectiva
Distribución del tamaño de granos en relación a los del esqueleto	Comúnmente independiente	Comúnmente similar
Selección	Comúnmente baja	Comúnmente alta
Redondeamiento	Comúnmente bajo	Comúnmente alto
Características morfológicas	Fracturas comúnmente presentes	Fracturas comúnmente ausentes
Asociación con granos de fosfato y dientes de peces	Común	Poco común
Asociación con estructuras biogénicas	Común	Poco común

5. Resultados

5.1 Columnas estratigráficas

Se elaboraron cuatro columnas estratigráficas a escala 1:200. De norte a sur estas son: Barranca de Julie, Quebrada Arauco, Cerro La Boina y El Coliseo. Las coordenadas geográficas de los puntos de inicio y fin de cada una se muestran en la Tabla 4.

Tabla 4. Ubicación de los puntos de inicio y fin de las columnas estratigráficas. La precisión es de ± 3 m en cada punto, excepto en el fin de columna de Barranca de Julie y Quebrada Arauco, que son ± 6 y ± 11 respectivamente. Las coordenadas del punto de inicio de Cerro La Boina fueron recuperadas a partir de Google Earth.

Sección estratigráfica	Inicio de columna			Fin de columna		
	Latitud	Longitud	Altura (m)	Latitud	Longitud	Altura (m)
Barranca de Julie	50,82904° S	72,39516° W	418	50,82676° S	72,39370° W	568
Quebrada Arauco	50,83844° S	72,38469° W	550	50,83792° S	72,38414° W	577
Cerro La Boina	50,88125° S	72,31404° W	401	50,87968° S	72,31261° W	450
El Coliseo	51,27389° S	72,30975° W	218	51,27424° S	72,30851° W	276

En las columnas se incorporaron los siguientes atributos: litología, granulometría, color de cara fresca de los niveles, estructuras sedimentarias, fósiles, icnofósiles, índice de bioturbación, códigos de muestras y direcciones de paleocorrientes. Para los códigos de muestras, aquellas con una fuente de color negro corresponden a muestras con objetivos petrográficos, mientras que en color rojo las con objetivos geocronológicos. Los códigos resaltados en negrita corresponden a muestras en las que se realizaron cortes transparentes. A modo de complemento, en las secciones Barranca de Julie, Quebrada Arauco y El Coliseo se incluyen códigos y edades U-Pb en circones detríticos de muestras de Fosdick *et al.* (2015a, 2020) e inéditas de Schwartz *et al.* (com. pers. 2023 con Enrique Bostelmann). Finalmente, se incluye la asignación de unidades litoestratigráficas y asociación de litofacies propuestas en el presente trabajo, aunque dichas temáticas será profundizada en las secciones 6.1 y 5.2 de los capítulos de discusiones y resultados, respectivamente. La simbología y leyenda utilizada corresponden a las de la Figura 13.

La descripción de cada columna inicia con las características generales de los afloramientos, seguido de una descripción a detalle de cada uno de los niveles en un orden de base a techo.

LITOLOGÍAS

	Arenisca
	Limolita
	Conglomerado
	Conglomerado clasto soportado
	Conglomerado matriz soportado
	Conglomerado bioclástico
	Conglomerado bioclástico clasto soportado
	Nivel cubierto

CONTACTOS

	Concordante
	Transicional
	Erosivo
	Desconocido

ICNOFÓSILES

	<i>Thalassinoides</i> isp.
	<i>Ophiomorpha</i> isp.
	<i>Ophiomorpha nodosa</i>
	<i>Spongiomorpha</i> isp.
	<i>Diplocraterion</i> isp.
	<i>Skolithos</i> isp.
	<i>Gastrochaenolites</i> isp.
	Bioturbación (n=índice de bioturbación)
	Bioturbación baja
	Bioturbación intermedia

ESTRUCTURAS

	Estratificación o laminación paralela
	Estratificación cruzada en artesa
	Estratificación cruzada planar
	Estratificación cruzada hummocky o mablada
	Estratificación ondulosa
	Ondulitas asimétricas, escalantes
	Láminas o lentes centimétricos de limolita con materia orgánica o lignito
	Láminas o lentes centimétricos de limolita
	Estratificación o laminación heterolítica
	Estratificación cruzada de bajo ángulo
	Concreciones tabulares
	Concreciones esféricas
	Concreciones elipsoidales
	Concreciones calcáreas
	Concreciones con bioclastos
	Clastos flotantes
	Lentes de conglomerado
	Clastos imbricados
	Intraclastos de limolita
	Intraclastos de arenisca
	Clastos de glauconita
	Nódulos carbonáticos
	Lentes de areniscas férricas
	Oolitos
	Atributo observado en microscopio

FÓSILES

	Gastrópodos indeterminados
	Trochidae indeterminados
	Bivalvos indeterminados
	Bivalvos articulados indeterminados
	Pholadidae indeterminados
	Ostreoides indeterminados
	Pectínidos indeterminados
	<i>Panopea</i> sp.
	Braquiópodos indeterminados
	Terebratúlidos indeterminados
	<i>Terebratella</i> sp. con <i>Oichnus</i> isp.
	Escafópodos indeterminados
	Invertebrados indeterminados
	Dientes de tiburón in situ
	Xilópalos
	Materia orgánica, lignito
	Estróbilos de Gimnosperma
	Troncos ex situ
	Bioclastos fragmentados

OTROS

	Potencia cortada
--	------------------

Figura 13. Simbología y leyenda de las columnas estratigráficas.

5.1.1 Sección estratigráfica Barranca de Julie

La ladera este del Río Baguales es de alta pendiente, pero accesible a través de la barranca o de depósitos coluviales ubicados a los pies de la quebrada. La porción inferior de la sección se presenta en exposiciones continuas. Sin embargo, para cubrir los afloramientos de mejor calidad es necesario realizar una transecta hacia el norte, adyacente al río, la cual es favorecida por la disposición estructural de los estratos. Por otro lado, la porción superior se encuentra interrumpida por extensos tramos cubiertos con sedimentos cuaternarios. Se obtuvo una potencia total de 172,54 m (Figuras 19, 20, 21 y 22). Entre los 13,2 m a 17,3 m desde la base, se midió un basculamiento de N54°W/19°NE para los estratos. Adicionalmente, a los 75,49 m y entre los 104,84 m a 117,24 m se obtuvo valores de N34°W/10°NE y N47°W/9°NE, respectivamente.

Fosdick *et al.* (2015a) obtuvieron una edad U-Pb en circones detriticos de $69,7 \pm 1,7$ Ma en una muestra de arenisca ubicada ~280 m al sur de la base de la columna. Considerando el basculamiento de los estratos, dicha edad es representativa de niveles por debajo de la base de la sección, tal como se muestra en la Figura 19.

Desde la base hasta los 12,3 m aflora una sucesión de limolitas a areniscas muy finas, de tonalidades grisáceas oscuras a verdosas (Figura 14A). El nivel basal corresponde a 1,8 m de limolita, pobremente estratificada, con nódulos carbonáticos centimétricos. A los 1,7 m desde la base posee concreciones con moldes de bivalvos desarticulados, en ocasiones con conchilla, entre los que se encuentran Pholadidae indeterminados (Figura 14B). Sobreyacen 3 m de areniscas macizas con nódulos carbonáticos, intensamente meteorizadas. A partir de los 2 m desde la base presentan concreciones carbonáticas elipsoidales, de dimensiones centimétricas. El nivel contiene fósiles de bivalvos y gastrópodos indeterminados, los cuales se pueden encontrar flotantes entre clastos o acumulados en niveles lenticulares, a veces dentro de las concreciones (Figura 14C, D). A 2,5 m desde la base presenta trazas subcilíndricas verticales (Figura 14E). A continuación, se exponen 2,5 m de areniscas muy finas-limolitas, con *Thalassinoides* isp. en un índice de bioturbación 1. Presenta concreciones tabulares en la base y subesféricas en el techo, las que contienen bioclastos bien preservados, predominantemente bivalvos (entre los que se encuentran Pholadidae indeterminados) y ocasionales escafópodos indeterminados (Figura 14F). El último nivel de la sucesión corresponde a 5 m de areniscas macizas, con concreciones subesféricas en la base y subelipsoidales hacia la porción media. Contiene escasos invertebrados marinos, bien preservados, y trazas indeterminadas de formas cilíndricas, subverticales y vermiculares.

Entre los 12,3 m y los 19,2 m, mediante un contacto nítido conspicuo, inicia una sucesión con un conglomerado bioclástico de hasta 15 cm de potencia, soportado por bivalvos y gastrópodos indeterminados de hasta 5 cm de tamaño en una matriz de arenisca fina (Figura 14G, H). Se acuña lateralmente. A continuación, se expone una serie de areniscas finas a muy finas de tonalidades gris verdosas a pardo amarillentas, más un nivel de limolitas de color pardo oscuro hacia el techo. En general mantienen estratificación plano paralela. A partir de la base, el primer nivel de areniscas contiene fragmentos de grava ocasionales y lentes de areniscas férricas de hasta 40 cm de ancho (Figura 14G). El segundo nivel presenta ocasionales acumulaciones horizontales centimétricas de bivalvos, gastrópodos y ostreidos indeterminados (Figura 15A), además de escasos *Thalassinoides* isp. Posee concreciones calcáreas elipsoidales de dimensiones decimétricas y tabulares con largos entre 1 a 3 m y anchos de hasta 50 cm (Figura 15B), estas últimas con bioclastos. Hacia el techo se encuentran lentes de areniscas férricas similares a los del primer nivel, mientras que algunos planos de estratificación se tornan ondulados (Figura 15C). Las acumulaciones horizontales de bioclastos ocurren nuevamente en el cuarto nivel de la sucesión, con espesores de hasta 5 cm. El nivel superior contiene clastos flotantes de tamaño arena media. En su base posee concreciones calcáreas tabulares de escala decimétrica, mientras que hacia el techo se intercala con láminas o lentes centimétricos de limolita, oscuros, lateralmente discontinuos (Figura 15D).

Entre los 19,2 m a 32,6 m, mediante un contacto erosivo sobreyace una sucesión de areniscas finas a gruesas, de tonalidades amarillentas a gris verdosas, intercalada por niveles conglomerádicos de tonalidades grises a pardo oscuro. Las areniscas basales son de granulometría fina y presentan ocasionales clastos flotantes tamaño grava a guija, subelipsoidales. Se preserva estratificación cruzada hummocky (Figura 15E) y laminación plano paralela, mal desarrolladas. En el tope del nivel afloran 15 cm de conglomerado, de geometría lenticular, con clastos de hasta 10 cm de tamaño. Los fragmentos se presentan redondeados a subredondeados, con formas subelipsoidales a discoidales, imbricados aproximadamente hacia el noroeste (Figura 16A). Sobreyacen 7 m de areniscas gruesas con laminación plano paralela mal desarrollada. Posee lentes centimétricos de conglomerados, cuyos fragmentos alcanzan hasta los 8 cm de tamaño y se encuentran redondeados (Figura 16A). Abunda la presencia de lentes centimétricos de limolita oscura, asociados con materia orgánica y xilópalos (Figura 16B). Hacia el techo la laminación es mejor desarrollada y varía a laminación cruzada en artesas (Figura 16C). El resto de la sucesión mantiene una intercalación entre conglomerados clasto soportados

y areniscas finas, generalmente macizas o con estratificación plano paralela mal desarrollada (Figura 16D).

Entre los 32,6 m a 37,1 m aflora una intercalación rítmica de areniscas finas a muy finas, entre paquetes grisáceos de 30 a 40 cm de potencia con paquetes verdosos de 90 a 110 cm de potencia. Los niveles se encuentran parcial o totalmente cubiertos, con laminación plano paralela bien desarrollada.

Entre los 37,1 m a 41,2 m sobreyace una sucesión de areniscas medias a finas mal seleccionadas, de tonalidades amarillentas a grisáceas. Los clastos son subredondeados a subangulosos, destacando la presencia de hasta 5% de cristales subhedrales de biotita. Los niveles son macizos o con estratificación plano paralela mal desarrollada. El último paquete de esta sucesión presenta concreciones elipsoidales en la base y clastos flotantes tamaño grava.

Sobre un tramo cubierto, entre los 46,7 m a 49,9 m, se encuentran dos niveles de areniscas amarillentas-grisáceas. El nivel basal es de grano medio-fino, mal seleccionado, en el cual se intercalan láminas oscuras de material ferromagnesiano, que desarrollan estructuras hummocky en el techo (Figura 17A). El nivel superior consiste en arenisca media-gruesa, de clastos subredondeados, con un cemento blanquecino arcilloso indiferenciado. A modo general, preserva estratificación plano paralela con intraclastos de limolitas de hasta 10 cm de tamaño y estratificación cruzada hummocky. En los primeros 85 cm presenta ondulitas escalantes y *Thalassinoides* isp. en un índice de bioturbación 1 (Figura 17B), mientras que en la porción superior tiene clastos flotantes redondeados, subesféricos, de hasta 3 cm de tamaño.

Entre los 49,9 m a los 59,5 m sobreyace una sucesión de areniscas medias a gruesas, de tonalidades verdosas a gris verdosas, intercaladas con niveles conglomerádicos verdosos, cuyo contacto basal generalmente es erosivo. En la base se expone un conglomerado predominantemente clasto soportado, con fragmentos subredondeados a redondeados, subelipsoidales y de hasta 8 cm. Es de geometría lenticular y preserva estratificación plano paralela. El resto de conglomerados de la sucesión es similar al de la base, pero se encuentran macizos y ocasionalmente con bioclastos (Figura 17C). Las areniscas basales preservan estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo, bien desarrollada. Hacia el techo posee lentes de conglomerado similares al nivel subyacente, en conjunto con clastos flotantes subredondeados de hasta 2 cm de tamaño (Figura 17D). El último nivel de areniscas de la sucesión desarrolla estratificación plano paralela entre capas estratodecrecientes, de espesores

decimétricos en la base a centimétricos en el techo. A los 70 cm desde la base posee concreciones tabulares de hasta 30 cm de ancho y 70 cm de largo.

Entre los 59,5 m y 66,1 m se expone una sucesión de areniscas finas a muy finas, de tonalidades verdosas a gris verdosas, intercaladas con paquetes de limolitas pardas a grisáceas. Los primeros niveles corresponden a 1,3 m de areniscas bien seleccionadas y 0,8 m de limolitas, que preservan estratificación plano paralela. Siguen 0,4 m de intercalación entre areniscas de selección regular, con aparente materia orgánica, y limolitas bioturbadas, con *Thalassinoides* isp. en un índice de bioturbación 4 (Figura 17E). En el techo, afloran 4 m de areniscas con hasta un 20% de bivalvos y braquiópodos indeterminados. Adicionalmente, preserva abundantes trazas fósiles indeterminadas con un índice de bioturbación 3. Los bioclastos se pueden encontrar concentrados en concreciones en la base del nivel, acompañados con trazas fósiles indeterminadas con un índice de bioturbación 1 a 2. Hacia el techo desarrolla concreciones bien cementadas.

Entre los 75,5 m y los 87,8 m, sobre un tramo cubierto, aflora una sucesión de areniscas medias a gruesas y conglomerados, de tonalidades verdosas a predominantemente grises. De base a techo, el primer nivel corresponde a 0,9 m de areniscas regularmente seleccionadas, con estratificación cruzada planar hacia el techo. Le sobreyace en contacto erosivo 0,45 m de conglomerado clasto soportado cuyos clastos son subredondeados, con formas irregulares a elipsoidales y de hasta 6 cm. Contiene <5% de bioclastos fragmentados. En contacto transicional se dispone un paquete de conglomerado matriz soportado de 1,7 m de potencia, con clastos de hasta 2 cm de tamaño entre los que incluye un 25% de bioclastos. Preserva estratificación cruzada en artesa. Continúa 1 m de areniscas mal seleccionadas con laminación cruzada planar de bajo ángulo. Posee <5% de clastos flotantes subredondeados de hasta 1 cm de tamaño. El siguiente nivel es de 4,2 m de areniscas medias-gruesas, intercaladas con niveles de areniscas medias de hasta 8 cm de espesor. Hacia el techo el nivel se vuelve más homogéneo. Preserva estratificación cruzada planar de bajo ángulo, estratificación plano paralela y algunos planos de estratificación ondulados. Sobreyacen 3,7 m de areniscas con estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo y concreciones, de 30 cm de ancho y 90 cm de largo. Presentan <5% de clastos flotantes tamaño arena muy gruesa, subredondeados. El último nivel de la sucesión corresponde a 0,5 m de conglomerado macizo, cuya base es matriz soportada y el techo clasto soportado.

Entre los 99,8 m y 118,2 m, sobre un tramo cubierto, inicia una sucesión con un paquete de areniscas finas verdosas de potencia desconocida, de selección regular y con estratificación

plano paralela. Sobreyace mediante contacto erosivo un nivel verdoso que consiste en 0,5 m de conglomerados basales matriz soportado, con clastos de hasta 8 cm, que grada en los siguientes 4,5 m a arenisca gruesa con estratificación cruzada en artesa de gran porte. La fracción conglomerádica posee un 5% de bioclastos, mientras que la arenosa tiene <10% de glauconita. A los 1,2 m desde la base presenta concreciones tabulares de hasta 5 m de largo y 40 cm de potencia. Sobre dichas estructuras se encuentran *Thalassinoidea* isp. subverticales de hasta 90 cm de largo, en un índice de bioturbación 2-3 (Figura 18A). Encima afloran dos niveles de areniscas medias-gruesas de tonalidades verdosas. El inferior es de 2,2 m de potencia. Tiene pátinas internas de óxidos de hierro color pardo rojizo y en su base una acumulación de invertebrados marinos. Por otro lado, el superior tiene 6,2 m de potencia. Se encuentra bien seleccionado, con clastos subredondeados a subangulosos y escasas concreciones carbonáticas subesféricas a 1 m desde la base. Sobreyacen 6,2 m de conglomerado bioclástico medio a grueso, clasto soportado. Los fragmentos terrígenos se encuentran subredondeados a subangulosos, mientras que los bioclastos están desarticulados, fragmentados y hacia el techo se pueden llegar a encontrar hasta en un 60% de abundancia. El último nivel de la sucesión corresponde a 1 m de areniscas muy finas con laminación plano paralela.

Entre los 128,2 m y 139,2 m, sobre un tramo cubierto, afloran dos niveles de areniscas de tonalidades pardo claro a grisáceas. El nivel inferior consiste en 4 m de areniscas macizas mal seleccionadas, cuyo contacto con el nivel superior es erosivo. Este último es de 7 m de areniscas gruesas, con estratificación cruzada en artesa de alto a bajo ángulo e intercalaciones de niveles de limolita de hasta 10 cm de potencia, planares horizontales.

Desde los 152,5 m hasta el techo de la sección, sobre un tramo cubierto, se expone una sucesión que inicia con 2 m de areniscas gruesas con abundantes bioclastos, los cuales se concentran en un 10% de niveles paralelos al plano de estratificación. Poseen ocasionalmente estróbilos de *Gimnosperma* (Figura 18B). Continúa 1 m de areniscas gruesas, en cuya base se encuentran concreciones tabulares con bioclastos. Siguen 7 m de arenisca fina, regularmente seleccionada, con estratificación plano paralela bien desarrollada. Presenta numerosas pátinas de oxidación y concreciones de tamaños variables, elongadas y botroidales. La sección estratigráfica culmina justo en la base de la cornisa principal (Figura 18C), correspondiente a un paquete de 10 m de conglomerado macizo con troncos fósiles, matriz soportado, dispuesto en contacto basal erosivo. Por encima se aprecian niveles con estratificación cruzada de gran escala (Figura 18C).

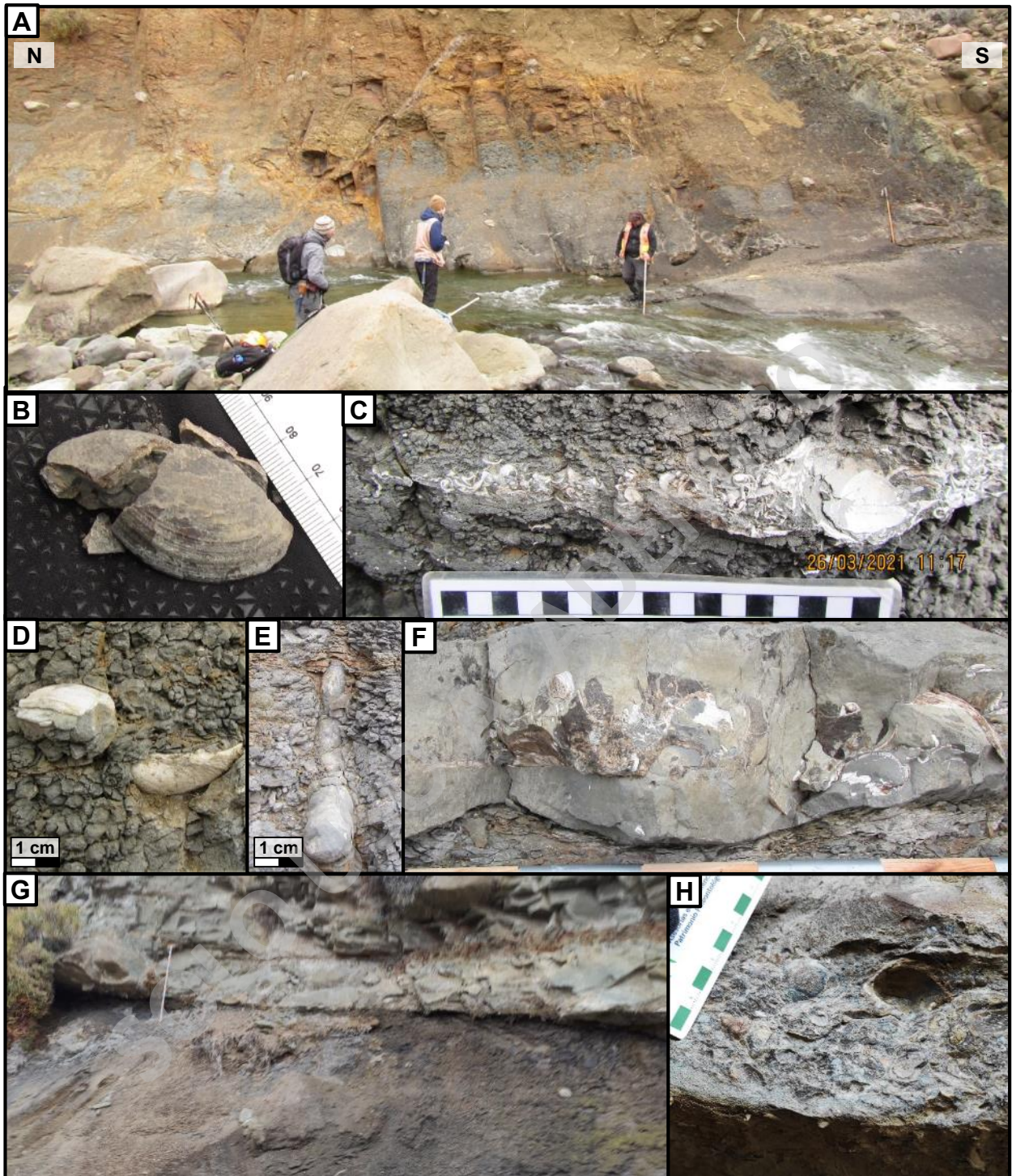


Figura 14. Atributos de la columna estratigráfica Barranca de Julie. **A)** Niveles basales de la sección. **B)** Pholadidae indeterminado. **C)** Niveles lenticulares de bioclastos. La escala tiene 10 cm de largo. **D)** Bioclastos flotantes bien preservados. **E)** Traza fósil subvertical indeterminada. **F)** Bioclastos en concreción. **G)** Contacto conspicuo entre niveles basales y conglomerado bioclástico lenticular. **H)** Bioclastos en conglomerado. La escala tiene 8 cm de largo.

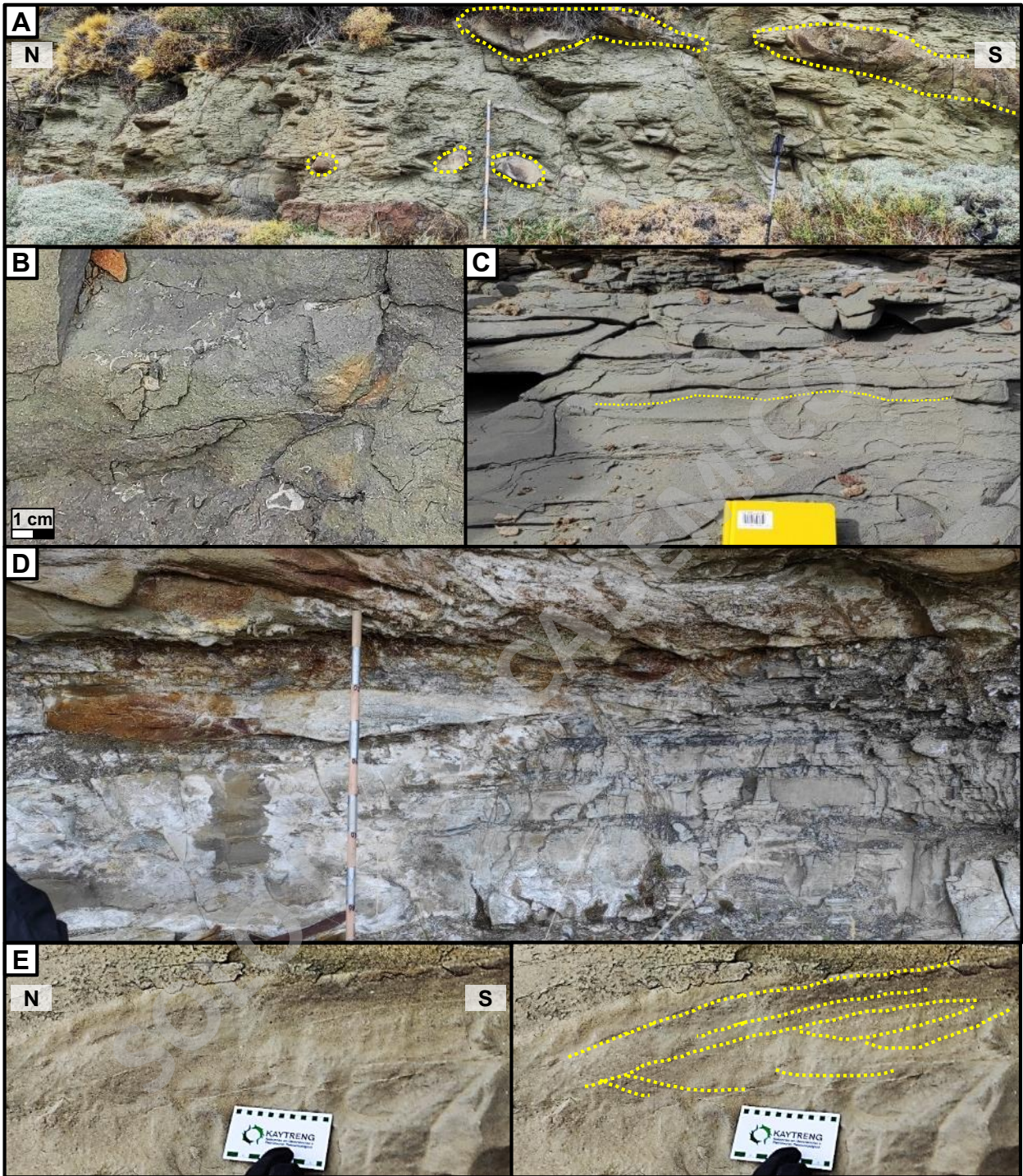


Figura 15. Atributos de la columna estratigráfica Barranca de Julie, parte dos. **A)** Concreciones del nivel resaltadas con líneas segmentadas amarillas. **B)** Bioclastos en niveles subhorizontales centimétricos. **C)** Planos de estratificación ondulados. El ancho de la libreta de escala es de 12 cm. **D)** Intercalación de láminas discontinuas de limolita de tonalidad oscura. **E)** Estratificación cruzada hummocky, planos de estratificación resaltados con líneas segmentadas amarillas.

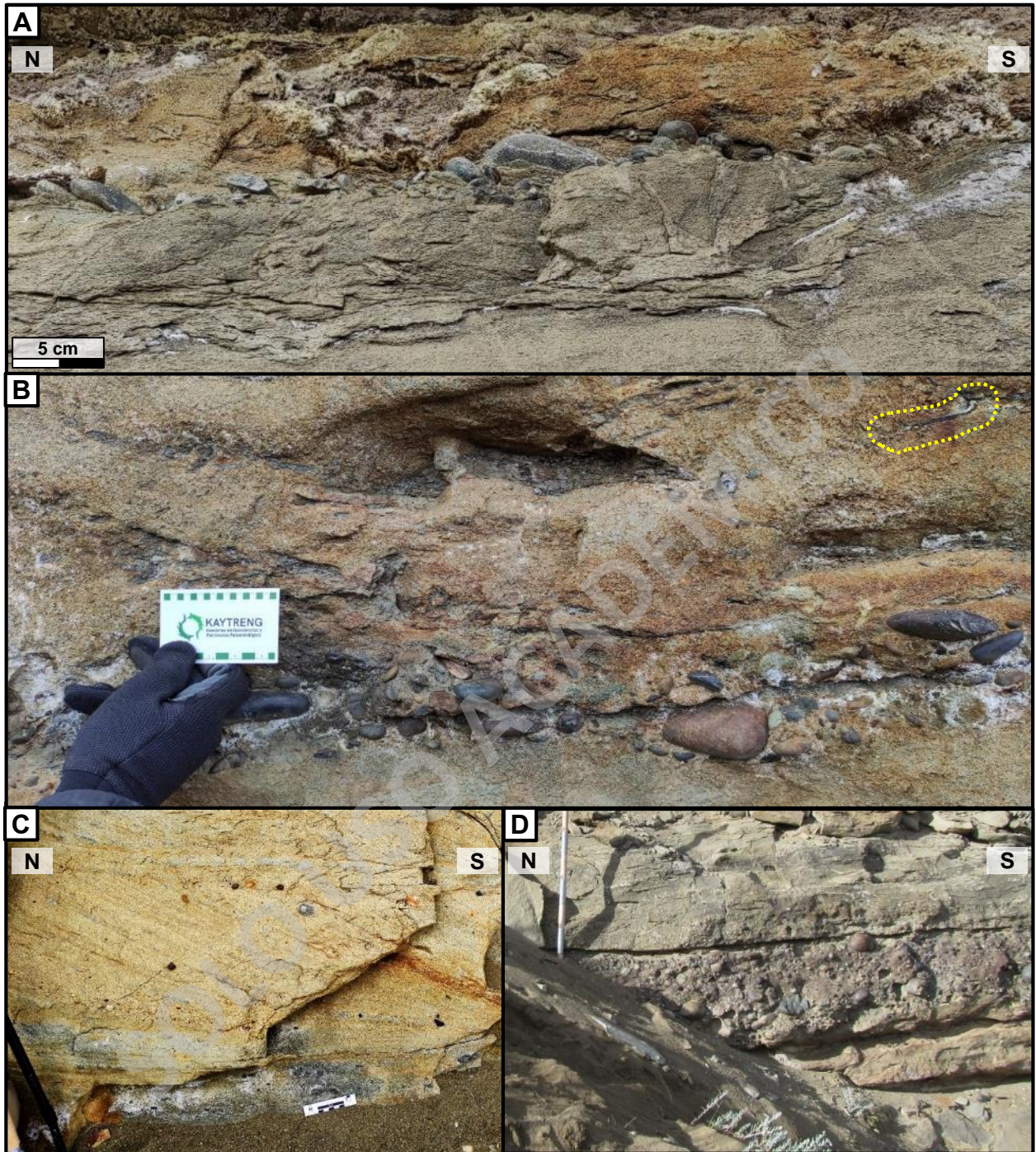


Figura 16. Atributos de la columna estratigráfica Barranca de Julie, parte tres. **A)** Nivel conglomerádico lenticular con imbricación de clastos. **B)** Lente conglomerádico e intercalaciones de láminas o lentes centimétricos de limolita. Sector superior derecho de la figura exhibe un xilópalo subhorizontal centimétrico, color negro, resaltado con líneas segmentadas amarillas. La escala mide 10 cm de largo. **C)** Estratificación cruzada en artesa. La escala mide aproximadamente 10 cm de largo. **D)** Intercalación entre niveles de areniscas finas y conglomerados. Conglomerado de la foto es el último de la sucesión descrita.

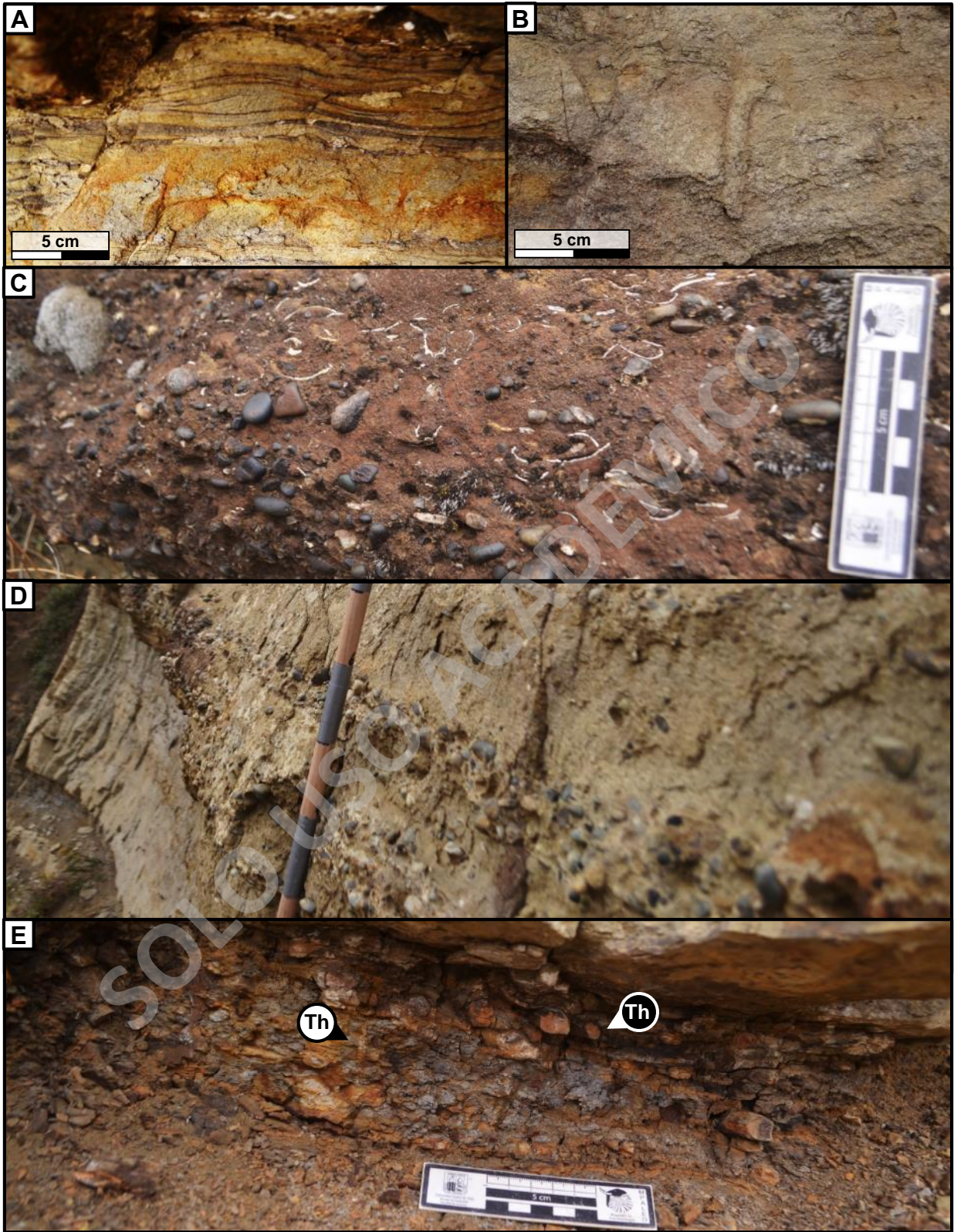


Figura 17. Atributos de la columna estratigráfica Barranca de Julie, parte cuatro. **A)** Estratificación cruzada hummocky. **B)** *Thalassinoides* isp. subvertical. **C)** Bioclastos en conglomerado. La porción gradada de la escala mide 5 cm. **D)** Niveles lenticulares de conglomerados. **E)** *Thalassinoides* isp. en limolita.

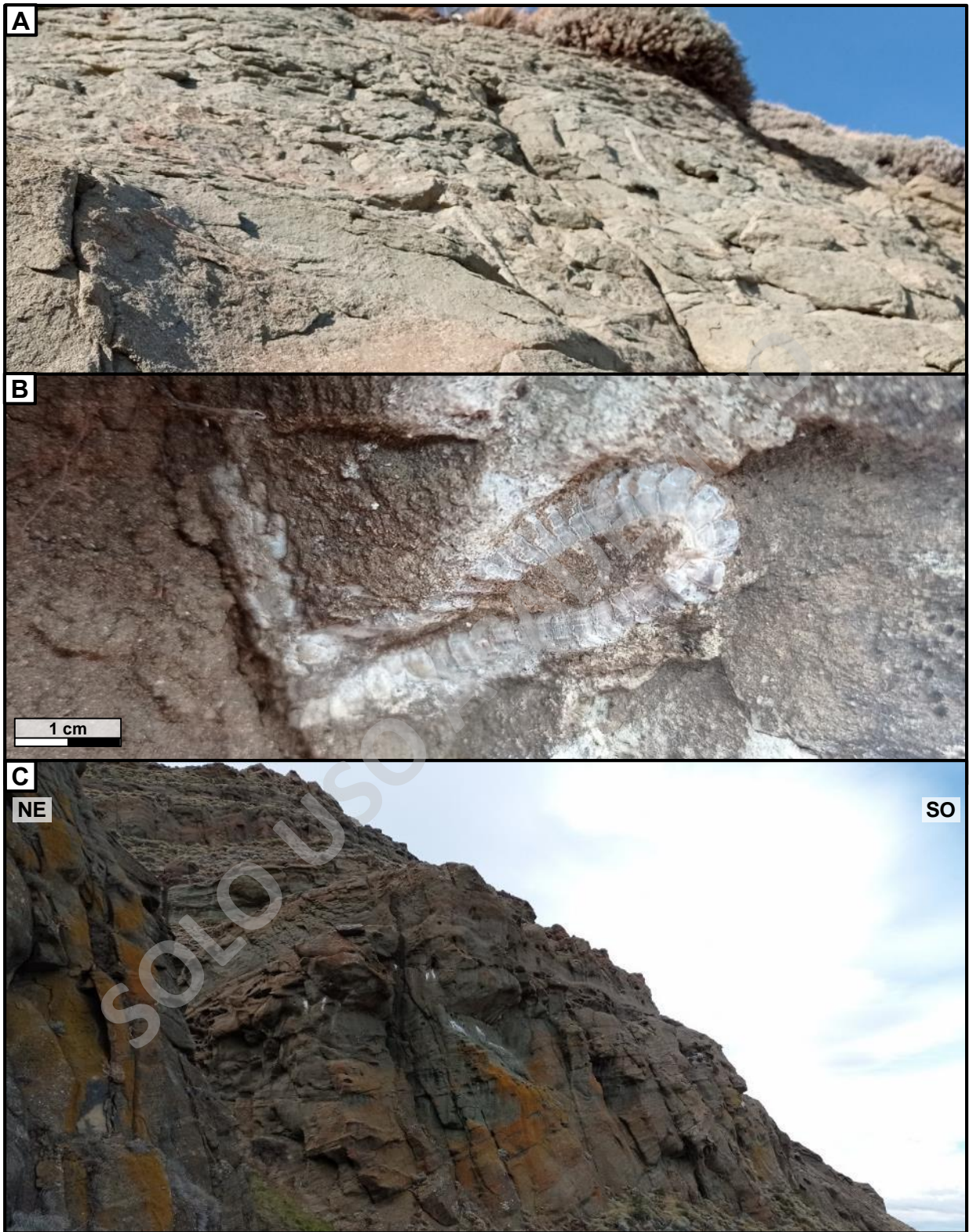


Figura 18. Atributos de la columna estratigráfica Barranca de Julie, parte cinco. **A)** *Thalassinoides* isp. subverticales. El largo de las trazas alcanza hasta 90 cm. **B)** Estróbilo de Gimnosperma. **C)** Cornisa principal de la ladera, vista desde el techo de la sección.

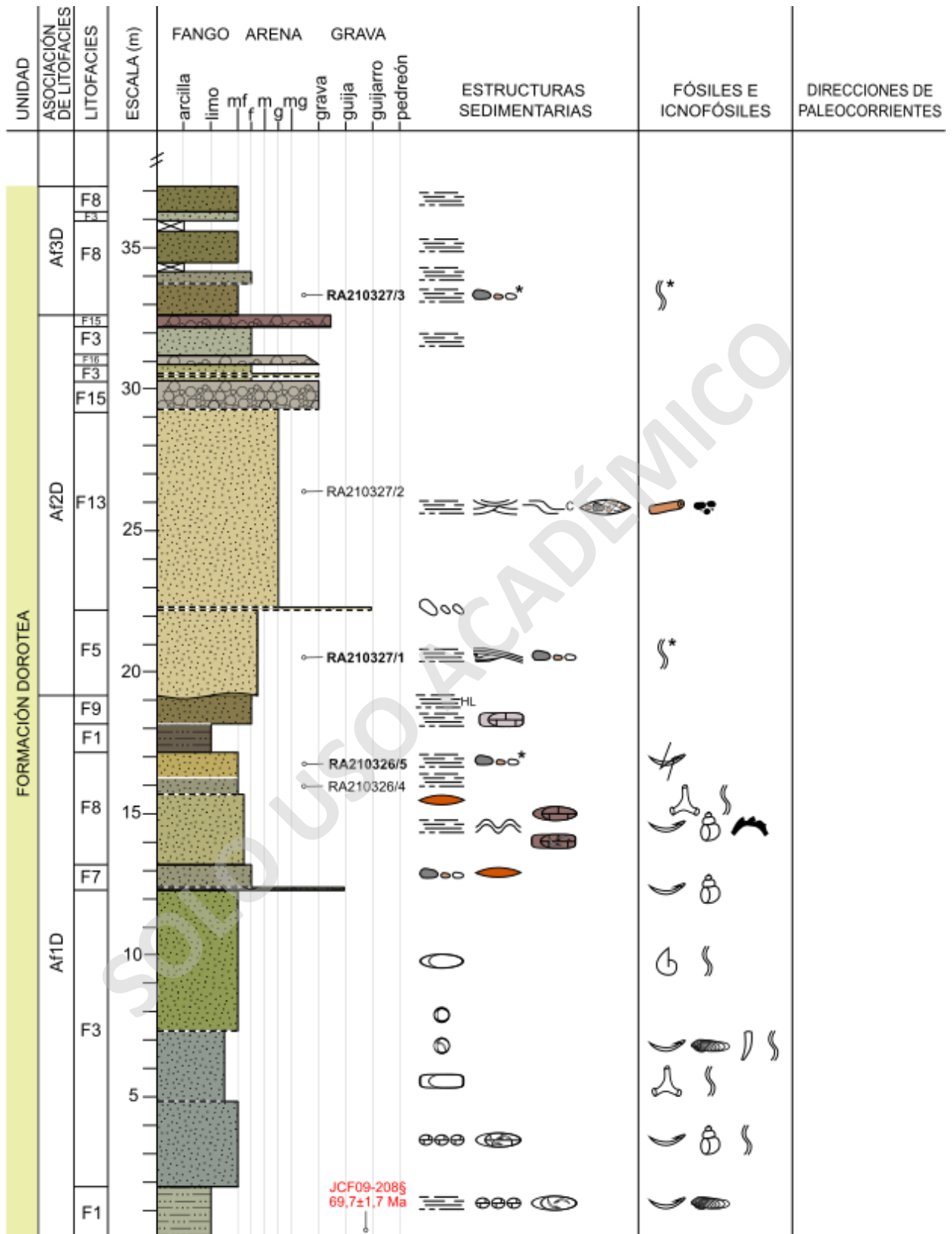


Figura 19. Columna estratigráfica Barranca de Julie, porción inferior desde la base hasta los 37,1 m. §Fosdick *et al.* (2015a). Muestras resaltadas en negrita corresponden a aquellas con cortes transparentes, mientras que en rojo las que son con objetivos geocronológicos.

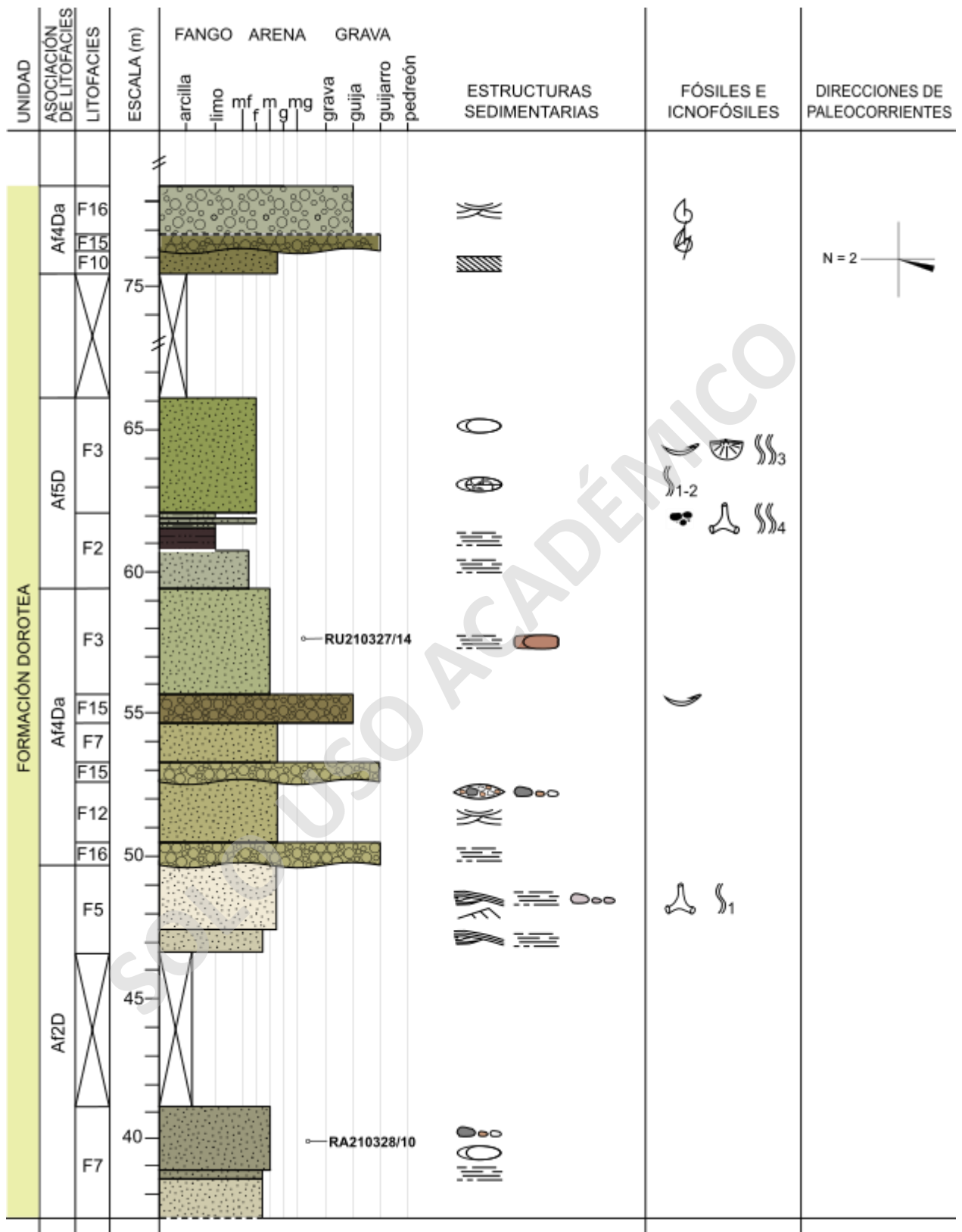


Figura 20. Columna estratigráfica Barranca de Julie, porción inferior-media desde los 37,1 m hasta los 78,5 m. Los tramos cubiertos mayores fueron recortados. Muestras resaltadas en negrita corresponden a aquellas con cortes transparentes.

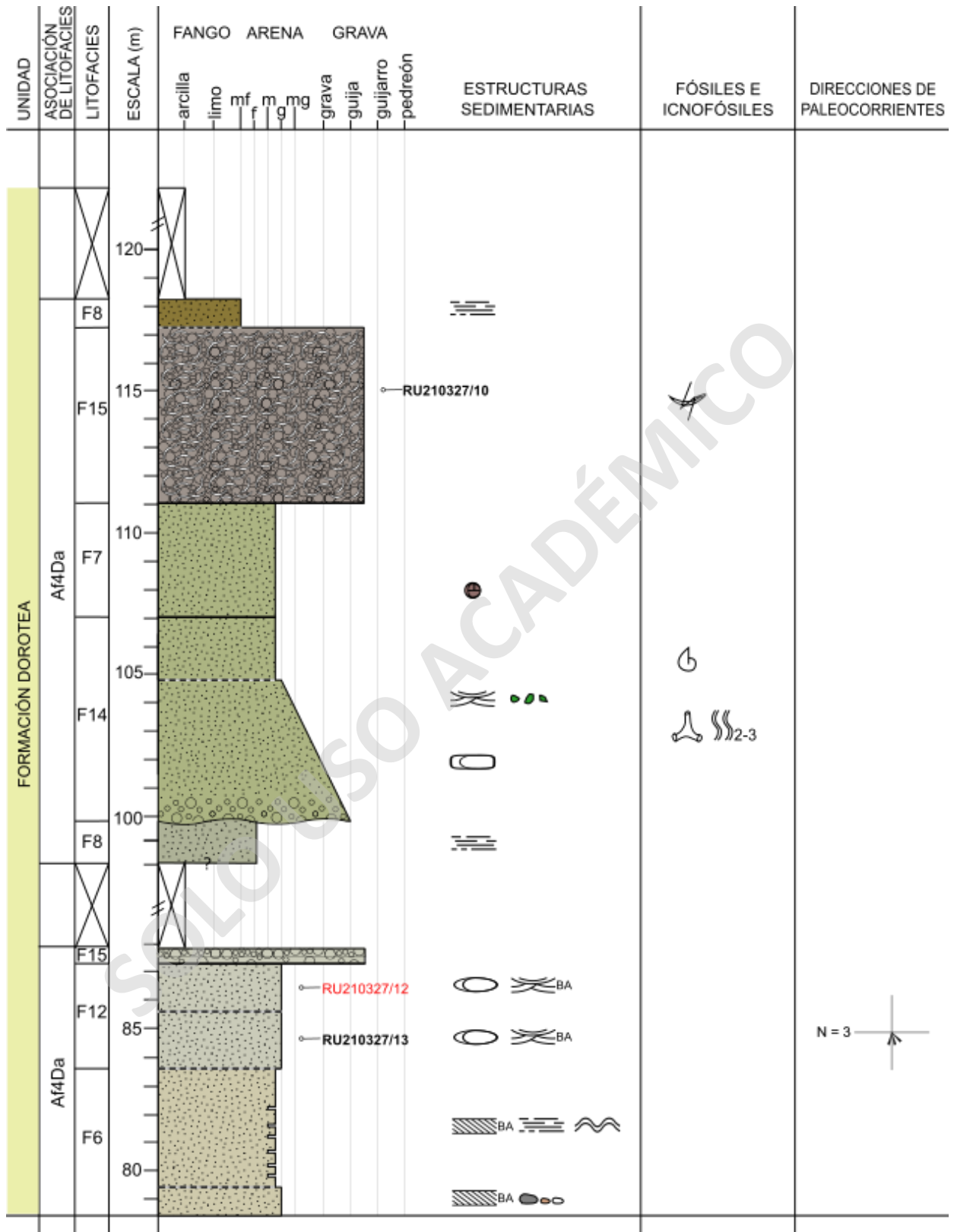


Figura 21. Columna estratigráfica Barranca de Julie, porción media-superior desde los 78,5 m hasta los 118,2 m. Los tramos cubiertos mayores fueron recortados. Muestras resaltadas en negrita corresponden a aquellas con cortes transparentes, mientras que en rojo las que son con objetivos geocronológicos.

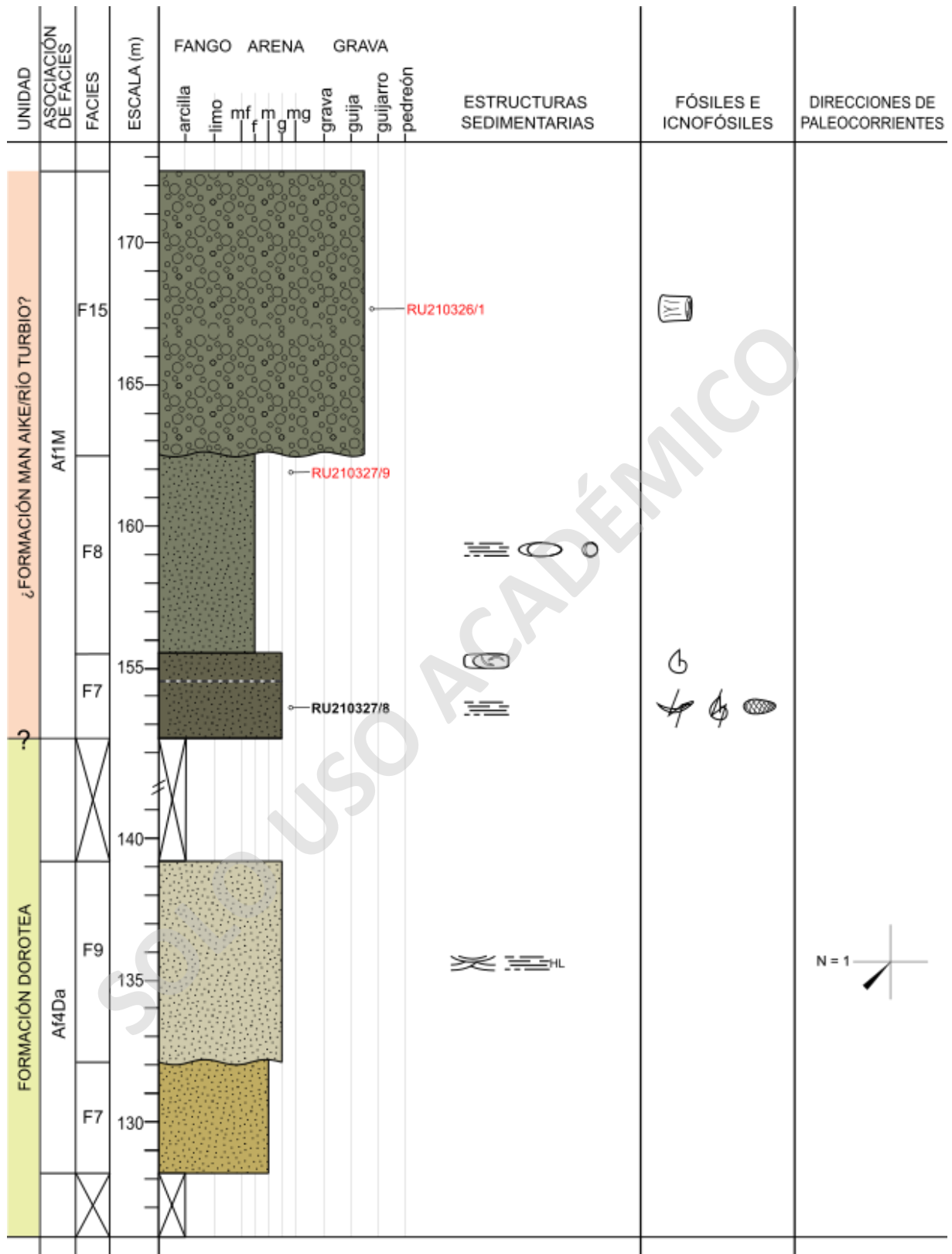


Figura 22. Columna estratigráfica Barranca de Julie, porción superior desde los 128,2 m hasta el techo de la sección. Los tramos cubiertos mayores fueron recortados. Muestras resaltadas en negra corresponden a aquellas con cortes transparentes, mientras que en rojo las que son con objetivos geocronológicos.

5.1.2 Sección estratigráfica Quebrada Arauco

La sección presenta buenas exposiciones a lo largo de la quebrada, con pocos tramos cubiertos por sedimentos cuaternarios. Es fácilmente accesible a través de la ladera sur, debido a su menor pendiente en relación a la ladera norte. Sin embargo, a mayor altura los afloramientos se vuelven pronunciados y con mayor peligro de caída de rocas. La columna estratigráfica posee una potencia real de 38,05 m (Figura 26). En la porción superior, a 30,55 m desde la base, se midió un basculamiento de N51°W/19°NE de los estratos.

En la base afloran 5 m de areniscas medias-gruesas, de tonalidad amarillenta. Estas preservan estratificación cruzada planar, ocasionalmente con intercalación de láminas lateralmente discontinuas de limolita oscura (Figura 23A). Presentan concreciones elipsoidales de escala centimétrica (Figura 23A) y *Thalassinoides* isp. de hasta 40 cm de largo, subverticales, rellenos con pellet fecales. Entre clastos se encuentran pátinas de óxidos de hierro y posee ocasionales fragmentos de calcita.

Entre los 7 m a 9,45 m, sobre un tramo cubierto, afloran tres niveles de areniscas con granulometría media a media-fina, de tonalidades amarillentas. Estas contienen <5% de clastos redondeados de glauconita, y frecuentes intercalaciones de láminas o lentes centimétricos de limolita orientados con los planos de estratificación. Tales intercalaciones incluyen materia orgánica o lignito, ocasionalmente con pátinas de óxido a su alrededor. El nivel basal de la sucesión posee estratificación plano paralela y lentes de areniscas férricas de escala decimétrica. El nivel medio se compone de areniscas calcáreas y preserva estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo. Su contacto con el nivel superior es neto y ondulado. Este último se encuentra bien seleccionado y con clastos redondeados. Presenta estratificación ondulosa bien desarrolladas en su base y hacia el techo (Figura 23B). Contiene *Ophiomorpha* isp. con un bajo índice de bioturbación, además de fragmentos de xilópalos de hasta 8 cm de largo y ocasionales clastos redondeados de calcita.

Sobre las areniscas afloran dos niveles de limolitas grisáceas, parcialmente cubiertos, de 1,6 m de potencia total. El nivel inferior grada a arenisca media hacia el techo, mientras que el superior es macizo, con hasta 40% de materia orgánica.

Desde los 11,05 m a 19,85 m, sobreyace en contacto erosivo una sucesión compuesta por cuatro niveles de areniscas con granulometrías medias a gruesas, de color grisáceo. Presentan estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo y gran escala (Figura 23D), y en general <5% de

clastos subredondeados de glauconita. De base a techo, el primer nivel de areniscas se encuentra bien seleccionado. En ellas, la estratificación cruzada en artesa varía lateralmente hacia el norte a estratificación cruzada planar de medio a alto ángulo. En su base contiene abundantes motas blanquecinas indeterminadas, mientras que hacia el techo presenta intraclastos grisáceos de limolita de hasta 2,5 cm e intercalaciones de láminas grisáceas de limolita, discontinuas lateralmente. El segundo nivel se encuentra regular a mal seleccionado, con un cemento blanquecino y arcilloso. En su base presenta planos de estratificación con ondulitas de interferencia (Figura 23C) y ocasionales fragmentos de xilópalos con aureolas ferruginosas. El resto del nivel contiene lentes centimétricos de limolita con materia orgánica, ocasionales líticos flotantes de hasta 1 cm de diámetro y concreciones subesféricas. El tercer nivel tiene clastos subredondeados bien seleccionados, con un cemento blanquecino arcilloso. Se caracteriza por la presencia de *Spongeliomorpha?* isp. con un índice de bioturbación 3 (Figura 23E). El último nivel de areniscas presenta trazas fósiles indeterminadas con índice de bioturbación 1, acompañadas con abundantes pátinas ferruginosas.

Entre los 20,85 m y 23,25 m, sobre un tramo cubierto, afloran dos niveles de areniscas de tonalidad amarillenta, mal seleccionadas, con concreciones tabulares rojizas menores a 1 m de largo y entre los 10 a 30 cm de potencia. El nivel inferior grada normalmente entre arenisca muy gruesa a arenisca media. Preserva estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo y gran porte. Entre sus fragmentos posee intraclastos de limolita de hasta 2 cm y un 5% de glauconita. De acuerdo a com. pers. (2023) con Enrique Bostelmann, Schwartz *et al.* obtuvieron una edad inédita U-Pb en circones detríticos de 65,4 Ma asociada a este paquete de areniscas. Dicha edad corresponde a un valor corregido de la muestra TS13-RB-3B de Schwartz *et al.* (2016). Continuando con la descripción de la sucesión, el nivel superior es de granulometría fina-media, con clastos subangulosos. Incluye láminas de limolita con una continuidad lateral de hasta 10 cm, y trazas fósiles indeterminadas con un índice de bioturbación 1.

Desde los 23,25 m hasta el techo de la sección, se dispone una sucesión de areniscas verdosas a gris verdosas, predominantemente medias, con intercalación de niveles de conglomerado lenticulares cuyos contactos basales son erosivos. Destaca la presencia de bioclastos en toda la sucesión, encontrándose bien preservados como también fragmentados y desarticulados. Entre ellos se encuentran braquiópodos (indeterminados y *Terebratella* sp. con marca de depredación de *Oichnus* isp., Figura 24A), bivalvos indeterminados, gastrópodos (indeterminados y moldes de Trochidae, Figura 24B) y ostreidos indeterminados. La porción inferior consiste en un nivel lenticular de conglomerado con clastos de hasta 25 cm de diámetro y un nivel de arenisca media-

gruesa, mal seleccionada, ambos con estratificación plano paralela (Figura 24C). En la fracción conglomerádica se encuentran intraclastos de areniscas de tonalidades amarillentas (Figura 24D). En la fracción arenosa se encuentran concreciones subesféricas y estróbilos de *Gimnosperma* muy bien preservados (Figura 24E), que suelen estar acumulados en niveles planares horizontales de escala centimétrica (Figura 25A). Hacia la porción media, entre los 25,25 m y 28,85 m, se dispone un paquete de areniscas glauconíticas macizas, en el que se encuentran trazas fósiles como *Ophiomorpha* isp. con halos ferruginosos, escasos *Thalassinoides* isp. (Figura 25C) y *Gastrochaenolites* isp. (Figura 25B), además de concreciones subelipsoidales e intraclastos de arenisca. De acuerdo a com. pers. (2023) con Enrique Bostelmann, Schwartz *et al.* obtuvieron una edad inédita U-Pb en circones detríticos de 43,6 Ma en una muestra de este paquete de areniscas. Le sobreyace un nivel de 1,7 m areniscas glauconíticas, con estratificación cruzada en artesa de alto ángulo y de gran porte y concreciones tabulares rojizas en la base. Hacia la porción superior, entre los 30,55 m a los 37,05 m, se dispone nuevamente un paquete de areniscas glauconíticas macizas, mayormente meteorizada en relación a los paquetes anteriores, que presenta trazas fósiles indeterminadas descritas como motas ferruginosas. La sección culmina con un nivel conglomerádico, de clastos predominantemente subredondeados y ocasionales intraclastos de limolita angulosos. Preserva estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo y gran porte, con intercalaciones de niveles centimétricos de arenisca.

En la ladera norte de la quebrada, aproximadamente en o por encima del techo de la sección, se pueden observar estructuras sedimentarias progradantes hacia el noreste, de gran escala (Figura 25D).

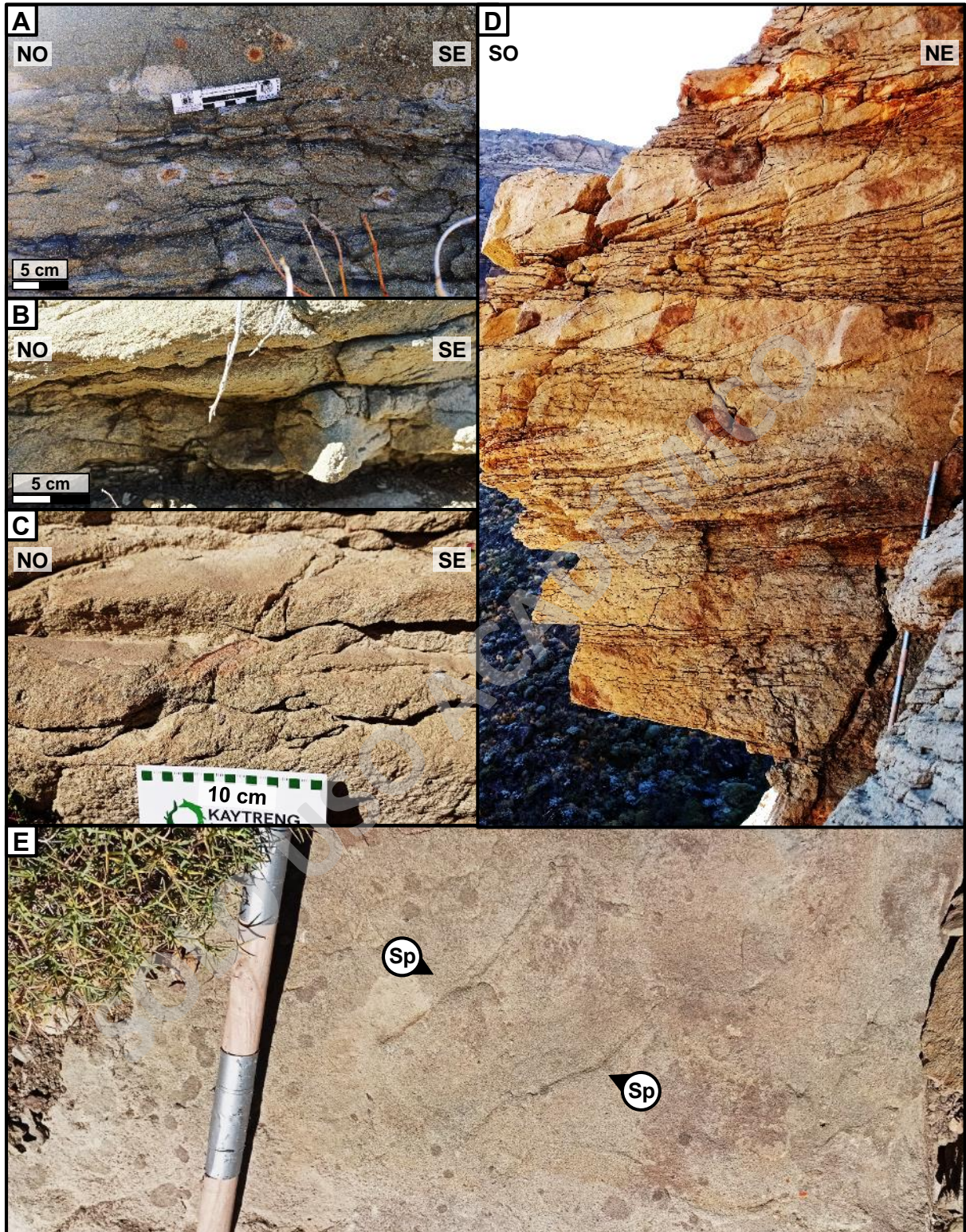


Figura 23. Atributos de la columna estratigráfica Quebrada Arauco. **A)** Láminas planares horizontales de limolita de tonalidad oscura y concreciones elipsoidales centimétricas. **B)** Estratificación ondulosa en la base del nivel. **C)** Ondulitas escalantes. **D)** Bancos de arenisca con estratificación cruzada en artesa de bajo ángulo y concreciones subsféricas. **E)** *Spongiomorpha?* isp. en el plano de estratificación, vista en planta.



Figura 24. Atributos de la columna estratigráfica Quebrada Arauco, parte dos. **A)** *Terebratella* sp. con marca de depredación *Oichnus* isp. **B)** Molde de gastrópodos Trochidae. **C)** Conglomerado y arenisca con laminación plano paralela. En la fracción conglomerádica se pueden apreciar bioclastos de tamaño centimétrico. **D)** Clastos amarillentos de areniscas en nivel conglomerádico. **E)** Estróbilo de Gimnosperma flotante, bien preservado.

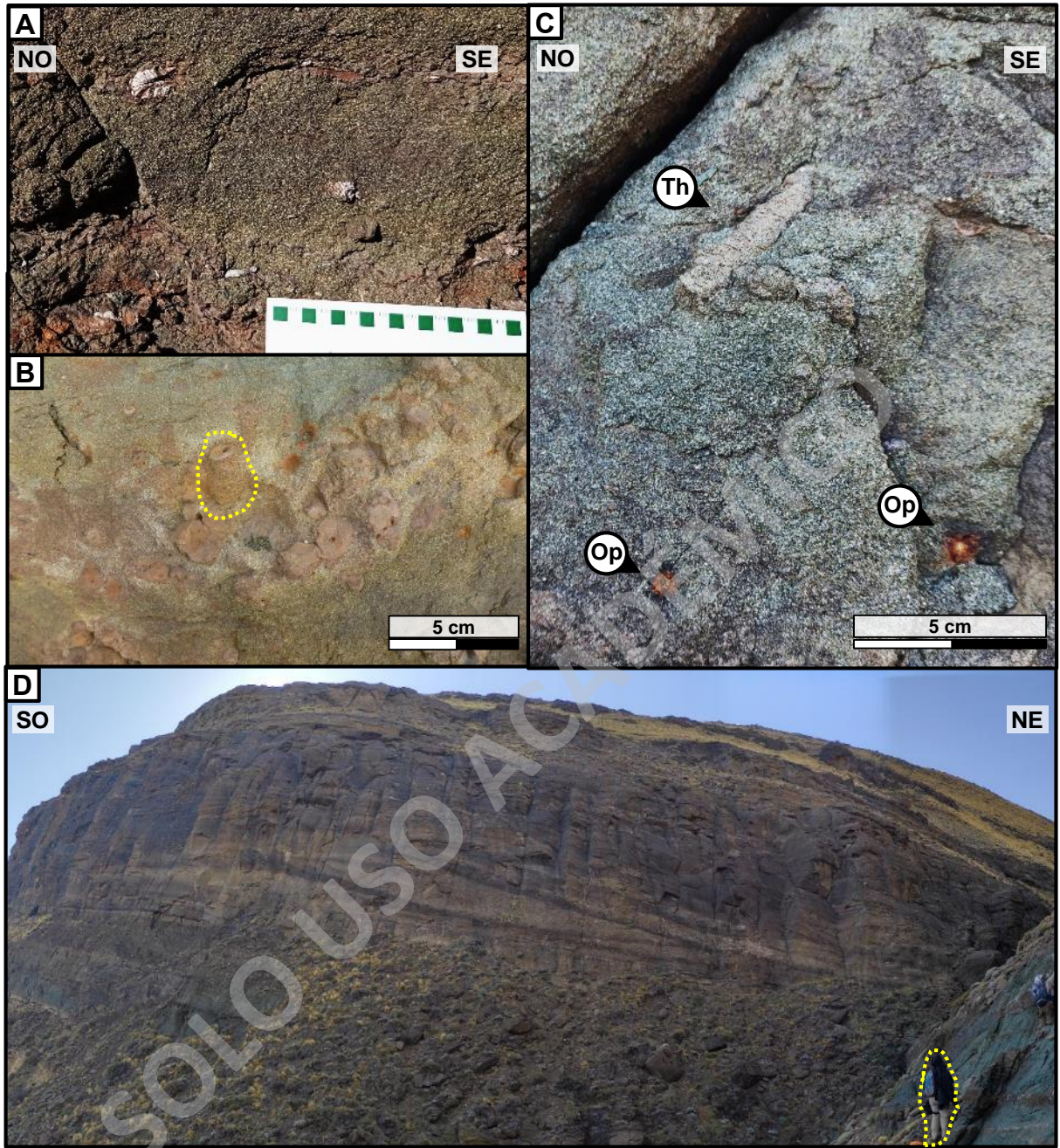


Figura 25. Atributos de la columna estratigráfica Quebrada Arauco, parte tres. **A)** Estróbilos de Gimnosperma en niveles subhorizontales centimétricos. **B)** *Gastrochaenolites* isp., resaltado en línea segmentada amarillenta. **C)** *Ophiomorpha* isp. con halos ferruginosos y *Thalassinoides* isp. **D)** Estructura progadante hacia el noreste, de gran escala. Nótese persona de escala en la esquina inferior de la figura.

5.1.3 Sección estratigráfica Cerro La Boina

La sección fue elaborada sobre cuatro cornisas amarillentas en la ladera suroeste del Cerro la Boina. Los afloramientos son discretos, con abundantes tramos cubiertos por depósitos cuaternarios. Los niveles basales están protegidos de la erosión por la presencia de un dique basáltico amurallado de rumbo N16°O. Se midió una potencia real de 63,97 m (Figura 31). En la porción superior de la columna, a los 39,55 m se midió un basculamiento de N34°E/26°SE de los estratos.

En la base de la primera cornisa afloran 0,5 m de conglomerado fino de tonalidad amarillenta, con clastos redondeados a subredondeados, soportado por una matriz de arenisca gruesa. Presenta estratificación cruzada planar de alto ángulo (Figura 27A). Le sobreyace una sucesión de 11,8 m compuesta por tres niveles de areniscas medias-gruesas a medias-finas, en general bien seleccionadas, de tonalidad grisácea levemente verdosa. El nivel inferior de aquella sucesión posee estratificación plano paralela bien desarrollada (Figura 27A). Hacia el norte, en su porción media a superior, varía a estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Incluye ocasionales fósiles de dientes de tiburón in situ. La base del nivel medio contiene intercalación de sutiles láminas planares horizontales de limolita de color anaranjado y concreciones tabulares rojizas de hasta 1 m de largo y 15 cm de ancho. El resto de dicho nivel preserva estratificación cruzada planar de bajo ángulo, trazas fósiles con un índice de bioturbación 1-2 (indeterminadas y *Ophiomorpha* isp.) e intraclastos angulosos grisáceos de limolita (Figura 27B, C). Las areniscas de la porción superior de la sucesión son similares a las del nivel medio, pero únicamente con estratificación planar horizontal.

Entre los 30,15 m y 43,65 m sobre un tramo cubierto, en una segunda cornisa, afloran de manera interrumpida dos niveles de areniscas amarillentas más un nivel de conglomerado de tonalidad grisácea amarillenta. De base a techo, el primer nivel de areniscas es de granulometría gruesa-muy gruesa, de selección regular y con clastos angulosos a subangulosos. Posee estratificación cruzada planar de gran porte, con intercalación de láminas discontinuas de limolita con lignito y ocasionales planos con ondulitas levemente asimétricas (Figura 27D, E). Entre sus componentes se encuentran intraclastos flotantes redondeados de hasta 1,5 cm y xilópalos (Figura 28A, B). En los últimos 80 cm tiene *Ophiomorpha* nodosa con un índice de bioturbación 1 (Figura 28C), mientras que en el techo troncos fósiles ex situ. El segundo nivel, entre los 37,6 m y 39,55 m, corresponde a arenisca media bien seleccionada, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, concreciones elipsoidales rojizas y láminas discontinuas de lignito entre planos de

estratificación. Posee ocasionales dientes de tiburón in situ (Figura 28D), xilópalos (Figura 28E) y abundantes líticos flotantes de hasta 2 cm. En su posición media se preservan trazas fósiles con un índice de bioturbación 1-2, entre las cuales se identifican *Ophiomorpha* isp., *Skolithos* isp. y *Thalassinoides?* isp. (Figura 28F, G, H). En el tope de la cornisa, entre los 40,5 m y 43,65 m, el nivel conglomerádico es de granulometría media, de clastos redondeados a subredondeados y predominantemente matriz soportado. Preserva estratificación plano paralela de gran porte, y contiene concreciones tabulares rojizas en el techo (Figura 29A). Contiene hasta un 40% de bioclastos caóticos (Figura 29B), cuyo fracturamiento y empaquetamiento aumenta hacia el techo. Entre ellos predominan bivalvos indeterminados, aunque también se pueden encontrar braquiópodos terebratulidos y ostreidos indeterminados. El nivel culmina con concreciones tabulares rojizas y *Thalassinoides* isp. concrecionados de escala centimétrica (Figura 29C).

Entre los 47,5 m y 50,47 m sobre un tramo cubierto, en una tercera cornisa, aflora una sucesión de areniscas de tonalidades amarillentas. En la base, entre la cobertura cuaternaria, se aprecia un nivel de areniscas medias ferruginosas ricas en xilópalos, de potencia desconocida. Sobreyacen 1,12 m de areniscas finas, bien seleccionadas, con estratificación plano paralela de gran porte. Poseen *Ophiomorpha* isp., *Thalassinoides* isp., *Diplocraterion?* isp. *Skolithos?* isp. con un índice de bioturbación 3 (Figura 29D, E, F, G). Al final de la sucesión, en el techo de la cornisa, aflora un nivel de arenisca media-gruesa de 1,85 m de potencia, cuyo color de exposición es anaranjado y se encuentra intensamente meteorizado (Figura 30A). Preserva estratificación cruzada planar de bajo ángulo y gran porte.

Entre la tercera y cuarta cornisa se exponen 0,9 m de arenisca media calcárea, de selección regular, con color de exposición morado oscuro. Preserva aparente laminación cruzada en artesa de bajo ángulo, mal preservada. Por debajo de este nivel, entre la cobertura cuaternaria, se observan areniscas gruesas de tonalidad amarillenta, de potencia desconocida.

Desde los 61,87 m hasta el tope de la sección, en una cuarta cornisa, aflora un conglomerado verdoso con estratificación cruzada planar de bajo ángulo, mal preservada (Figura 30B). Posee hasta 20% de moldes de gran porte de bivalvos y pectínidos indeterminados (Figura 30C). Por debajo de este nivel, entre la cobertura cuaternaria, afloran areniscas medias de tonalidad amarillenta, que se encuentran en contacto erosivo con el nivel conglomerádico (Figura 30 D).

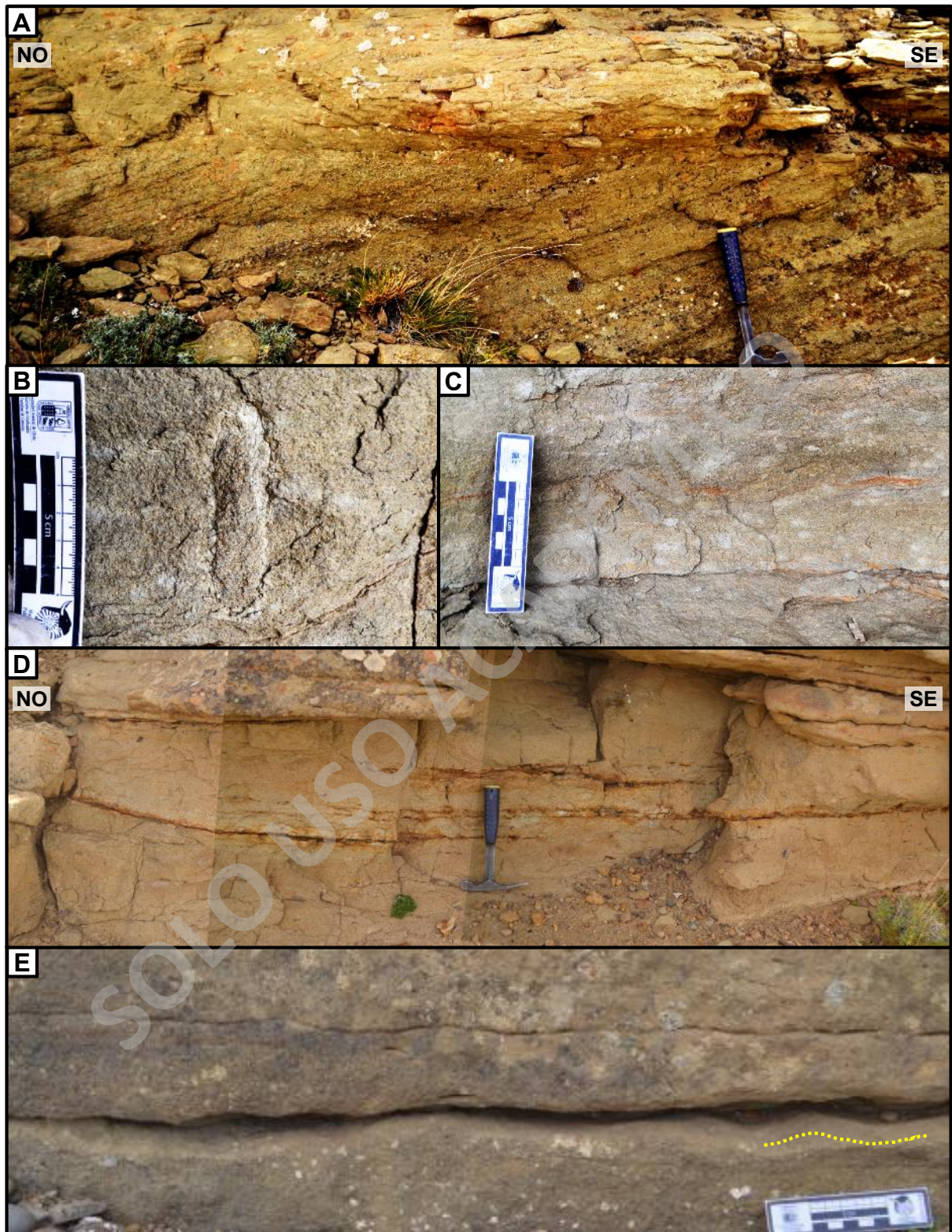


Figura 27. Atributos de la columna estratigráfica Cerro La Boina. **A)** Conglomerado basal con estratificación cruzada planar. Hacia el techo, arenisca con estratificación planar horizontal. **B)** *Ophiomorpha* isp. subvertical. La porción gradada de la escala mide 5 cm de largo. **C)** Trazas fósiles acompañadas de sutiles láminas anaranjadas de limolita e intraclastos grisáceos de limolita. **D)** Intercalación de láminas de limolita con lignito en estratificación cruzada planar de gran porte. Vista panorámica. **E)** Planos de estratificación con ondulitas levemente asimétricas.

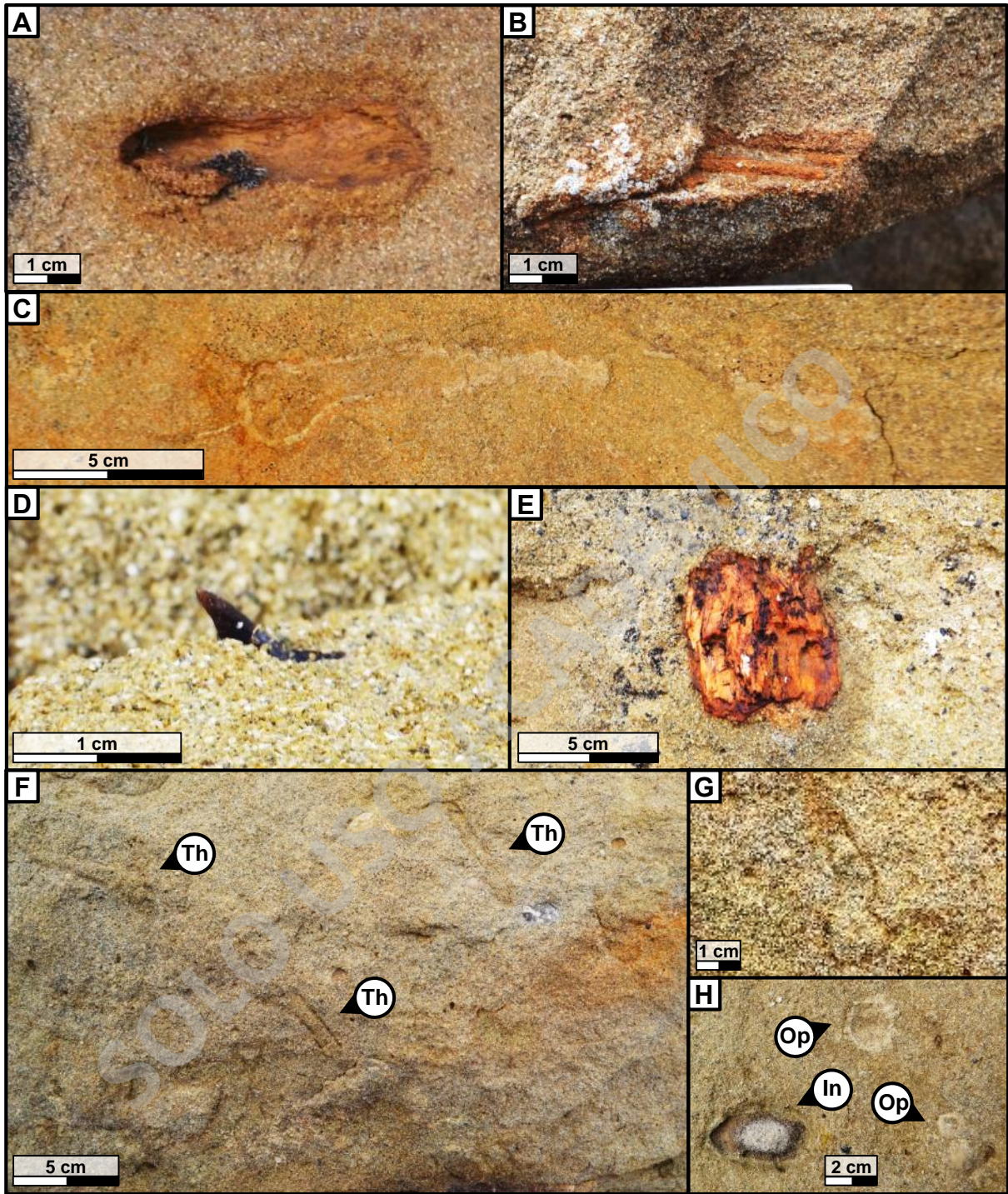


Figura 28. Atributos de la columna estratigráfica Cerro La Boina, parte dos. **A)** Molde de xilópalo subhorizontal. **B)** Xilópalos subhorizontales. **C)** *Ophiomorpha nodosa*. **D)** Diente de tiburón in situ. **E)** Xilópalo subhorizontal bien preservado. **F)** *Thalassinoides* isp. (Th). **G)** *Ophiomorpha* isp. subvertical. **H)** *Ophiomorpha* isp. (Op) y trazas fósiles indeterminadas (In).

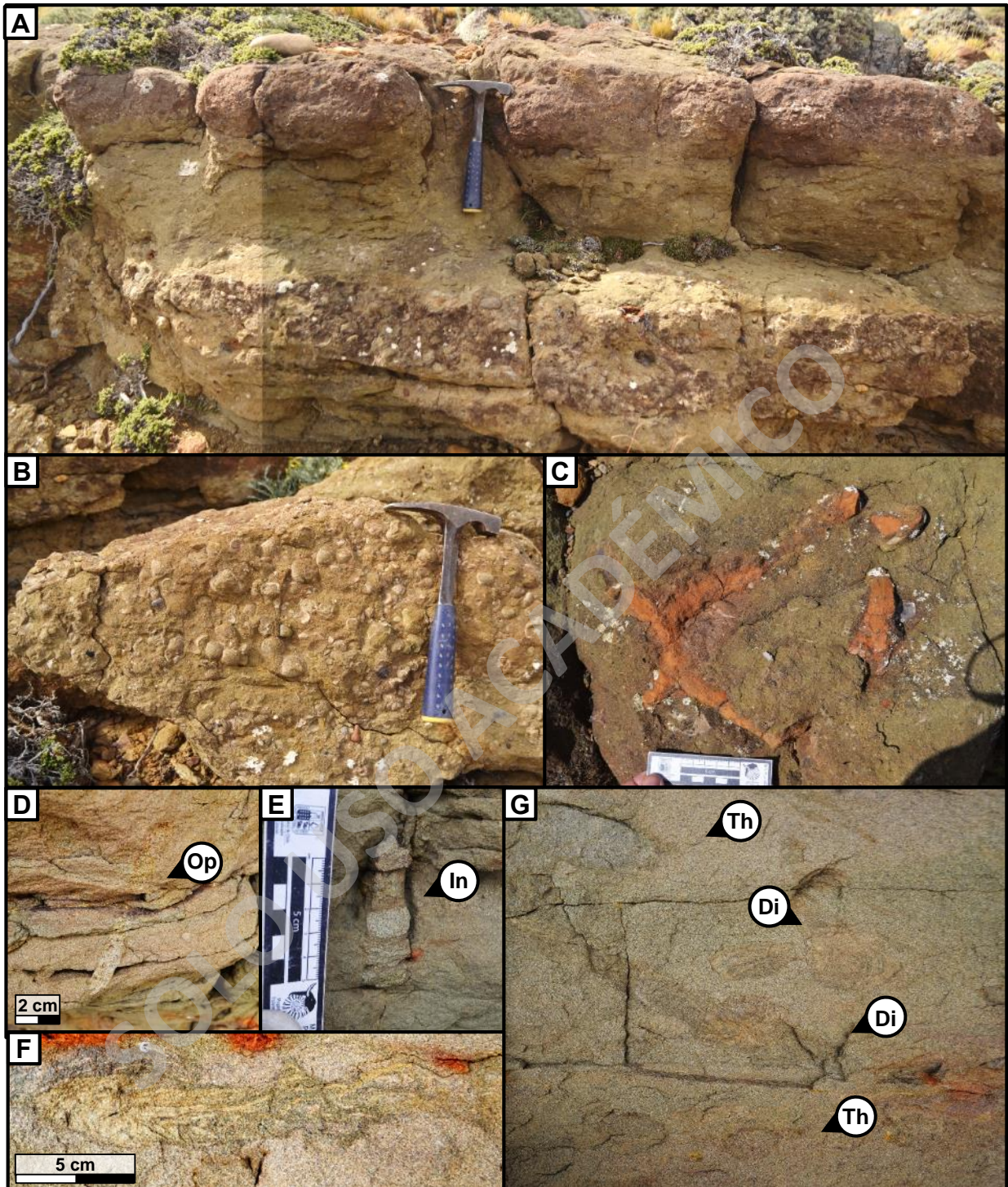


Figura 29. Atributos de la columna estratigráfica Cerro La Boina, parte tres. **A)** Afloramiento de nivel conglomerádico, con estratificación plano paralela y concreciones rojizas en el techo. Vista panorámica. **B)** Bioclastos en conglomerado. **C)** *Thalassinoides* isp. concrecionado. La porción gradada de la escala mide 5 cm de largo. **D)** *Ophiomorpha* isp. subvertical (Op). **E)** Traza subvertical indeterminada (In). **F)** *Diplocraterion* isp. **G)** *Thalassinoides* isp. (Th) y *Diplocraterion* isp. (Di).



Figura 30. Atributos de la columna estratigráfica Cerro La Boina, parte cuatro. **A)** Areniscas con laminación plano paralela bien desarrollada. **B)** Conglomerado con estratificación cruzada planar mal preservada. **C)** Bioclastos en conglomerado. **D)** Areniscas amarillentas subyacentes. En el centro de la foto se observa un clasto amarillento incluido dentro del conglomerado, correspondiente a las areniscas amarillentas inferiores.

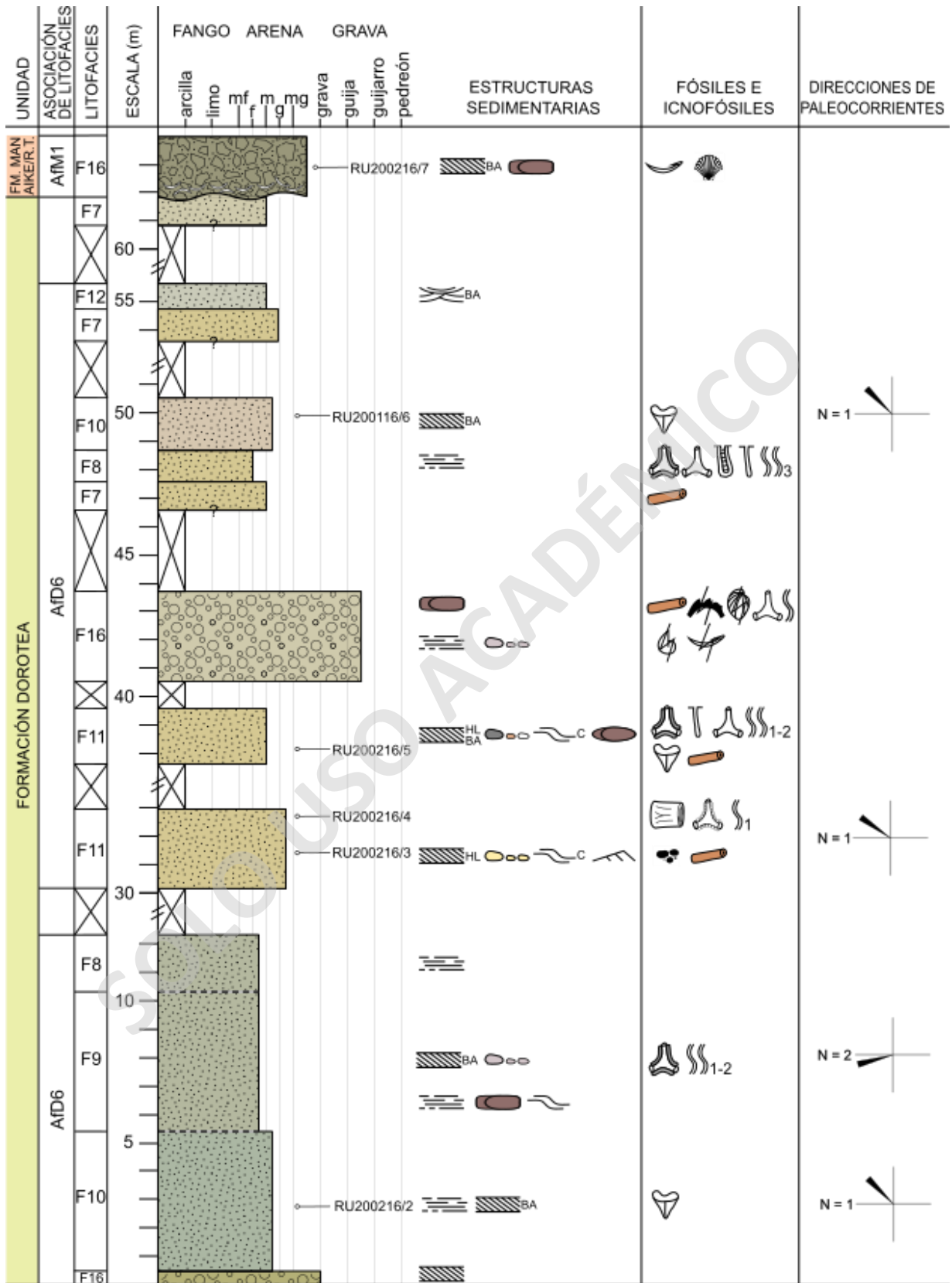


Figura 31. Columna estratigráfica Cerro La Boina en base a datos recolectados por Raúl Ugalde en 2020. Escala 1:200. Los tramos cubiertos mayores fueron recortados.

5.1.4 Sección estratigráfica El Coliseo

La sección se expone en laderas escarpadas, desarrolladas en torno a un curso de agua cuya orientación preferencial es N-S en el sector. La ladera que exhibe la sucesión de estratos más completa es la que se encuentra ubicada al este. Esta es abordable a través de faldas de depósitos coluviales que cubren parcialmente algunos tramos inferiores, en cuyos casos es necesario acceder a los afloramientos a través de canaletas. A mayor altura, los niveles se exponen en una cornisa que se extiende hasta el techo de la columna. Se obtuvo una potencia real de 73,6 m (Figuras 36 y 37). Entre los 63 m a 64,9 m desde la base, se midió un basculamiento de N38°W/11°NE de los estratos.

En los primeros 18,15 m de sección afloran seis niveles de areniscas, entre finas a muy finas, de tonalidades amarillentas a burdeo amarillentas. Están intensamente meteorizadas y presentan estratificación plano paralela localizada, mal preservada (Figura 32A). Desde la base, el primer paquete de areniscas posee concreciones calcáreas tabulares de hasta 60 cm de potencia. Hacia el techo la granulometría aumenta desde arena muy fina a arena fina, en conjunto con una aparición de hasta 10% de bivalvos indeterminados. Las concreciones contienen trazas fósiles indeterminadas con un índice de bioturbación 2-3, así como también abundantes niveles planares horizontales que concentran hasta un 25% de bioclastos, moderadamente fragmentados, de hasta 3 cm de tamaño. Entre ellos se encuentran bivalvos, gastrópodos y ocasionalmente escafópodos indeterminados (Figura 32B). En el tercer nivel se encuentran concreciones calcáreas tabulares similares, de hasta 330 cm de largo y 50 cm de ancho. Estas incluyen hasta un 15% de fragmentos de bivalvos y gastrópodos indeterminados, de 0,5 cm de tamaño, pero con algunas conchillas bien preservadas que pueden alcanzar hasta los 4 cm de largo (Figura 32C). La presencia de bioclastos coincide con la de clastos flotantes tamaño arena media. Las concreciones también contienen trazas fósiles indeterminadas con bajo índice de bioturbación (Figura 32C). Hacia el techo de la sucesión, en los dos últimos niveles se presentan concreciones esferoidales y elipsoidales de escala centimétrica a decimétrica. En el nivel seis estas contienen moldes ferruginosos de bivalvos y gastrópodos indeterminados, de hasta 0,5 cm, coincidentes nuevamente con la presencia de clastos flotantes tamaño arena media.

Entre los 18,15 m y 25,95 m sobreyacen dos niveles de areniscas grisáceas, con potencias de 2,2 m y 5,6 m sucesivamente. Las del nivel inferior son de granulometría fina-media, mal seleccionadas, con ocasionales clastos tamaño grava. En su porción media tiene concreciones elipsoidales decimétricas con escasos invertebrados fósiles indeterminados. El nivel superior es

de granulometría muy fina, con ocasionales intraclastos grisáceos de limolita de tamaño grava, subredondeados. Posee laminación planar horizontal mal preservada y concreciones elipsoidales de dimensiones centimétricas a decimétricas. Hacia el techo el tamaño de grano aumenta a arena fina, e incluye hasta un 10% de intraclastos de limolita y ocasionales moldes ferruginosos de bivalvos y gastrópodos, de entre 1 a 2 mm de tamaño (Figura 32D).

Entre los 25,95 m y 32,65 m sobreyacen cuatro niveles de areniscas, de tonalidades pardo claro a grisáceas, con intensa meteorización esferoidal. El primer nivel consiste en una intercalación irregular entre capas de areniscas finas con areniscas medias, con abundante matriz arcillosa. Entre los planos de estratificación basales se encuentran motas de materia orgánica, mientras que hacia el techo xilópalos. A su vez contiene escasos moldes ferruginosos de bivalvos de hasta 1 cm de tamaño y trazas fósiles vermiculares milimétricas. El segundo nivel se compone de una intercalación irregular entre capas de areniscas medias y medias-finas, con hasta un 30% de matriz arcillosa. El tercero es de granulometría fina, macizo. Desarrolla concreciones calcáreas subesféricas, blanquecinas, que coinciden con la base de la cornisa del afloramiento. El último nivel es arenisca media, con incipiente estratificación plano paralela y ondulosa. Posee intraclastos grisáceos milimétricos de limolita y escasos fragmentos de xilópalos de hasta 0,5 cm. Queda limitada en el techo por concreciones subesféricas carbonáticas, con un contacto superior neto y ondulado.

Entre los 32,65 m y 35,35 m sobreyacen dos niveles de areniscas finas de tonalidad parda. El nivel inferior se compone de concreciones tabulares de hasta 120 cm de largo y 30 cm de ancho. Estas preservan trazas fósiles indeterminadas, *Spongeliomorpha* isp. y *Diplocraterion?* isp. con un índice de bioturbación 2 (Figura 33A). Las areniscas del resto de la sucesión son similares, pero únicamente con laminación plano paralela.

Entre los 35,35 m y 37,35 m se exponen dos niveles de areniscas finas grisáceas. El nivel basal es de concreciones elipsoidales macizas de hasta 30 cm de potencia. El nivel superior desarrolla estratificación ondulosa. Está delimitado en el techo por concreciones calcáreas esféricas de 10 cm de diámetro, con un contacto superior nítido y ondulado.

Entre los 37,35 m y 41,15 m sobreyacen 3,8 m de areniscas finas-muy finas, de color grisáceo e intensamente meteorizadas. En su base posee laminación cruzada hummocky, la cual se encuentra parcialmente obliterada por *Ophiomorpha* isp. y *Skolithos* isp., con un índice de bioturbación 2 (Figura 33B). Adicionalmente contiene láminas discontinuas de limolita y concreciones calcáreas de escala centimétrica, de formas elipsoidales, esféricas o irregulares. A

partir de los 90 cm desde la base, las concreciones se tornan subesféricas y subesferoidales de dimensiones decimétricas, y tabulares con largos de hasta 400 cm.

Entre los 41,15 m y 45,5 m aflora un nivel de areniscas finas-muy finas, grisáceas, con laminación plano paralela incipiente. Presenta concreciones subesferoidales a subelipsoidales, de dimensiones similares a las del nivel anterior. En la porción media posee un nivel de concreciones calcáreas tabulares, de color de exposición rojizo, las cuales contienen abundantes niveles planares horizontales que concentran hasta un 40% de bioclastos. Estos corresponden a bivalvos y gasterópodos indeterminados, fragmentados y desarticulados, con tamaños milimétricos a centimétricos. El nivel también posee icnofósiles de sustrato blando indeterminados, con un índice de bioturbación 1-2, descritos como trazas milimétricas blanquecinas perpendiculares a la superficie de estratificación. A los 3,3 m desde la base se preservan *Thalassinoides* isp. y *Skolithos* isp. con un índice de bioturbación 1.

Entre los 45,5 m y 46,2 m sobreyacen dos niveles de areniscas finas-muy finas, grisáceas, de 0,55 m y 0,15 m de potencia sucesivamente. El primero posee laminación plano paralela bien desarrollada. La laminación se torna ondulosa hacia el noreste, mientras que al suroeste varía a estratificación cruzada planar de bajo ángulo. El segundo es un nivel macizo, con un color de exposición pardo anaranjado.

Entre los 46,2 m y 49,65 m se exponen dos niveles de areniscas finas de tonalidad grisácea, de 3,25 m y 0,2 m de potencia sucesivamente. Contienen escasos clastos flotantes tamaño grava, subredondeados. El primero posee intraclastos grisáceos de limolita subangulosos y laminación plano paralela mal desarrollada. El segundo contiene concreciones subelipsoidales centimétricas y moldes de bivalvos indeterminados de hasta 2 mm, articulados.

Entre los 49,65 m y 61,6 m se encuentran tres niveles de areniscas finas a medias-finas, de tonalidad grisácea a grisácea verdosa. El nivel inferior tiene 2,2 m de potencia. En el techo posee concreciones elipsoidales de 30 cm de largo y hasta 10 cm de ancho, compuestas de areniscas gruesas que preservan laminación plano paralela y contienen abundantes fósiles de bivalvos y gastrópodos indeterminados, desarticulados. Estos tienen en promedio 0,5 cm, pero existen ocasionales conchillas que alcanzan hasta 3 cm de largo (Figura 33C). El nivel medio tiene una potencia de 5,15 m. Posee concreciones elipsoidales centimétricas y abundantes niveles que concentran hasta un 40% de bioclastos fragmentados, de 0,1 a 1 cm, entre los que se encuentran bivalvos, braquiópodos y ostreidos indeterminados (Figura 33D). El nivel superior tiene 4,45 m de potencia. Se encuentra bien seleccionado, con clastos subangulosos y subesféricos. Posee los

mismos tipos de bioclastos fragmentados del nivel medio, pero flotantes y con tamaños entre 1 cm a 2 cm. Existen ocasionales niveles con moldes de bivalvos fragmentados, de hasta 0,5 cm de tamaño. A los 2 m sobre la base del nivel, se observan *Thalassinoides* isp. (Figura 34A) y concreciones subesféricas centimétricas a decimétricas.

Entre los 61,6 m y 64,9 m sobreyacen tres niveles de areniscas de tonalidad grisácea, de granulometrías medias a medias-finas. El primero, de 1,2 m de potencia, se encuentra mal seleccionado con fragmentos subangulosos e irregulares. Posee clastos flotantes tamaño grava y ocasionales fósiles indeterminados de hasta 3 cm de largo (Figura 34B). Hacia el techo presenta ocasionales intraclastos grisáceos de limolita, angulosos, e intraclastos amarillentos de areniscas finas, subangulosos (Figura 34C). El segundo nivel se compone de concreciones subesféricas con diámetros hasta de 20 cm, cuyo color de exposición es pardo anaranjado. El tercer nivel tiene una potencia de 1,9 m. Presenta ocasionales clastos flotantes tamaño grava, subangulosos e irregulares. En su base posee estratificación cruzada planar de bajo ángulo e intercalaciones de láminas o lentes centimétricos de limolita, con continuidad lateral de hasta 1 m, que incluyen materia orgánica (Figura 34D). Sobre las intercalaciones de limolita se encuentran concreciones tabulares de hasta 2 m de largo y 30 cm de potencia, que preservan estratificación plano paralela. Hacia la porción media se observan concreciones elipsoidales y tabulares de escala decimétrica, que presentan trazas fósiles indeterminadas descritas como formas cilíndricas, de 1 cm de diámetro, rellenas con cuarzo (Figura 34E). Hacia el techo se preservan ondulitas asimétricas en ocasionales láminas de limolita a arenisca muy fina (Figura 34F).

Entre los 64,9 m y 71,6 m sobreyace un nivel de arenisca conglomerádica, cuyos fragmentos mayores se encuentran angulosos e irregulares, de tamaño hasta 0,5 cm. Presenta ocasionales niveles planares horizontales de areniscas gruesas-muy gruesas. A los 5 m de la base existe una acumulación de hasta 60% de moldes de bivalvos indeterminados, bien preservados, con tamaños de 0,5 hasta 1,5 cm (Figura 35A). Hacia el techo la granulometría cambia a arenisca fina, con ocasionales fragmentos tamaño arena media. Fosdick *et al.* (2020) obtuvieron una edad U-Pb en circones detríticos de $65,8 \pm 1,3$ Ma en una muestra de arenisca media ubicada aproximadamente 350 m al suroeste de la sección, en un chorrillo que contiene niveles equivalentes a los descritos en la porción superior de la columna El Coliseo. De acuerdo a com. pers. (2023) con Enrique Bostelmann y Raúl Ugalde, dicha muestra se puede asociar con el nivel de areniscas recién descrito, aproximadamente a 70 m desde la base de la sección.

Entre los 71,6 m a 73,6 m afloran tres niveles de areniscas finas a muy finas, de tonalidades grisáceas a verdosas. De base a techo, el primer nivel se compone de areniscas calcáreas mal seleccionadas, macizas. Posee concreciones elipsoidales a tabulares de dimensiones decimétricas. En el techo se exponen hasta un 40% de moldes compuestos, adultos y juveniles, de bivalvos indeterminados y *Panopea?* sp. (Figura 35B). El nivel coincide con el tope de la cornisa. Los últimos dos niveles se encuentran intensamente meteorizados y fracturados, con abundantes pátinas de óxido en los planos de fractura. El primero posee ocasionales moldes de bivalvos de hasta 0,5 cm de tamaño, mientras que el segundo desarrolla estratificación cruzada planar de bajo ángulo y posee ocasionales clastos tamaño arena media. El techo de la columna se encuentra en discordancia erosiva con la cobertura cuaternaria, de potencia desconocida.

SOLO USO ACADÉMICO

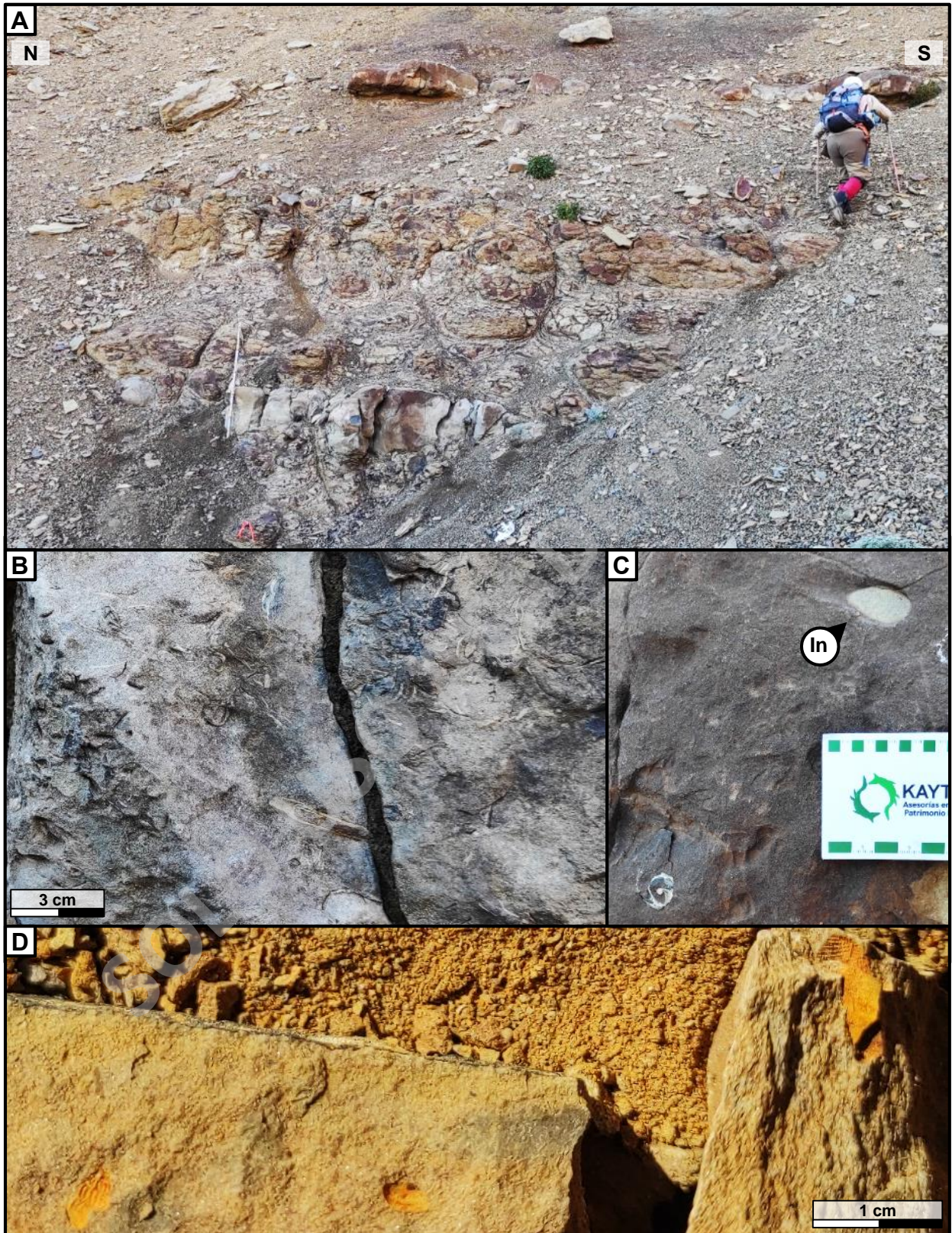


Figura 32. Atributos de la columna estratigráfica El Coliseo. **A)** Sucesión basal de areniscas intensamente meteorizadas. **B)** Bioclastos y trazas fósiles en concreción. **C)** Detalle de bioclastos y trazas fósiles indeterminadas (In) en concreción. **D)** Moldes ferruginosos de bivalvos y gastrópodos indeterminados.

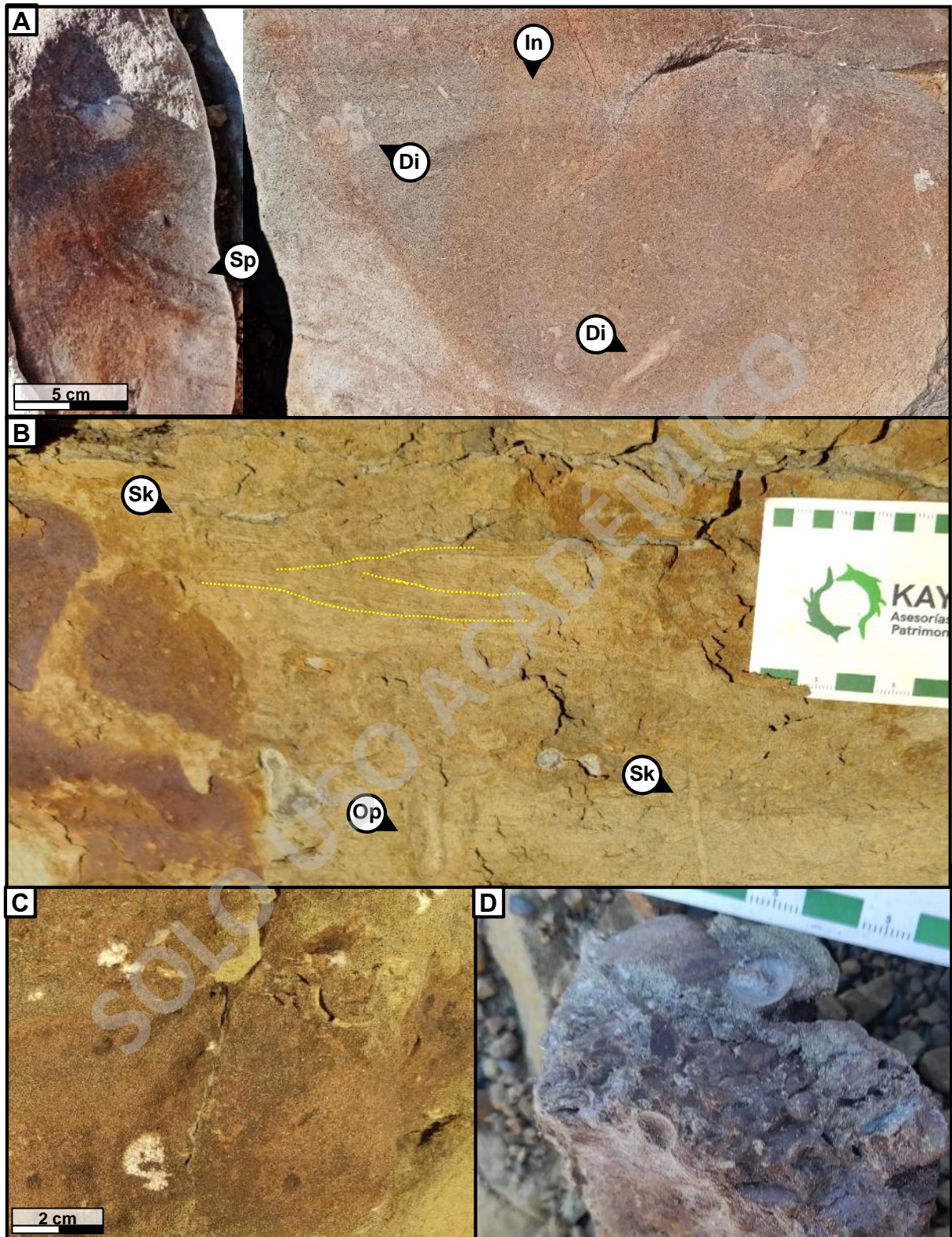


Figura 33. Atributos de la columna estratigráfica El Coliseo, parte dos. **A)** Trazas fósiles en concreción. In = indeterminada, Di = *Diplocraterion?* isp., Sp = *Spongeliomorpha* isp. La imagen fue recortada y reajustada en dos partes debido a contrastes de luz en la fotografía original. **B)** Laminación cruzada hummocky y trazas fósiles del nivel. Láminas discontinuas de limolita en el sector superior de la figura. Sk = *Skolithos* isp., Op = *Ophiomorpha* isp. **C)** Bioclastos en el nivel. Porción superior derecha exhibe bivalvos centimétricos. **D)** Bioclastos acumulados en nivel.

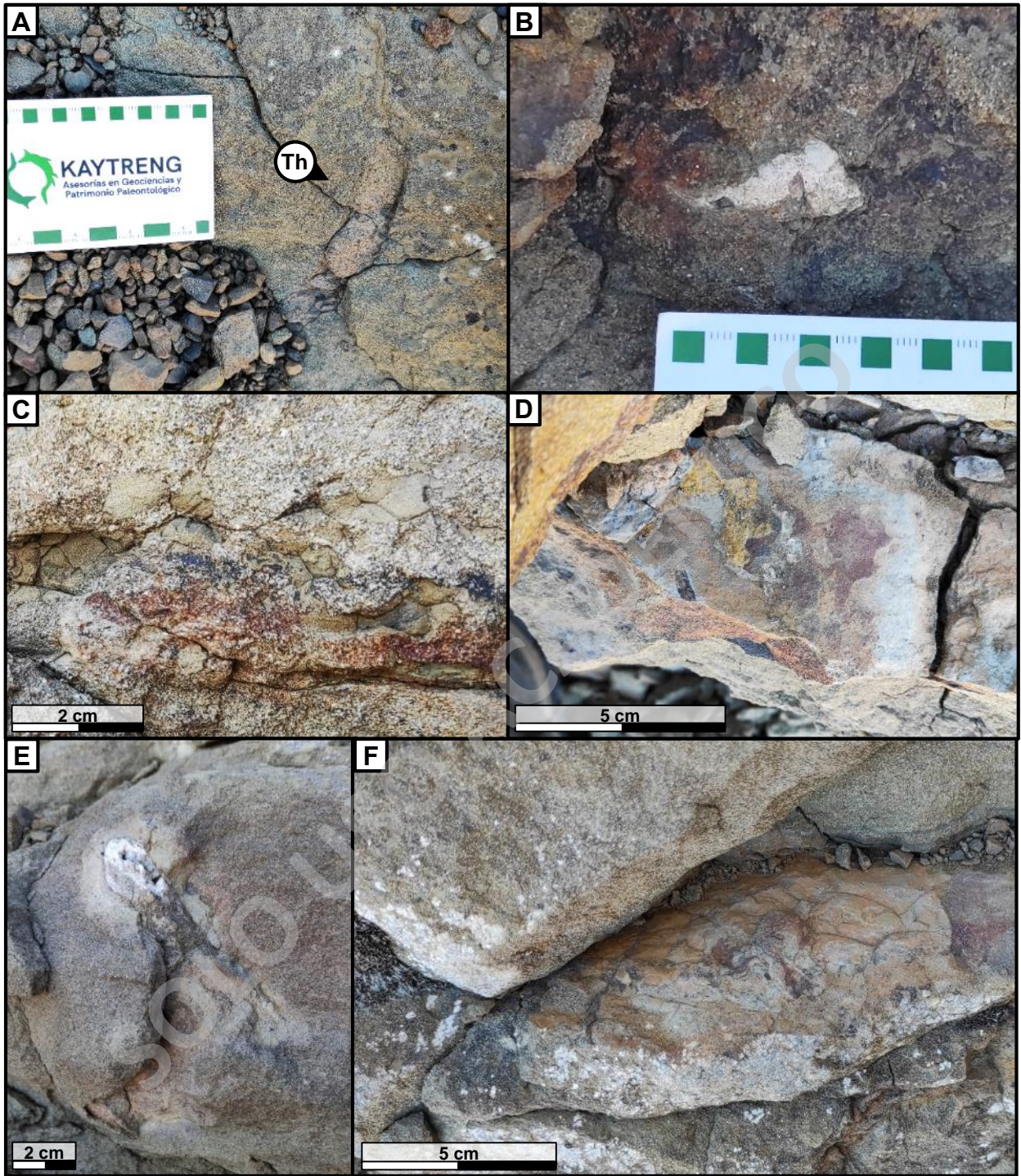


Figura 34. Atributos de la columna estratigráfica El Coliseo, parte tres. **A)** *Thalassinoides* isp. **B)** Fósil indeterminado. **C)** Intraclastos de arenisca angulosos. **D)** Materia orgánica en láminas de limolita. Vista en planta. **E)** Traza fósil indeterminada. **F)** Ondulitas asimétricas en plano de estratificación.



Figura 35. Atributos de la columna estratigráfica El Coliseo, parte cuatro. **A)** Acumulación de moldes de bivalvos indeterminados, bien preservados. **B)** Moldes compuestos de bivalvos.

SOLO USO ACADÉMICO

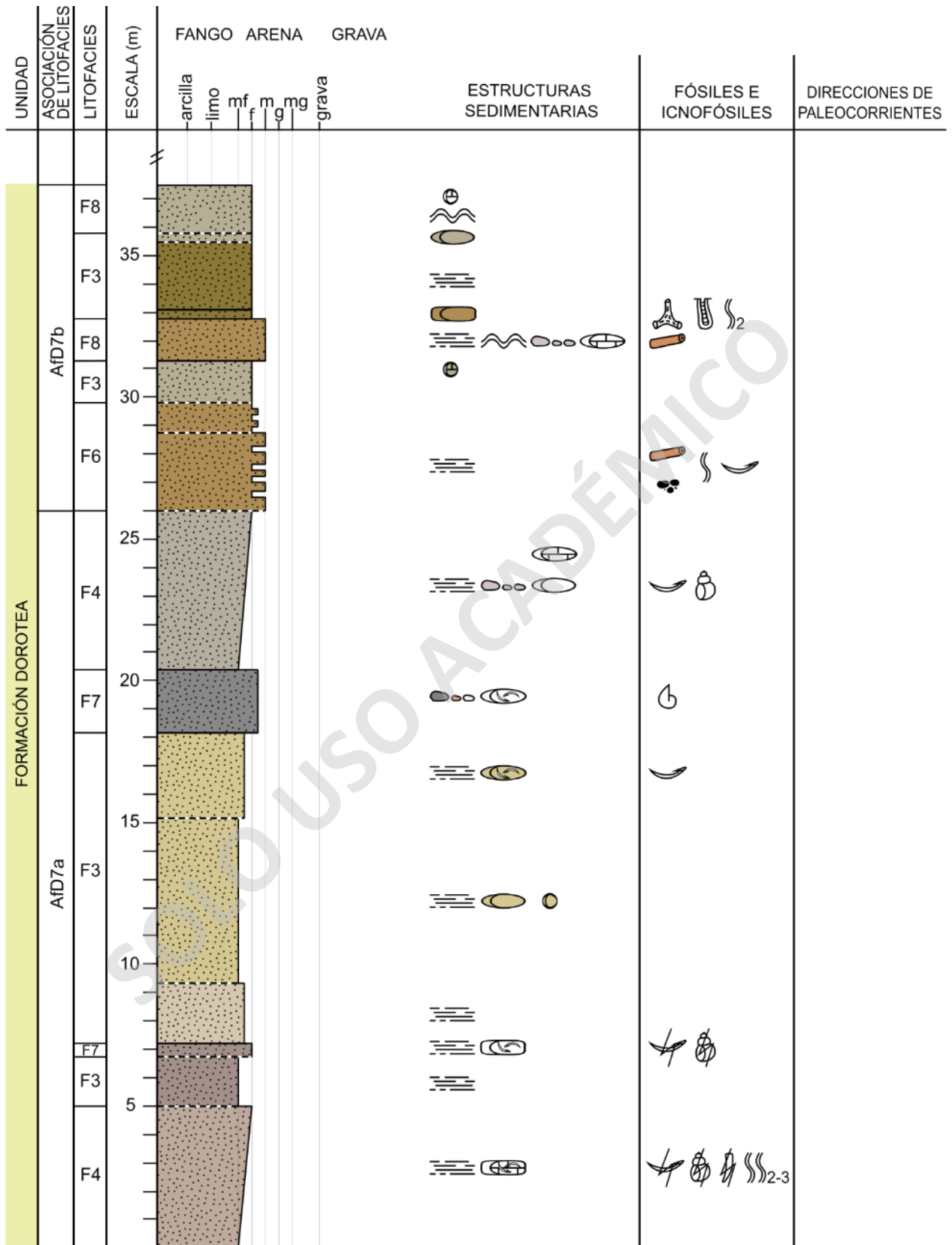


Figura 36. Columna estratigráfica El Coliseo, porción inferior desde la base hasta los 37,35 m de potencia. Escala 1:200.

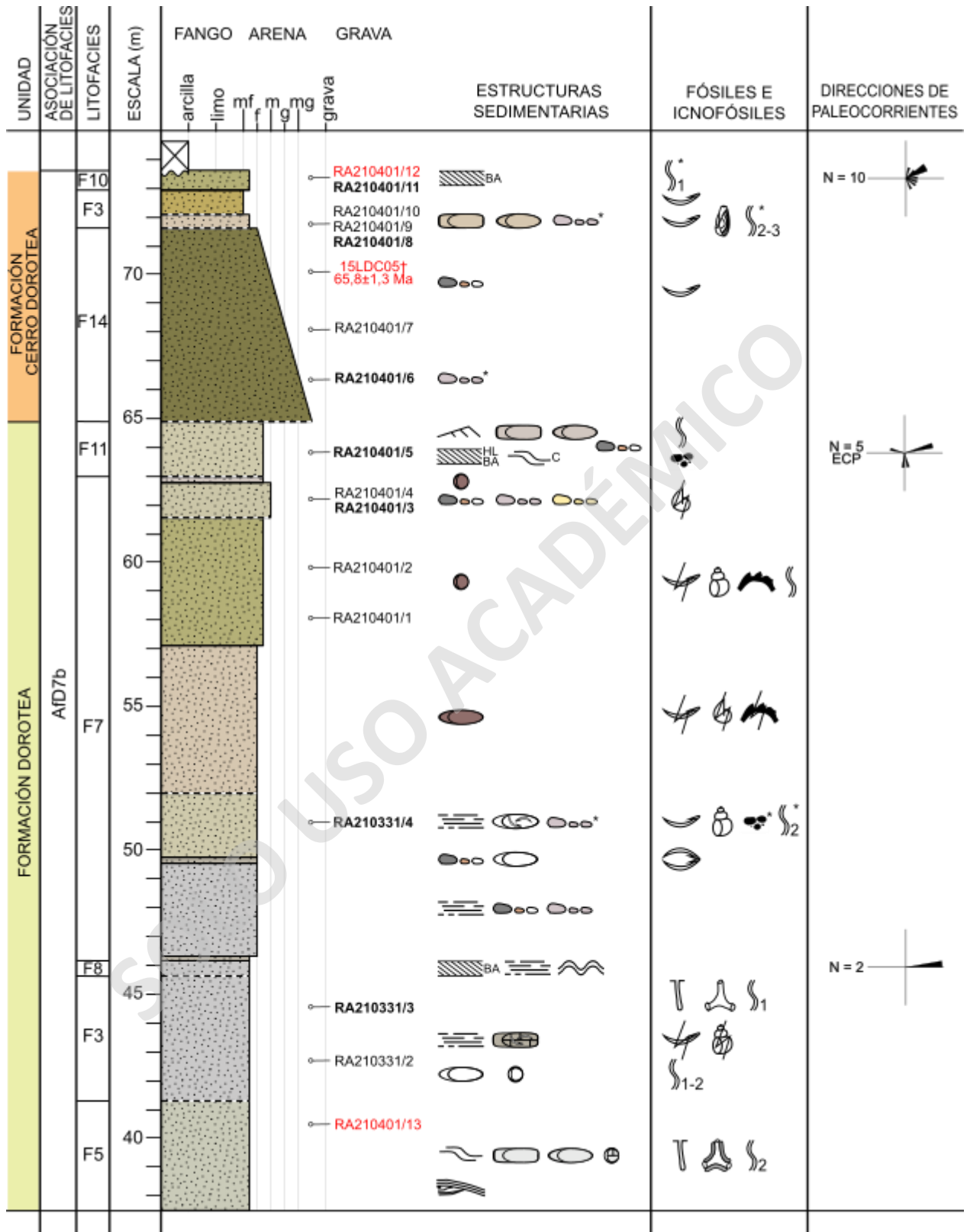


Figura 37. Columna estratigráfica El Coliseo, porción superior desde los 37,35 m hasta el techo. Escala 1:200. †Fosdick et al. (2020). ECP = medición de paleocorrientes en estratificación cruzada planar. Muestras resaltadas en negra corresponden a aquellas con cortes transparentes, mientras que en rojo las que son con objetivos geocronológicos.

5.2 Análisis de litofacies

De acuerdo a Vera (1994), el término facies fue introducido en sedimentología por Gressly (1838) como la suma total de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica. Desde aquella definición, el término se ha utilizado con una acepción abstracta, en la que facies corresponde a un conjunto de propiedades que caracterizan a los materiales estratificados, manteniendo el sentido original con el que fue introducido; o también con una acepción concreta, en donde se refiere a un conjunto de materiales con propiedades características (Vera, 1994). La acepción abstracta es un concepto carente de dimensiones, pues es referido a las propiedades de los materiales, algo intangible.

Reguant (1971) introdujo el término facies descriptiva para referirse exactamente a la acepción abstracta de facies, indicando que la definición de facies debe hacerse a partir de los rasgos observables en las mismas (litología, textura, color, estructuras sedimentarias, geometría, fósiles), destacando aquellos que puedan ser más útiles para una posterior interpretación genética.

Dado que son diversos los aspectos monográficos observables en las rocas, es posible hablar de varios tipos de facies descriptivas (Vera, 1994). Se pueden usar términos restrictivos al tipo de propiedades observadas, como las litofacies, que aluden exclusivamente a los aspectos litológicos; o las biofacies, que se refieren exclusivamente a los aspectos paleontológicos. Estos dos conceptos son complementarios, pues las litofacies son correlativas a las condiciones físico-químicas que reinaron durante el depósito, mientras que las biofacies a las condiciones biológicas. También se puede usar un criterio de escala de observación, como las microfacies, que apuntan a las características observables en un corte transparente bajo un microscopio. Usos más modernos del término facies se han extendido a las propiedades medidas en diagráfias, las electrofacies, o en perfiles sísmicos, las facies sísmicas.

En la metodología estratigráfica moderna se denominan unidades deposicionales a los conjuntos de materiales depositados bajo unas condiciones genéticas semejantes. Estas unidades no se incluyen en la clasificación de unidades de los códigos o guías estratigráficas, pero son consideradas la herramienta de trabajo fundamental en la reconstrucción genética de las rocas sedimentarias (Vera, 1994). Bosellini *et al.* (1989) establecen una jerarquía de unidades deposicionales e incluyen las facies como la unidad de rango menor. El rango inmediatamente superior a la facies es la asociación de facies, que consiste en la combinación de dos o más facies

genéticamente relacionadas y que se encuentren juntas (Vera, 1994). Las asociaciones de facies se pueden agrupar en unidades deposicionales de rango mayor, como los elementos deposicionales. Ambos términos son la expresión de la sedimentación ocurrida en una parte concreta o una parte más amplia dentro de un ambiente sedimentario, es decir, se relacionan con los subambientes de depositación. Por lo tanto, al agrupar varias asociaciones de facies y elementos deposicionales se puede definir el ambiente de depositación de los materiales.

Debido a que los aspectos litológicos fueron los atributos más continuos descritos en las secciones estudiadas, se utilizó el concepto de litofacies para desarrollar el trabajo interpretativo de los ambientes deposicionales. La información de fósiles e icnofósiles se consideró como una característica complementaria, pero no determinante. En la Tabla 5 se muestra la definición de litofacies propuesta para este trabajo, resultando en un total de 16 litofacies presentadas a modo general desde menor a mayor granulometría.

SOLO USO ACADÉMICO

Tabla 5. Definición e interpretación de litofacies.

Facies	Litología	Estructuras sedimentarias	Proceso depositacional
F1: Limolitas.	Limolitas.	Macizas o laminación plano paralela.	Deposición por decantación a partir de carga en suspensión (p. 34, 36 en Boggs, 2006).
F2: Limolitas intercaladas con areniscas.	Limolitas intercaladas con areniscas finas.	Estratificación heterolítica. Paquetes de arenisca y limolitas pueden tener laminación plano paralela.	Deposición a partir de flujos con alternancia entre condiciones de baja energía (decantación de limos) y media energía (deposición de arena). Posiblemente por procesos de difusión mareal (p. 50 en Ponce <i>et al.</i> , 2018).
F3: Areniscas muy finas a finas macizas.	Areniscas muy finas a finas.	Estratificación plano paralela mal desarrollada o macizas.	Rápida deposición a partir de un flujo de baja energía o alta concentración de sedimentos en flujos gravitacionales (p.81 en Boggs, 2006).
F4: Areniscas muy finas a finas, granocrecientes.	Areniscas muy finas a finas en tendencia granocreciente.	Estratificación plano paralela mal desarrollada. Puede contener intraclastos de limolita en la fracción gruesa.	Depósito a partir de un flujo unidireccional de baja energía en aceleración (p. 54 en Ponce <i>et al.</i> , 2018). Intraclastos indican erosión de niveles penecontemporaneos (p. 40 en Ulmer-Scholle <i>et al.</i> , 2014).
F5: Areniscas con estratificación cruzada hummocky.	Areniscas finas a medias. Puede contener clastos flotantes tamaño grava.	Estratificación cruzada hummocky. Puede estar asociada con laminación plano paralela y láminas discontinuas de limolita. Ocasionalmente ondulitas asimétricas.	Depósito de la combinación entre un flujo unidireccional y un flujo oscilatorio bajo efecto de olas de tormenta (p. 70 en Ponce <i>et al.</i> , 2018; p. 92 en Boggs, 2006). La laminación plano paralela está asociada a oleaje de alta energía (p. 451 en Arche, 2010).
F6: Intercalación irregular entre areniscas finas, medias y gruesas.	Areniscas medias intercaladas de manera irregular con paquetes de areniscas finas o gruesas. Abundante matriz de arcilla.	Areniscas finas macizas. Areniscas medias macizas o con laminación plano paralela y ondulosa. Areniscas gruesas con laminación cruzada planar de bajo ángulo.	Deposición a partir de un flujo en condiciones variables. Niveles macizos sugieren rápida deposición (p.81 en Boggs, 2006). Las estructuras en areniscas medias y gruesas sugieren deposición tractiva a partir de un flujo unidireccional de bajo a alto régimen.

Tabla 5. Continuación. Definición e interpretación de litofacies.

F7: Areniscas medias a gruesas macizas.	Areniscas medias a gruesas. Puede contener clastos flotantes tamaño grava.	Estratificación plano paralela mal desarrollada o macizas. Puede contener intraclastos de limolita, ocasionalmente de areniscas.	Rápida depositación a partir de un flujo de media a alta energía o alta concentración de sedimentos en flujos gravitacionales (p.81 en Boggs, 2006). Intraclastos indican erosión de niveles penecontemporaneos (p. 40 en Ulmer-Scholte <i>et al.</i> , 2014).
F8: Areniscas con estratificación plano paralela.	Areniscas muy finas a medias.	Estratificación o laminación plano paralela bien desarrollada. Puede estar asociada con estratificación ondulosa y ocasionalmente estratificación cruzada planar.	Depósito de carga de tracción de un flujo unidireccional de bajo a alto régimen (p. 83 en Boggs, 2006).
F9: Areniscas con estratificación plano paralela u ondulosa heterolítica.	Areniscas finas a gruesas.	Estratificación o laminación plano paralela u ondulosa heterolítica. Puede gradar a estratificación cruzada planar o en artesa.	Depósito de carga de tracción de un flujo de bajo a alto régimen (p. 83 en Boggs, 2006). Carácter heterolítico podría sugerir procesos de difusión mareal (p. 50 en Ponce <i>et al.</i> , 2018). Estratificaciones cruzadas indican flujo unidireccional.
F10: Areniscas con estratificación cruzada planar.	Areniscas finas a gruesas.	Estratificación cruzada planar. Puede gradar lateralmente a estratificación plano paralela.	Depósito de carga de tracción de un flujo unidireccional de bajo régimen. Por migración de dunas de cresta recta, por relleno de surcos o canales o por sedimentación en superficies inclinadas de playas o barras mareales (p. 87, 89 en Boggs, 2006).
F11: Areniscas con estratificación cruzada planar heterolítica.	Areniscas medias a gruesas. Comúnmente con clastos flotantes tamaño grava.	Estratificación cruzada planar heterolítica. Puede contener ondulitas asimétricas e intraclastos de limolita.	Depósito de carga de tracción de un flujo unidireccional de bajo régimen. Por migración de dunas de cresta recta, por relleno de surcos o canales o por sedimentación en superficies inclinadas de playas o barras mareales (p. 87 en Boggs, 2006). Carácter heterolítico podría sugerir procesos de difusión mareal (p. 50 en Ponce <i>et al.</i> , 2018; p. 168 en Nichols, 2019).

Tabla 5. Continuación. Definición e interpretación de litofacies.

F12: Areniscas con estratificación cruzada en artesa.	Areniscas medias a gruesas. Puede contener clastos flotantes tamaño grava.	Estratificación cruzada en artesa.	Depósito de carga de tracción de un flujo unidireccional de bajo régimen. Por migración de dunas de cresta sinuosa, por relleno de surcos o canales o por sedimentación en superficies inclinadas de playas o barras mareales (p. 87, 89 en Boggs, 2006).
F13: Areniscas con estratificación cruzada en artesa heterolítica.	Areniscas medias a gruesas. Puede contener clastos flotantes tamaño grava.	Estratificación cruzada en artesa heterolítica o con presencia ocasional de láminas discontinuas de limolita. Puede contener intraclastos de limolita, estratificación plano paralela, estratificación cruzada planar u ondulitas asimétricas.	Depósito de carga de tracción de un flujo unidireccional de bajo régimen. Por migración de dunas de cresta sinuosa, por relleno de surcos o canales o por sedimentación en superficies inclinadas de playas o barras mareales (p. 87, 89 en Boggs, 2006). Carácter heterolítico podría sugerir procesos de difusión mareal (p. 50 en Ponce <i>et al.</i> , 2018).
F14: Areniscas granodecreciente estratificadas.	Desde conglomerados a areniscas finas en tendencias granodecrecientes. Mala selección. Fracción puede contener clastos flotantes tamaño grava.	Puede contener estratificación cruzada en artesa o intraclastos de limolita.	Depósito a partir de un flujo unidireccional de alta energía en desaceleración (p. 54 en Ponce <i>et al.</i> , 2018). Por flujo gravitacional o subacuoso (p. 137 en Boggs, 2006).
F15: Conglomerados macizos.	Conglomerados medios a gruesos.	Sin estructuras.	Depósito de carga de tracción de un flujo laminar unidireccional de alta energía. Por flujo gravitacional o subacuoso (p. 137 en Boggs, 2006).
F16: Conglomerado con estratificación plano paralela o cruzada.	Conglomerados finos a gruesos matriz soportado o areniscas gruesas con clastos flotantes tamaño grava. Comúnmente contacto basal erosivo.	Puede contener estratificación plano paralela, cruzada planar o en artesa. Puede contener intraclastos de limolita. Ocasionalmente, puede presentar gradación normal.	Depósito de carga de tracción de un flujo unidireccional de alta energía y carácter turbulento. Por flujo gravitacional o subacuoso (p. 137 en Boggs, 2006).

5.2.1 Asociación de litofacias

Las litofacias definidas se agruparon en 8 asociaciones para interpretar los subambientes depositacionales (Tabla 6). Se separaron las correspondientes a la Formación Dorotea y la Formación Man Aike/Río Turbio, representadas respectivamente por los códigos AfDn(a, b, c) y AfMn. La letra n corresponde al número de asociación, mientras que a, b y c representan variaciones de una misma asociación con características sedimentológicas similares.

5.2.1.1 Formación Dorotea

AfD1: Limolitas y areniscas muy finas en tendencia granocreciente

Descripción: Se compone por la asociación de las facies F1, F3, F7, F8 y F9. Corresponde principalmente a limolitas y areniscas muy finas a finas, que pasan a areniscas medias hacia el techo. La porción más fina es maciza, a excepción del primer nivel de limolitas pobremente estratificadas en la sección Barranca de Julie. En cambio, en la porción gruesa domina la estratificación plano paralela, ocasionalmente ondulosa o plano paralela heterolítica. La granulometría más gruesa coincide con la intercalación de un nivel lenticular conglomerádico y niveles con estructuras lenticulares de areniscas férricas y clastos flotantes tamaño grava.

Presenta bivalvos, braquiópodos y ocasionalmente ostreidos, escafópodos y Pholadidae indeterminados. Los bioclastos se encuentran bien preservados, ocasionalmente fragmentados en la fracción de grano más grueso. Las trazas fósiles son indeterminadas o correspondientes a *Thalassinoides* isp. en un bajo índice de bioturbación.

Interpretación: Depósitos de prodelta/frente deltaico cercano a la desembocadura de canales subacuados.

Los niveles macizos de fangolitas y areniscas muy finas a finas en la base reflejan condiciones de baja energía y rápida depositación por decantación en un ambiente marino, favoreciendo la buena preservación de los fósiles observada en gran parte de la asociación. Hacia el techo, la mayor granulometría de las areniscas, sumado a la presencia de clastos flotantes tamaño grava indican un aumento en la energía del medio. La mayor presencia de niveles con estratificación plano paralela y los bioclastos fragmentarios sugieren una mayor carga de tracción y retrabajo por parte de un flujo unidireccional. El nivel conglomerádico lenticular podría ser un reflejo de la canalización de la corriente durante la depositación del material más grueso de la asociación

(Schwartz y Graham, 2015). La estratificación plano paralela heterolítica en el techo sugiere procesos de difusión mareal, manteniéndose las condiciones en un ambiente marino.

Los lentes de areniscas férricas hacia el techo también podrían indicar depositación a partir de un flujo canalizado. El hecho de que existan componentes oxidados en un arreglo lenticular puede ser reflejo de condiciones de sedimentación primarias que acumularon material ferromagnesiano con dicha geometría. Sin embargo, existe la posibilidad de que su origen sea completamente diagenético, similar a la génesis de las concreciones. El origen se podría corroborar mediante datos petrográficos del interfaz entre los lentes y el nivel que los contiene, buscando cambios granulométricos o composicionales que confirmen una superficie de los canales.

El icnogénero *Thalassinoides* isp. corresponde a estructuras de domicilio o alimentación de crustáceos decápodos (p. 148 en Ponce *et al.*, 2018).

El conjunto de evidencias sugiere un subambiente de prodelta a frente deltaico, en donde la carga en suspensión traída por el canal principal o distributario es depositada por suspensión a medida que ocurre una mezcla entre el agua del río con el agua marina (p. 183 en Nichols, 2009). La carga menos densa es transportada hacia sectores más distales, produciendo tendencias granocrecientes (p. 183, 187 en Nichols, 2009). El aumento en las condiciones energéticas y las estructuras lenticulares sugieren que los niveles hacia el techo se depositaron próximos al canal principal o distributario que está aportando sedimentos al sistema deltaico.

AfD2: Areniscas finas a gruesas con intercalación de niveles conglomerádicos en tendencia granocreciente

Descripción: Se compone por la asociación de las facies F3, F5, F7, F11, F14, F16 y F17. Se dispone en un contacto erosivo sobre la AfD1 y en contactos netos con la AfD3. Está compuesto por tendencias granocrecientes entre areniscas finas a medias, areniscas gruesas y conglomerados finos a gruesos. Dicha tendencia es continua con la tendencia granocreciente de la AfD1. Las areniscas finas a medias presentan comúnmente clastos flotantes tamaño grava, estratificación plano paralela y estratificación cruzada hummocky. De manera ocasional estratificación cruzada planar, ondulitas asimétricas o macizas. Las areniscas gruesas presentan estratificación plano paralela, estratificación cruzada en artesa y lentes conglomerádicos centimétricos. Los niveles conglomerádicos se presentan macizos y, ocasionalmente, con imbricación de clastos.

Presenta xilópalos y materia orgánica asociados a intercalaciones de láminas discontinuas de limolitas en la fracción de areniscas gruesas. No presenta trazas fósiles.

Interpretación: Depósitos de barras de desembocadura y canales distributarios subacuosos.

La mayor granulometría respecto a la asociación de facies AfD1 es producto de mayores condiciones energéticas, pero la tendencia granocreciente reflejada entre ambas asociaciones sugiere que forman parte del mismo sistema depositacional. Las areniscas finas a medias con estratificación cruzada planar y ondulitas asimétricas indican depositación bajo condiciones de un flujo unidireccional, interpretadas como migración de barras en su parte distal a media (p. 567, 568 en Arche, 2010). La estratificación cruzada hummocky sugiere que ocurrió un retrabajo de dicho material asociado a olas de tormenta. Las areniscas gruesas con estratificación cruzada en artesa podrían corresponder a los depósitos de migración de barras en su parte media a superior, intercalados con lentes conglomerádicos centimétricos depositados en la cresta o parte lateral de la barra (p. 567, 568 en Arche, 2010); o también como el relleno de canales (DeCelles *et al.*, 1983; Schwartz y Graham, 2015). La intercalación irregular de láminas de limolita sugiere decantación de material en eventos de retención parcial de la corriente (p. 581 en Arche, 2010). La presencia de xilópalos y materia orgánica asociada a dichas láminas indica cercanía a un medio continental, sugiriendo un carácter fluvial de la corriente (e.g Schwartz y Graham, 2015; González, 2015; Rivera *et al.*, 2020). Los niveles conglomerádicos macizos a gradados en la parte superior de la asociación pueden ser interpretados como el relleno de canales subacuosos (Schwartz y Graham, 2015), con flujos laminares a turbulentos de alta energía asociados a canales distributarios migrando lateralmente.

Se sugiere un subambiente de barras de desembocadura, donde ocurre una disminución abrupta de velocidad de los canales que alimentan al frente deltaico. En consecuencia, se deposita el material más grueso cercano al área de desembocadura, mientras que el material más fino se deposita en zonas cada vez más distales a medida que la energía del flujo del canal es disipada, produciendo tendencias granocrecientes (p. 183, 187 en Nichols, 2009). El material puede ser intensamente retrabajado por el efecto de olas o mareas, las cuales pierden influencia a mayor profundidad (p. 183 en Nichols, 2009).

En una barra de desembocadura, los sedimentos más gruesos se acumulan en su cresta o en sus regiones laterales, mientras que los más finos en la parte media y distal (p. 567, 568 en Arche, 2010). El canal distributivo puede migrar lateralmente al buscar el camino más corto hacia el mar, abandonando lóbulos que hayan crecido demasiado (p. 563 en Arche, 2010). La retención

parcial de la corriente en los canales es un fenómeno frecuente causado por vientos y oleaje, disminuyendo la velocidad del flujo y decantando materiales finos que pueden permanecer sin ser erosionados al volver a condiciones normales del canal (p. 581 en Arche, 2010).

AfD3: Areniscas muy finas macizas o bien laminadas

Descripción: Compuesta por las facies F3 y F8. Intercalación entre areniscas muy finas verdosas, de espesor métrico; y areniscas muy finas grisáceas, de espesor centimétrico. Dispuesta en contactos nítidos con la AfD2. Se presentan principalmente con laminación plano paralela bien desarrollada, ocasionalmente macizas. No posee fósiles.

Interpretación: Depósitos de bahías interdistributarias.

La granulometría muy fina con laminación plano paralela bien desarrollada refleja condiciones de sedimentación a partir de carga en suspensión en un ambiente tranquilo. La ausencia de estratificación ondulosa o cruzada hummocky sugiere que no hubo influencia de oleaje al momento de depositación, a pesar de encontrarse dichas evidencias en la asociación de facies adyacente. Esto indica que el material fue depositado en una zona relativamente protegida de dichos agentes.

Las bahías interdistributarias corresponden a una zona ubicada entre dos lóbulos de sedimentos de canales activos (p. 183 en Nichols, 2009). Corresponde a una zona poco profunda, poco conectada con el agua de mar y protegidas del efecto del oleaje (p. 183 en Nichols, 2009; p. 582 en Arche, 2010). Los sedimentos pueden ser aportados desde el canal a través de procesos de inundación: flujos no canalizados (*sheet flood*) que depositan finas capas arena y limo sobre toda el área, mientras que el material grueso se deposita en el momento del desborde formando diques naturales (*levees*); o por procesos de derrames localizados (*crevasse splay*) a través de roturas de los diques naturales (p. 582 en Arche, 2010). En el caso de los diques y derrames localizados, se forman sucesiones de base erosiva de arenas y fangos. El material también puede ser aportado por las olas, en donde los sedimentos más finos se depositan por decantación en las áreas más profundas de la bahía (p. 584 en Arche, 2010). En vista de la ausencia de contactos erosivos, es más probable que los sedimentos hayan sido aportados por olas que se estancaron en la bahía interdistributaria.

AfD4a: Areniscas con estratificación cruzada intercaladas con areniscas macizas y subordinados niveles conglomerádicos

Descripción: Se compone de las facies F7, F8, F13, F16 y F17, aunque también contiene las F3, F6, F9, F11 y F15. En Barranca de Julie se dispone en contacto erosivo sobre la AfD2. Corresponde a areniscas medias y gruesas, ocasionalmente finas, intercaladas con niveles conglomerádicos de espesores centimétricos a métricos. Los niveles conglomerádicos de espesor centimétrico suelen ser de geometría lenticular y base erosiva. Las areniscas preservan estratificación cruzada planar o en artesa, en menor medida estratificación plano paralela o macizas. Ocasionalmente contienen estratificación heterolítica o ondulosa. En las fracciones más gruesas de areniscas se encuentran clastos flotantes tamaño grava y/o lentes conglomerádicos centimétricos. Los paquetes conglomerádicos suelen ser macizos, pero pueden contener estratificación plano paralela o cruzada. En Barranca de Julie las paleocorrientes indican direcciones entre el este al suroeste (n = 6).

Los niveles contienen ocasionalmente bivalvos e invertebrados indeterminados, fragmentados a bien preservados, además de *Thalassinoides* isp. en un índice de bioturbación de 2 a 3. Destaca un conglomerado bioclástico de espesor métrico (F16) en Barranca de Julie, con presencia bivalvos desarticulados y moderadamente fragmentados.

Interpretación: Depósitos de canales distributarios.

Las estructuras sedimentarias y granulometrías son indicativas de depositación a partir de flujos tractivos unidireccionales, de mayor energía que en las asociaciones de facies inferiores. Los niveles conglomerádicos lenticulares asociados con areniscas con estratificaciones cruzadas y de contactos basales erosivos, son interpretados como el relleno de canales (Schwartz y Graham, 2015). La mayor frecuencia de dichos niveles conglomerádicos con respecto a la AfD2, sugiere un medio de depositación con mayor dominio de canales. La ocasional estratificación planar heterolítica sugiere procesos de difusión mareal, indicando condiciones marinas. El conglomerado bioclástico podría corresponder a un depósito de barras de grava en las que ocurrió una acumulación de invertebrados marinos asociados a la distribución de algas, los cuales fueron posteriormente fragmentados y desarticulados por acción del oleaje (Le Roux *et al.*, 2010). De manera alternativa, podría corresponder al relleno de canales de gran escala.

El icnogénero *Thalassinoides* isp. corresponde a estructuras de domicilio o alimentación de crustáceos decápodos (p. 148 en Ponce *et al.*, 2018), sugiriendo aguas bien oxigenadas.

Las paleocorrientes en Barranca de Julie reflejan una amplia dispersión de direcciones de flujo, pero con una tendencia generalizada hacia el sur ($n = 6$). Considerando dicha dispersión y las evidencias anteriores, se interpreta un ambiente depositacional de canales distributarios en un sistema deltaico, posiblemente con un patrón de dispersión de sedimentos hacia el sur.

AfD4b: Areniscas con estratificación heterolítica y limolitas macizas en tendencia granodecreciente

Descripción: Compuesta por las facies F1, F9, F10, F12 y F14. Corresponde a areniscas medias-gruesas, medias-finas y limolitas en una tendencia granodecreciente. La fracción de arenas preserva estratificación plano paralela, cruzada planar, cruzada en artesa de bajo ángulo y ondulosa, ocasionalmente lentes de areniscas férricas. Las estratificaciones son heterolíticas debido a la presencia regular de láminas discontinuas de limolita que comúnmente contienen materia orgánica y ocasionalmente xilópalos. Los paquetes de limolitas son macizos, con motas de materia orgánica en su porción superior. En Quebrada Arauco, paleocorrientes de un nivel de areniscas con estratificación cruzada planar (F12) indican direcciones preferentemente hacia el noreste ($n = 5$), mientras que un nivel con estratificación cruzada en artesa (F14) tiene direcciones hacia el noroeste ($n = 11$).

Las areniscas pueden contener *Thalassinoides* isp. y *Ophiomorpha* isp., en un bajo índice de bioturbación.

Interpretación: Depósitos de canales en una posición intermareal.

Las granulometría y estructuras sedimentarias son indicativas de depósitos tractivos a partir de flujos unidireccionales de bajo a alto régimen y relativamente alta energía. Los lentes de areniscas férricas podrían indicar el relleno de canales, tal como fue planteado para la AfD1. La presencia de materia orgánica y xilópalos sugiere un aporte desde un medio fluvial (e.g. Schwartz y Graham, 2015; González, 2015; Rivera *et al.*, 2020). Tendencias granodecrecientes similares han sido interpretadas como los depósitos de ríos o canales distributarios (facies 2 de Gutiérrez *et al.*, 2017), permitiendo relacionar la asociación con un medio afectado por canales. La intercalación regular de láminas de limolita sugiere el efecto de procesos mareales, por lo que la depositación estaría controlada tanto por procesos marinos como fluviales.

Los paquetes macizos de limolitas reflejan eventos de rápida depositación a partir de carga en suspensión. Estos son interpretados como los depósitos asociados a una interacción de agua

dulce con agua de mar. En presencia de agua salina, los cationes libres del agua interactúan con las cargas negativas de las partículas de arcilla suspendidas, disminuyendo la repulsión de estas últimas. En estas condiciones, las fuerzas de Van der Waals son capaces de formar flóculos, que son menos densos que las partículas que los constituyen, pero a medida que aumentan de tamaño sedimentan por decantación (p. 639 en Arche, 2010). La depositación de este material ocurre principalmente en una transición fluvial-marina, asociada a la presencia de una cuña marina (p. 645 en Arche, 2010).

La presencia de *Ophiomorpha* isp. está comúnmente vinculada a la actividad de crustáceos decápodos que construyen excavaciones con paredes recubiertas en ambientes energéticos (p. 143 en Ponce *et al.*, 2018). Esto podría explicar su bajo índice de bioturbación en conjunto con *Thalassinoides* isp., que también corresponde a estructuras de crustáceos decápodos (p. 148 en Ponce *et al.*, 2018). Aunque no se pueda definir una icnofacies, ambos icnogéneros están asociados, por separado, a icnofacies de sustrato blando (p. 59 en Buatois y Mángano, 2011).

Considerando el conjunto de evidencias, se interpreta un ambiente de canales mareales. El carácter heterolítico permite asociarlos a una posición intermareal (Schwartz y Graham, 2015). Respecto a la distribución de paleocorrientes en Quebrada Arauco, existen dos posibles interpretaciones: 1) la dirección de depositación de los canales es variable entre noreste a noroeste; 2) el nivel de areniscas de la F12 corresponde a depósitos de barras longitudinales asociadas al desarrollo de canales mareales, las cuales migran lateralmente respecto a la dirección de la corriente (p. 643, 644 en Arche, 2010), mientras que las areniscas de la F14 serían el relleno de canales, con paleocorrientes en general perpendiculares a las de las barras.

AfD4c: Areniscas con estratificación cruzada en artesa en tendencias granodecrecientes

Se compone de las facies F13 y F15. En Quebrada Arauco se dispone en contacto erosivo sobre la AfD4b. Corresponde a areniscas medias y gruesas, ocasionalmente muy gruesas. Las litologías se presentan generalmente en sutiles tendencias granodecrecientes. Las areniscas preservan estratificación cruzada en artesa, ocasionalmente estratificación cruzada planar, ondulitas escalantes, e intercalaciones irregulares de lentes o láminas discontinuas de limolita. En las fracciones más gruesas de areniscas se encuentran clastos flotantes tamaño grava. En Quebrada Arauco, las paleocorrientes varían con direcciones hacia el noroeste, suroeste y sur (n = 48).

Se pueden encontrar xilópalos y motas de materia orgánica en las capas de limolita. Algunos niveles contienen *Spongeliomorpha* isp. en un índice de bioturbación 3 o trazas fósiles indeterminadas en un índice de 1.

Interpretación: Depósitos de canales en una posición supramareal.

Las estructuras sedimentarias y granulometrías son indicativas de depositación a partir de flujos tractivos unidireccionales, de mayor energía que en la AfD4b. La estratificación cruzada en artesa de gran escala es formada en medios fluviales por migración de dunas de cresta sinuosa en sentido de la corriente, mientras que la estratificación cruzada planar puede ser formada por migración de barras o dunas de cresta recta en el mismo medio (DeCelles *et al.*, 1983). La presencia de ondulitas escalantes también puede estar asociada a la migración de dunas en ambientes fluviales (p. 91 en Boggs, 2006). La intercalación irregular de láminas o lentes de limolita pueden ser interpretados como procesos de retención parcial de corriente, similar a lo planteado en la AfD2 (p. 581 en Arche, 2010). El aporte de materia orgánica y xilópalos puede estar relacionado a material en suspensión desde un medio fluvial (e.g. Schwartz y Graham, 2015; González, 2015; Rivera *et al.*, 2020).

La presencia de *Spongeliomorpha* isp. se puede interpretar como estructuras de domicilios de decápodos suspensívoros o estructuras de cría o cultivo bacteriano (p. 145 en Ponce *et al.*, 2018). El estriamiento característico de sus cavidades es indicativo de un sustrato moderadamente estabilizado (p. 67 en Buatois y Mángano, 2011).

Considerando que esta asociación sobreyace a una sucesión de canales intermareales, pero sin evidencia de influencias mareales, se interpreta una depositación de canales en una posición supramareal. Las paleocorrientes medidas en Quebrada Arauco muestran una amplia dispersión, sin embargo, el patrón de direcciones es en general hacia el suroeste (n = 48).

AfD5: Areniscas finas intercaladas con limolitas

Descripción: Se compone de las facies F1, F2 y F3. Corresponde a areniscas finas y limolitas en niveles macizos o con laminación plano paralela. Se dispone en contacto nítido sobre la AfM1 en Barranca de Julie.

En los niveles de areniscas se pueden encontrar bivalvos y braquiópodos indeterminados, bien preservados, como también trazas fósiles indeterminadas en índices de bioturbación 1 a 3.

Ocasionalmente motas de materia orgánica. En un nivel de limolitas en Barranca de Julie se encuentran *Thalassinoides* isp. en un índice de bioturbación 4.

Interpretación: Depósitos de canales distributarios abandonados.

Las granulometrías y estructuras sedimentarias son indicativas de depositación a partir de carga en suspensión en un ambiente tranquilo, protegido de las condiciones de alta energía de la AfD4a. La intercalación entre capas de arenisca y limolita sugiere procesos de difusión mareal. La presencia de bivalvos y braquiópodos indican un ambiente subacuoso, pero próximo al continente debido a las motas de materia orgánica aportadas posiblemente desde un medio fluvial (e.g. Le Roux *et al.*, 2010; Schwartz y Graham, 2015; González, 2015; Rivera *et al.*, 2020).

El icnogénero *Thalassinoides* isp. corresponde a estructuras de domicilio o alimentación de crustáceos decápodos (p. 148 en Ponce *et al.*, 2018). Al encontrarse en un alto índice de bioturbación, se infieren condiciones ambientales que permitieron la proliferación de una gran cantidad de organismos.

Considerando la baja energía el ambiente, la influencia de condiciones marinas y su asociación vertical con facies de canales distributarios, se interpreta la AfD5 como los depósitos de canales distributarios abandonados. El abandono de canales es un proceso frecuente, siendo rellenados por aportes ocasionales de desbordamientos de canales adyacentes activos y quedando abierta al mar en su parte más distal (p. 581, 582 en Arche, 2010). Esto da como resultado una sucesión de sedimentos finos y sin tendencia granulométrica definida (p. 582 en Arche, 2010).

AfD6: Areniscas con estratificación plano paralela y cruzada planar intercaladas con niveles conglomerádicos

Descripción: Se compone de las facies F7, F8, F9, F11, F12 y F17. Corresponde a areniscas medias a gruesas, en menor medida finas o muy gruesas, intercaladas con niveles conglomerádicos de espesores centimétricos a métricos. Las areniscas preservan estratificación plano paralela y cruzada planar, generalmente de bajo ángulo. Ocasionalmente presentan estratificación heterolítica, ondulitas asimétricas, estratificación cruzada en artesa o intercalaciones irregulares de lentes o láminas discontinuas de limolita. Los paquetes conglomerádicos pueden contener estratificación plano paralela o cruzada planar. En Cerro La Boina, paleocorrientes indican direcciones hacia el suroeste y noroeste (n = 5).

Asociado con la presencia de xilópalos o materia orgánica se pueden encontrar bivalvos, ostreidos y terebratúlidos indeterminados, como también algunos niveles con dientes de tiburón u ocasionalmente troncos fósiles. Los niveles también presentan *Ophiomorpha* isp., *Ophiomorpha nodosa*, *Skolithos* isp., *Thalassinoides* isp. y *Diplocraterion* isp. en índices de bioturbación 1-2, ocasionalmente 3.

Interpretación: Depósitos de anteplaya (*foreshore*).

Las estructuras sedimentarias y granulometrías son indicativas de deposición a partir de flujos tractivos unidireccionales. Las estratificaciones planares heterolíticas sugieren procesos de difusión mareal, indicando condiciones marinas. Las ondulitas asimétricas pueden ser formadas por corrientes de backwash o corrientes costaneras en ambientes de playa, como también en medios fluviales (p. 86 en Boggs, 2006). El aporte de materia orgánica y xilópalos puede estar relacionado a sedimento en suspensión desde un medio fluvial (e.g. Schwartz y Graham, 2015; González, 2015; Rivera *et al.*, 2020), aunque dicho material puede ser distribuido a través de la costa mediante corrientes mareales o costaneras (p. 200 en Nichols, 2009). La intercalación irregular de láminas o lentes de limolita pueden ser interpretados como procesos de retención parcial de corriente, similar a lo planteado en la AfD2 (p. 581 en Arche, 2010).

El conjunto de icnogéneros permite interpretar una icnofacies de *Skolithos*, característica de sustrato blando en ambientes marinos tales como anteplaya (*foreshore*), frente de playa superior (*upper shoreface*) y frente de playa medio (*middle shoreface*) (p. 61, 62 en Buatois y Mángano, 2011). Dicha icnofacies está asociada con una dominancia de organismos que se alimentan por suspensión, lo cual sugiere la presencia de abundantes partículas orgánicas mantenidas en suspensión en una columna de agua bien oxigenada por olas y corrientes (p. 61 en Buatois y Mángano, 2011). El emplazamiento de dichas trazas, principalmente verticales, profundas y con una baja icnodiversidad, sugiere un ambiente energético y con erosión (p. 62 en Buatois y Mángano, 2011).

En base al conjunto de evidencias, se interpreta un ambiente de anteplaya (*foreshore*). Este tipo de depósitos se componen de areniscas finas a medias, pero pueden incluir algunos niveles conglomerádicos (p. 313 en Boggs, 2006). Las estructuras sedimentarias corresponden principalmente a estratificación plano paralela o estratificación cruzada planar de bajo ángulo (p. 313 en Boggs, 2006; p. 228 en Nichols, 2009). Se descarta un medio fluvial al no encontrar evidencias de relleno de canales, tales como estratificación cruzada en artesa de gran escala en areniscas ni niveles conglomerádicos lenticulares. También se descarta un ambiente de frente de

playa, al tratarse de granulometrías más gruesas de las esperables en un *shoreface* medio y al no existir una predominancia de estratificaciones cruzadas en artesa característica de *shoreface* superior (p. 313 en Boggs, 2006; Dashtgard *et al.*, 2021).

AfD7a: Areniscas muy finas a medias pobremente estratificadas

Descripción: Se compone de las facies F3, F4 y F7. Areniscas muy finas a finas, ocasionalmente medias. Se encuentran pobremente estratificadas o macizas, en tendencias granocrecientes asociadas a F4. La fracción de areniscas medias posee clastos flotantes tamaño grava.

Presenta principalmente bivalvos, gastrópodos y bioclastos indeterminados. Se encuentran fracturados a bien preservados, de tamaños milimétricos a centimétricos, flotantes o acumulados en niveles plano paralelos.

Interpretación: Depósitos en una zona inferior de un frente de playa (*lower shoreface*).

La estratificación plano paralela pobremente desarrollada y los paquetes macizos de areniscas reflejan condiciones de rápida depositación a partir de un flujo de baja energía o a partir de flujos gravitacionales con una alta concentración de sedimentos. Los fósiles son indicativos de un ambiente subacuático de salinidad normal. La presencia de clastos flotantes tamaño grava y bioclastos acumulados en niveles plano paralelos, tanto fragmentarios como bien preservados, sugieren la acción parcial de un agente sedimentario adicional capaz de aportar, retrabajar y acumular fragmentos de mayor tamaño que la granulometría muy fina a fina de las areniscas.

Se interpreta un ambiente de frente de playa en su zona inferior. Este tipo de depósitos se forman en ambientes de relativamente baja energía, compuestos predominantemente de areniscas finas a muy finas y con estructuras sedimentarias que pueden variar entre estratificación plano paralela, estratificación cruzada de pequeña escala y estratificación cruzada hummocky asociada a olas de tormenta (p. 313 en Boggs, 2006).

AfD7b: Areniscas muy finas a medias con estratificaciones planares, cruzadas y ondulosas

Descripción: Se compone de las facies F3, F5, F6, F7, F8, F11 y F12. Se incluye también la facies F15, granulométricamente distintiva respecto del resto de la asociación. Se dispone en contacto transicional sobre la AfD6a en El Coliseo. Corresponde a areniscas muy finas a finas, ocasionalmente medias, mientras que la facies F15 representa areniscas conglomerádicas a

areniscas finas en una tendencia granodecreciente. Los niveles pueden presentar clastos flotantes tamaño grava con mayor frecuencia que en la AfD6a. Las areniscas se presentan macizas o con laminación/estratificación plano paralela, en menor medida con estratificación ondulosa o cruzada planar de bajo ángulo. Ocasionalmente se pueden encontrar niveles con estratificación cruzada hummocky o estratificación cruzada planar heterolítica de bajo ángulo.

Los fósiles corresponden principalmente a bivalvos, gastrópodos y ostreidos indeterminados, que se encuentran desde fragmentarios a bien preservados, milimétricos a centimétricos, flotantes a acumulados en niveles plano paralelos. De manera ocasional se presentan motas de materia orgánica asociada a láminas de limolita o xilópalos. Se pueden encontrar trazas fósiles de *Skolithos* isp., *Thalassinoides* isp. y *Ophiomorpha* isp. en índices de bioturbación 1-2, aunque ocasionalmente un nivel contiene *Spongiomorpha* isp., *Diplocraterion* isp. e indeterminadas en índices de bioturbación 1-2.

Interpretación: Depósitos en una zona media de un frente de playa (*middle shoreface*).

Las estructuras sedimentarias sugieren eventos de rápida depositación a partir de carga en suspensión y sedimentación a partir de flujos tractivos unidireccionales de bajo a alto régimen, de baja a media energía. Los fósiles son indicativos de un ambiente subacuático, aunque la presencia ocasional de motas de materia orgánica y xilópalos sugieren un menor aporte continental (e.g. Schwartz y Graham, 2015; González, 2015). La estratificación cruzada hummocky y la estratificación cruzada planar heterolítica indican depositación bajo condiciones de olas de tormenta y procesos mareales, respectivamente. Al igual que con la AfD6a, la presencia de clastos flotantes tamaño grava y bioclastos acumulados en niveles plano paralelos, tanto fragmentarios como bien preservados, sugieren la acción parcial de un agente sedimentario adicional capaz de aportar, retrabajar y acumular fragmentos de mayor tamaño que la granulometría muy fina a fina de las areniscas. En vista de la evidencia de olas de tormenta y la presencia de estratificaciones ondulosas, dicho agente sedimentario podría atribuirse a la acción de oleaje. El nivel de grano grueso correspondiente a la facies F15 refleja un aumento abrupto en la energía del medio, asociado a una corriente en desaceleración. Los bivalvos centimétricos bien preservados en el techo del nivel sugieren poco retrabajo de los clastos durante el transporte.

El conjunto de *Skolithos* isp., *Ophiomorpha* isp. y *Diplocraterion* isp. permite interpretar una icnofacies de *Skolithos*, sugiriendo condiciones de alta energía en aguas bien oxigenadas por olas y corrientes (p. 61 en Buatois y Mángano, 2011). Aunque los icnogéneros *Thalassinoides* isp. y *Spongiomorpha* isp. no forman parte del ensamble típico de dicha icnofacies,

corresponden a trazas interpretadas como estructuras de domicilio o alimentación de crustáceos decápodos (p. 107, 145, 148 en Ponce *et al.*, 2018). Considerando que se encuentran asociadas a los mismos niveles y en bajos índices de bioturbación, podrían indicar condiciones ambientales similares a las de la icnofacies *Skolithos*.

Se interpreta un ambiente de frente de playa en su zona media. Este tipo de depósitos se forma en condiciones de alta energía debido a la acción de olas rompientes, corrientes costaneras y de resaca (p. 313 en Boggs, 2006). Los sedimentos corresponden principalmente a arenas finas a medias, con menores cantidades de limo y bioclastos, que pueden presentarse en estratificaciones cruzadas y plano paralelas (p. 313 en Boggs, 2006). Respecto a la facies F15 al techo de la asociación, esta podría ser interpretada como el depósito de corrientes costaneras ocurriendo en una zona cada vez más cercana a la línea de costa. Esto es coherente con la tendencia de somerización del ambiente depositacional reflejada por la transición entre la AfD6a y AfD6b en El Coliseo. Las corrientes costaneras son unos de los más importantes mecanismos para transporte y sedimentación en los ambientes de playa debido a sus altas velocidades, a diferencia de las corrientes de resaca que son un fenómeno principalmente superficial (p. 310, 311 en Boggs, 2006).

5.2.1.2 Formación Man Aike/Río Turbio

AfM1: Intercalación de conglomerados y areniscas finas a gruesas

Descripción: Se compone de las facies F7, F8, F13, F16 y F17. Conglomerados finos a gruesos mal seleccionados, de espesor métrico en Barranca de Julie a espesores centimétricos en Quebrada Arauco, intercalados con areniscas finas a gruesas. Los paquetes conglomerádicos tienen contactos basales erosivos y se suelen encontrar macizos, ocasionalmente con estratificación plano paralela y cruzada en artesas. En Quebrada Arauco se presentan con geometría lenticular. Las areniscas se pueden encontrar macizas, con estratificación plano paralela o cruzada.

Los fósiles corresponden a invertebrados marinos, desde fragmentarios a bien preservados, como también a estróbilos de Gimnosperma y ocasionalmente troncos fósiles en Barranca de Julie. Entre los invertebrados se encuentran bivalvos, braquiópodos y gastrópodos indeterminados. En la sección Quebrada Arauco, ocasionalmente se encuentran ostreidos y Trochidae indeterminados, además de *Terebratella* sp. con marcas de depredación, *Oichnus* isp.

En Cerro La Boina, un nivel conglomerádico contiene pectínidos indeterminados. Las trazas fósiles son limitadas, correspondiendo a *Thalassinoides* isp., *Ophiomorpha* isp. y *Gastrochaenolites* isp. en Quebrada Arauco.

Interpretación: Depósitos de canales mareales.

Los fósiles de invertebrados son indicativos de un ambiente marino, próximo al continente debido a la presencia de materia orgánica, troncos y estróbilos bien preservados (e.g. Le Roux *et al.*, 2010; Rodríguez Raising, 2010). La presencia de ostras en Quebrada Arauco sugiere un ambiente de aguas salobres cercano a la salida del río (Le Roux *et al.*, 2010). Los conglomerados lenticulares a tabulares se interpretan como el relleno de canales (Rodríguez Raising, 2010; Rodríguez Raising, 2010). El nivel conglomerádico de dimensiones métricas en Barranca de Julie podría corresponder al relleno de canales de gran escala.

La presencia de trazas fósiles de sustrato blando como *Ophiomorpha* isp. y *Thalassinoides* isp. en bajos índices de bioturbación podrían indicar ambientes marinos de alta energía (p. 59, 143, 148 en Ponce *et al.*, 2018). El icnogénero *Gastrochaenolites* isp. corresponde a estructuras de domicilio de bivalvos perforantes suspensívoros, asociados a sustratos duros (p. 126 en Ponce *et al.*, 2018; p. 53 en Buatois y Mángano, 2011). Por lo tanto, la presencia de *Gastrochaenolites* isp. podría sugerir una pausa en la depositación que permitió la consolidación del sustrato previo al desarrollo de cavidades de bivalvos suspensívoros.

Considerando las evidencias fluviales y marinas, se interpreta un ambiente de canales mareales de aguas salobres. Intercalaciones entre conglomerados y areniscas similares han sido interpretadas también como depósitos de canales mareales por Gutiérrez *et al.* (2017) y Morales (2020).

Tabla 6. Resumen de asociaciones de litofacies.

Asociación de litofacies	Interpretación genética
AfD1: Limolitas y areniscas muy finas en tendencia granocreciente	Prodelta/frente deltaico cercano a la desembocadura de canales subacuosos.
AfD2: Areniscas finas a gruesas con intercalación de niveles conglomerádicos en tendencia granocreciente	Barras de desembocadura y canales distributarios subacuosos.
AfD3: Areniscas muy finas macizas o bien laminadas	Bahías interdistributarias.
AfD4a: Areniscas con estratificación cruzada intercaladas con areniscas macizas y subordinados niveles conglomerádicos	Canales distributarios.
AfD4b: Areniscas con estratificación heterolítica y limolitas macizas en tendencia granodecreciente	Canales intermareales.
AfD4c: Areniscas con estratificación cruzada en artesa en tendencias granodecrecientes	Canales supramareales.
AfD5: Areniscas finas intercaladas con limolitas	Canales distributarios abandonados.
AfD6: Areniscas con estratificación plano paralela y cruzada planar intercaladas con niveles conglomerádicos	Anteplaya (<i>foreshore</i>).
AfD7a: Areniscas muy finas a medias pobremente estratificadas	Zona inferior de un frente de playa (<i>lower shoreface</i>).
AfD7b: Areniscas muy finas a medias con estratificaciones planares, cruzadas y ondulosas	Zona media de un frente de playa (<i>middle shoreface</i>).
Afm1: Intercalación de conglomerados y areniscas finas a gruesas	Canales mareales.

5.2.2 Interpretación general de ambientes deposicionales

5.2.2.1 Formación Dorotea

En Barranca de Julie, el conjunto de las asociaciones AfD1, AfD2, AfD3, AfD4a y AfD5 fueron interpretadas como subambientes de un sistema deltaico, representando la progradación desde un prodelta/frente deltaico a canales distributarios (Figura 38). De acuerdo a la clasificación de Orton y Reading (1993) y Reading y Collinson (1996), se puede considerar como un delta de carga mixta entre arena y grava. Dichos sistemas deltaicos se caracterizan por tener áreas fuentes pequeñas o medianas y estar alimentados por canales trenzados (p. 578 en Arche, 2010). El frente deltaico suele tener un perfil cóncavo y mostrar un rápido descenso del tamaño de grano hacia su parte distal. Continuando con la clasificación, las estratificaciones cruzadas hummocky en la AfD2 sugieren que hubo retrabajo de material asociado a olas de tormenta o de alta energía. Además, en la AfD3 se interpreta un aporte de sedimentos provenientes del oleaje. Teniendo en cuenta dichos aspectos, el sistema deltaico puede ser clasificado como uno dominado por olas. Sin embargo, la dominante potencia representada por depósitos de canales distributarios, intercalados con depósitos de canales distributarios abandonados, sugiere que también ocurrió un dominio fluvial (p. 190 en Nichols, 2009). De este modo, puede ser clasificado como un delta de dominio mixto entre procesos fluviales y de oleaje. Por último, las direcciones de paleocorrientes sugieren hubo un patrón de dispersión de sedimentos hacia el sur ($n = 6$) (Figura 38), aunque se necesitaría de un mayor número de mediciones en las secciones para corroborar esta tendencia.

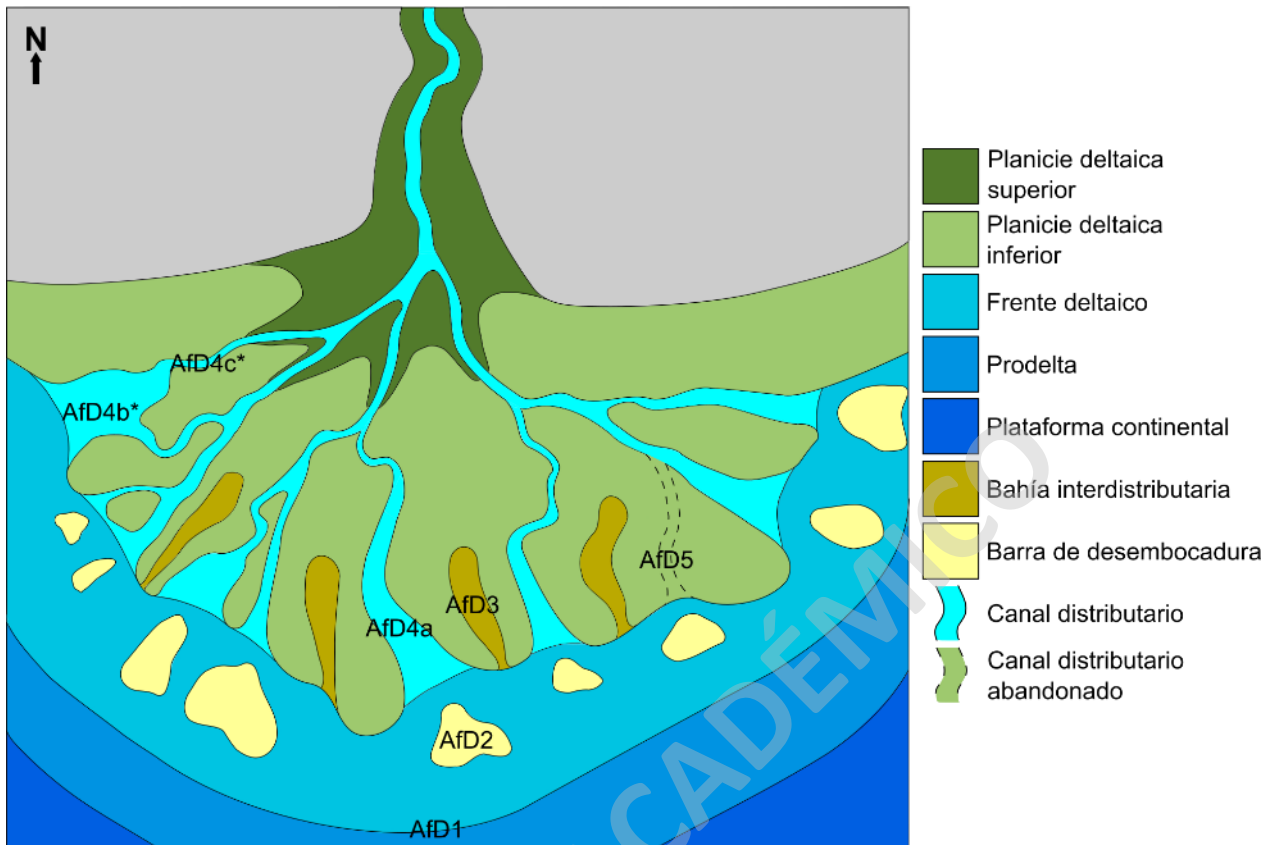


Figura 38. Modelo de sistema deltaico con las asociaciones de facies interpretadas para la Formación Dorotea en la sección Barranca de Julie. Diseño basado en el delta de Mahakam, dominado por ríos y olas (Orton y Reading, 1993; Reading y Collinson, 1996). Las partes del delta fueron basadas en el capítulo XIII de Arche (2010). *Las asociaciones AfD4b y AfD4c son hipotéticas de acuerdo a lo interpretado para la Formación Dorotea en Quebrada Arauco.

En Quebrada Arauco, la Formación Dorotea se compone de las asociaciones AfD4b y AfD4c, interpretadas como depósitos de canales mareales. A diferencia de Barranca de Julie, no se presenta una serie de asociaciones de facies que permitan interpretar el sistema deposicional en el que se desarrollaron dichos canales. Por este motivo, se plantean dos posibles interpretaciones:

- a) Las asociaciones de facies en Quebrada Arauco forman parte del mismo sistema deltaico interpretado en Barranca de Julie (Figura 38). De esta manera, la AfD4b se habría desarrollado en la porción más distal de la llanura deltaica, alcanzando el límite superior de las mareas y permitiendo una posición intermareal (p. 563 en Arche, 2010). Por otro lado, la AfD4c se habría desarrollado en una porción más proximal de la llanura. Para que exista tal influencia de mareas en un delta dominado por oleaje, podría haber existido una menor pendiente de la plataforma continental frente a los canales mareales, de tal manera que la energía de las olas fue amortiguada antes de alcanzar al frente deltaico. Alternativamente, la

energía de las olas podría haber sido disminuida a causa de la presencia de una barra al frente de la desembocadura de los canales mareales. El origen de esta barra podría estar asociado a una fuerte interacción entre el oleaje y la corriente de los canales, causando un rompimiento de olas a profundidades mayores de las normales y una mezcla de aguas más intensa. Estos procesos habrían dado lugar a la formación de una barra en forma de luna creciente, manteniendo la desembocadura abierta al mar al existir una descarga continua de los canales (p. 570 en Arche, 2010).

- b)** Las asociaciones de facies en Quebrada Arauco representan el relleno de canales de un sistema estuarino dominado por mareas. Un estuario puede dividirse en tres grandes zonas: parte interna o cabecera, de alta energía, dominada por la energía del río; parte central, de relativamente baja energía, con equilibrio de influencia marina y fluvial; y parte externa o boca, de alta energía, con un dominio netamente marino (Dalrymple *et al.*, 1992). Esto produce una distribución de facies de grano grueso-fino-grueso entre las tres zonas mencionadas. Se infiere una depositación en la parte central del sistema estuarino, permitiendo que existan facies del relleno de canales de condiciones intermareales en contacto con niveles depositados en una influencia principalmente fluvial (Figura 39). Los estuarios dominados por marea tienen una forma de embudo en planta y carecen de una barrera, lo cual permite una mayor penetración de las corrientes de marea (p. 648 en Arche, 2010). En la parte central, el canal fluvio-mareal presenta una morfología recta-meándrica-recta hacia la cabecera (p. 648 en Arche, 2010). De esta manera, se podría explicar la amplia dispersión de paleocorrientes medidas entre las asociaciones AfD4b y AfD4c (n = 64). En este tipo de estuarios, en el tramo recto inferior ocurre transporte neto de sedimentos hacia el continente, mientras que en el tramo recto superior es hacia el mar (p. 648 en Arche, 2010). Considerando que la AfD4c se caracteriza por un dominio fluvial, es más probable que los niveles se hayan depositado en el tramo superior del sistema estuarino, por lo que las direcciones de paleocorrientes medidas en Quebrada Arauco reflejarían la dirección hacia la que se encontraba el mar, aproximadamente hacia el oeste (Figura 39).

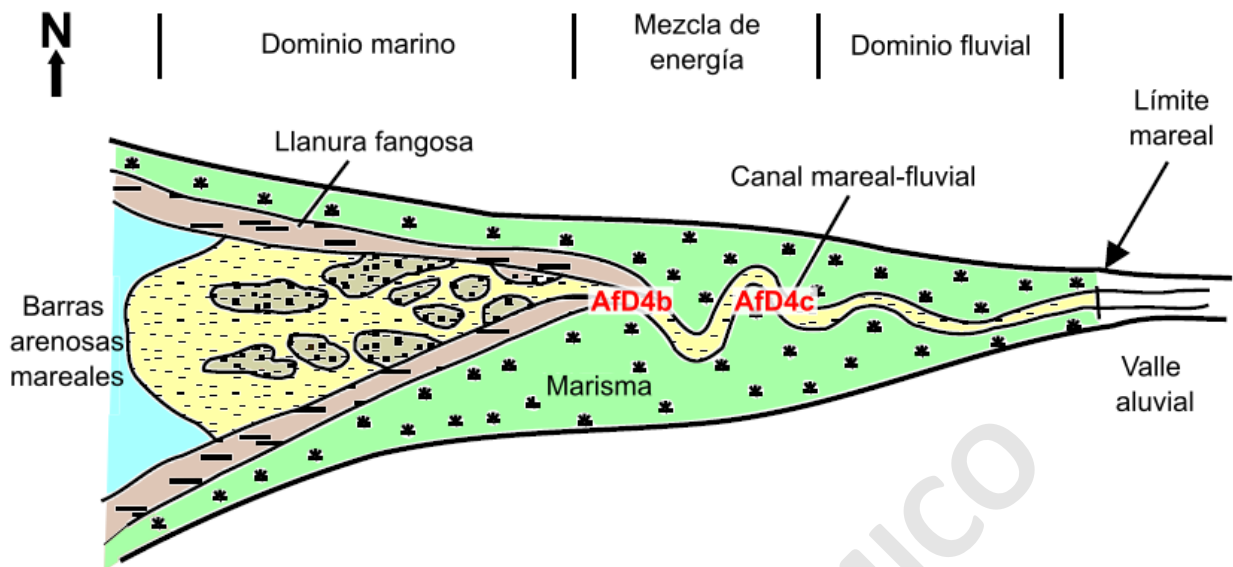


Figura 39. Modelo simplificado e idealizado de sistema estuarino dominado por mareas con las asociaciones de facies interpretadas para la Formación Dorotea en la sección Quebrada Arauco. Dirección del norte es aproximada en base a las direcciones de paleocorrientes. Modificado de Arche (2010).

En Cerro La Boina, la AfD46 fue interpretada como los depósitos de una anteplaya (*foreshore*) (Figura 40). Considerando un dominio de areniscas, se relaciona la asociación de facies a una playa de tipo disipativa (p. 443 en Arche, 2010). Estas playas son amplias y con poca pendiente hacia el mar, amortiguando progresivamente la energía de las olas (p. 443 en Arche, 2010). Al no poseer importantes niveles de arcilla, se descarta un dominio de mareas (p. 448 en Arche, 2010). Las direcciones de paleocorrientes obtenidas de estratificaciones plano paralelas de bajo ángulo ($n = 5$), sugieren que el mar se encontraba hacia el oeste (p. 201 en Nichols, 2009).

Respecto a la sección El Coliseo, las asociaciones AfD5a y AfD5b fueron interpretadas como un frente de playa en su porción inferior a media (Figura 40). En base a la granulometría de areniscas muy finas a finas y la presencia de estratificación cruzada hummocky, estratificaciones ondulosas e icnofacies de *Skolithos*, se puede clasificar como un ambiente sublitoral dominado por oleaje e influenciado por olas de tormenta (Dashtgard *et al.*, 2021). Considerando la ausencia de estratificación cruzada en artesas, no se puede definir una asociación de facies correspondiente a la porción superior del frente de playa (Dashtgard *et al.*, 2021). Al igual que en Cerro La Boina, un dominio de areniscas se relaciona a una playa de tipo disipativa (p. 443 en Arche, 2010).

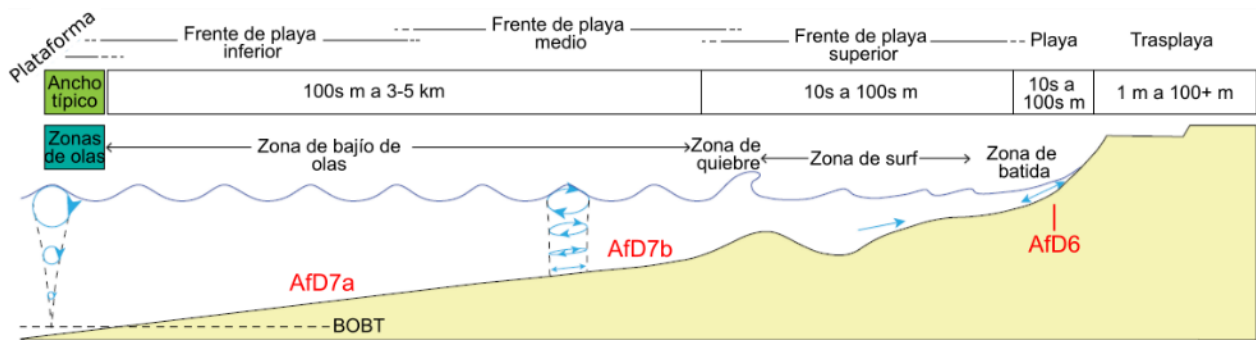


Figura 40. Modelo conceptual para ambientes de playa y frentes de playa dominados por oleaje, con las asociaciones de facies interpretadas para la Formación Dorotea. BOBT = Base de olas de buen tiempo. Modificado de Dashtgard *et al.* (2021).

5.2.2.2 Formación Man Aike/Río Turbio

Las asociaciones de facies y el contenido fósil permiten inferir un ambiente marino somero derivado de flujos canalizados posiblemente desde el continente. En comparación a ambientes interpretados para la Formación Dorotea, la mayor potencia del nivel conglomerádico descrito en Barranca de Julie sugiere que la Formación Man Aike/Río Turbio se desarrolló en un sistema depositacional de mayor energía o en sus zonas más proximales. Debido a la poca cantidad de niveles descritos para esta formación, no es posible determinar el ambiente depositacional con claridad.

5.3 Petrografía sedimentaria

En total de las cuatro columnas estratigráficas se recolectaron 42 muestras, de las cuales 34 son con fines petrográficos, 5 con fines geocronológicos y 3 fósiles (Tabla 7). Las muestras obtenidas para la sección Cerro La Boina, no se encontraron disponibles durante la confección de este trabajo. Se realizó una descripción macroscópica de todas aquellas muestras petrográficas y geocronológicas, con el objetivo de complementar aspectos texturales y composicionales de distintos niveles estratigráficos de las columnas, así como también identificar las muestras de mejor calidad para la elaboración de cortes transparentes. En Anexo 1 se encuentran las coordenadas GPS de las muestras en las que se realizaron cortes transparentes. Las descripciones de los fósiles y resultados de análisis de circones de las muestras geocronológicas no serán expuestos en el presente estudio.

Tabla 7. Catálogo de muestras de las columnas estratigráficas.

Sección estratigráfica	Nivel	Altura estratigráfica (m)	Muestra	Finalidad	Corte transparente
Barranca de Julie	BJ 7	15,72 – 16,32	RA210326/4	Petrografía	
Barranca de Julie	BJ 8	16,32 – 17,22	RA210326/5	Petrografía	Si
Barranca de Julie	BJ 11	19,22 – 22,22	RA210327/1	Petrografía	Si
Barranca de Julie	BJ 12	22,32 – 29,32	RA210327/2	Geocronología	
Barranca de Julie	BJ 18	32,57 – 33,67	RA210327/3	Petrografía	Si
Barranca de Julie	BJ 25	38,72 – 41,22	RA210328/10	Petrografía	Si
Barranca de Julie	BJS 9	55,77 – 59,47	RU210327/14	Petrografía	Si
Barranca de Julie	BJS 20	83,64 – 85,64	RU210327/13	Petrografía	Si
Barranca de Julie	BJS 21	85,64 – 87,34	RU210327/12	Petrografía	
Barranca de Julie	BJS 27	111,04 – 117,24	RU210327/10	Petrografía	Si
Barranca de Julie	BJS 31a	152,54 – 154,54	RU210327/8	Petrografía	Si
Barranca de Julie	BJS 31c	155,54 – 162,54	RU210327/9	Geocronología	
Barranca de Julie	BJS 31	162,54 – 172,54	RU210326/1	Geocronología	
Quebrada Arauco	QA 1	0 - 5	RA210328/1	Petrografía	Si
Quebrada Arauco	QA 2	7 – 8,35	RA210328/2	Petrografía	
Quebrada Arauco	QA 8	13,15 – 15,65	RA210328/3	Petrografía	Si
Quebrada Arauco	QA 9	15,65 – 17,65	RA210328/4	Petrografía	
Quebrada Arauco	QA 11	20,85 – 22,75	RA210328/5	Petrografía	Si
Quebrada Arauco	QA 14	25,25 – 28,85	RA210328/6	Petrografía	Si
Quebrada Arauco	QA 16	37,05 – 38,05	RA210328/7	Petrografía	Si
Cerro La Boina	CLB 2	0,5 – 5,4	RU200216/2	Petrografía	
Cerro La Boina	CLB 6	30,15 – 32,95	RU200216/3	Petrografía	
Cerro La Boina	CLB 6	30,15 – 32,95	RU200216/4	Fósil	
Cerro La Boina	CLB 8	37,6 – 39,55	RU200216/5	Petrografía	
Cerro La Boina	CLB 13	48,62 – 50,47	RU200216/6	Petrografía	
Cerro La Boina	CLB 17	61,87 – 63,97	RU200216/7	Petrografía	
El Coliseo	EC 17	37,35 - 41,15	RA210401/13	Geocronología	
El Coliseo	EC 18	41,15 – 45,5	RA210331/2	Petrografía	
El Coliseo	EC 18	41,15 – 45,5	RA210331/3	Petrografía	Si
El Coliseo	EC 23	49,65 – 52	RA210331/4	Petrografía	Si
El Coliseo	EC 25	57,15 – 61,6	RA210401/1	Petrografía	
El Coliseo	EC 25	57,15 – 61,6	RA210401/2	Petrografía	
El Coliseo	EC 26	61,6 – 62,8	RA210401/3	Petrografía	Si

Tabla 7. Continuación. Catálogo de muestras de las columnas estratigráficas. Los códigos de los niveles en la sección Barranca de Julie son distintos debido a que fueron descritos en dos grupos individuales.

Sección estratigráfica	Nivel	Altura estratigráfica (m)	Muestra	Finalidad	Corte transparente
El Coliseo	EC 26	61,6 – 62,8	RA210401/4	Petrografía	
El Coliseo	EC 28	63 – 64,9	RA210401/5	Petrografía	Si
El Coliseo	EC 29	64,9 – 71,6	RA210401/6	Petrografía	Si
El Coliseo	EC 29	64,9 – 71,6	RA210401/7	Petrografía	
El Coliseo	EC 30	71,6 – 72,05	RA210401/8	Petrografía	Si
El Coliseo	EC 30	71,6 – 72,05	RA210401/9	Fósil	
El Coliseo	EC 30	71,6 – 72,05	RA210401/10	Fósil	
El Coliseo	EC 32	72,9 – 73,6	RA210401/11	Petrografía	Si
El Coliseo	EC 32	72,9 – 73,6	RA210401/12	Geocronología	

5.3.1 Descripción de muestras macroscópicas

En las descripciones se sugiere porcentajes de granulometría, matriz y composición del esqueleto, además de aspectos como redondeamiento y esfericidad de los clastos, composición del cemento, tipo de empaquetamiento y observaciones adicionales. Se consideró como matriz a todos aquellos fragmentos tamaño limo a arcilla. Las descripciones se muestran ordenadas de base a techo según cada sección estratigráfica en el Anexo 2 de este trabajo.

5.3.2 Perfiles composicionales macroscópicos

A partir de las descripciones macroscópicas realizadas en terreno y de las muestras obtenidas, se realizaron perfiles petrográficos que muestran la variación composicional de los distintos niveles en cada columna estratigráfica (ver subsecciones 5.3.2.1, 5.3.2.2 y 5.3.2.3). Se incluyen los porcentajes de cuarzo, feldespatos, líticos, bioclastos y glauconita de dichos niveles, pues son los componentes más distintivos en la totalidad de las litologías descritas.

En la sección Barranca de Julie existe un contraste composicional aproximadamente a los 49,9 m desde la base, coincidente con el inicio de las facies de canales distributarios (Figura 42). Por debajo de ese límite, la sucesión se caracteriza por una dominancia de cuarzo, menor porcentaje de líticos y ocasionales feldespatos. En cambio, por encima existe un mayor dominio de la fracción de líticos y feldespatos, además de la presencia de niveles con cantidades apreciables de glauconita. A pesar de ello, la dominancia de líticos se vuelve absoluta a partir de los ~152,5

m desde la base, sobre un límite coincidente con el lithohorizonte propuesto entre las formaciones Dorotea y Man Aike/Río Turbio (Figura 44).

En la sección Quebrada Arauco, a los ~23 m existe un contraste similar a los de Barranca de Julie, en el cual se distingue un tramo inferior con predominancia de cuarzo y un tramo superior con mayor presencia de líticos y glauconita (Figura 45). Dicho contraste composicional coincide con el lithohorizonte propuesto entre las Formaciones Dorotea y Man Aike/Río Turbio.

Para la sección Cerro La Boina no es posible definir tendencias debido a la insuficiente cantidad de datos, por lo que su perfil composicional no es presentado.

En la sección El Coliseo existe un sutil contraste composicional a los ~65 m, coincidente con el lithohorizonte propuesto entre las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea (Figura 47). Al igual que en las secciones Barranca de Julie y Quebrada Arauco, debajo del límite existe una predominancia de cuarzo respecto a los otros componentes. Sin embargo, el resto de la sucesión sólo expone un aumento en el contenido de líticos y feldespatos, sin estar asociado con la presencia de glauconita.

SOLO USO ACADÉMICO

5.3.2.1 Sección estratigráfica Barranca de Julie

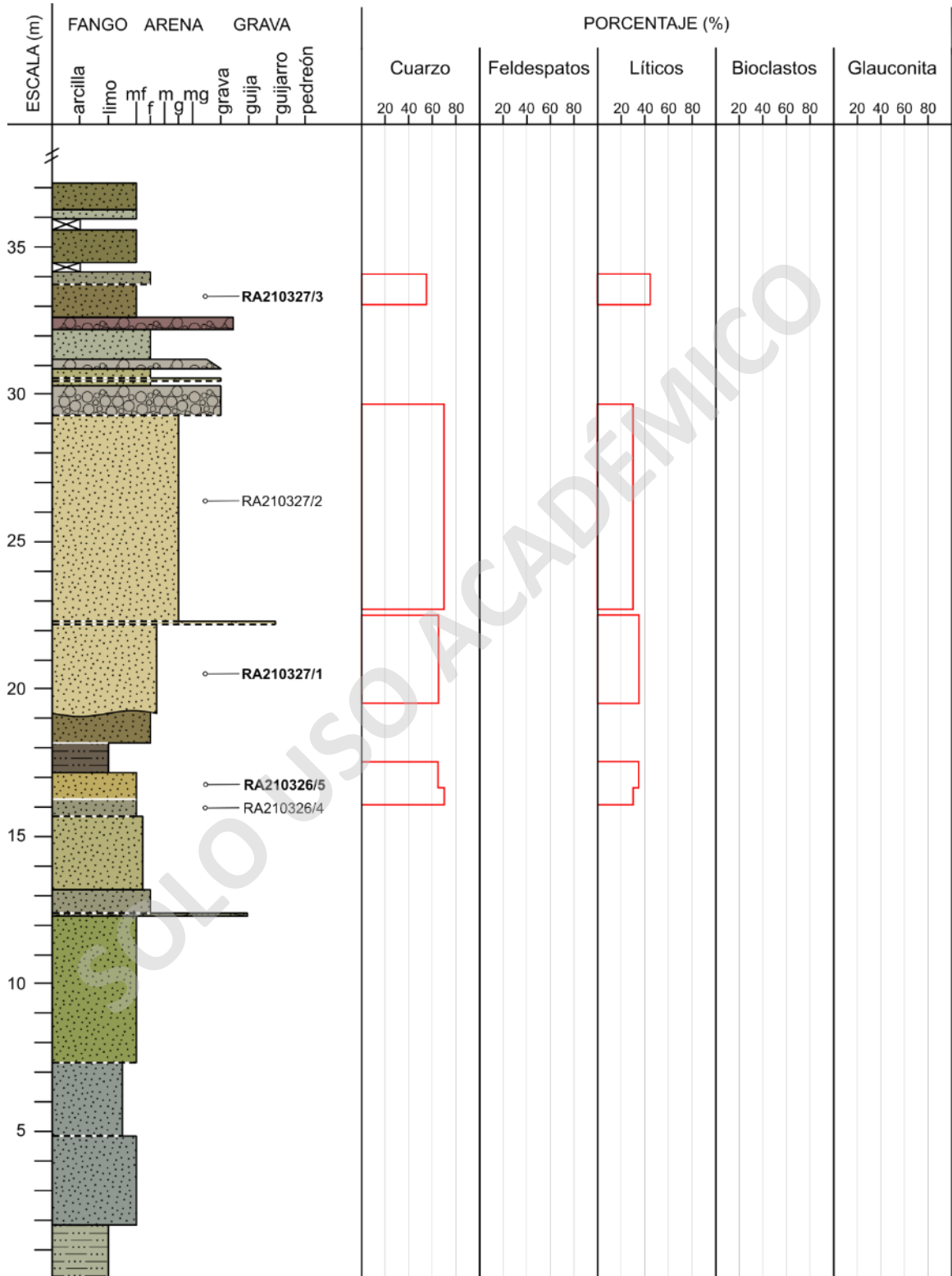


Figura 41. Perfil composicional macroscópico de la columna estratigráfica Barranca de Julie, porción inferior desde la base hasta los 37,1 m.

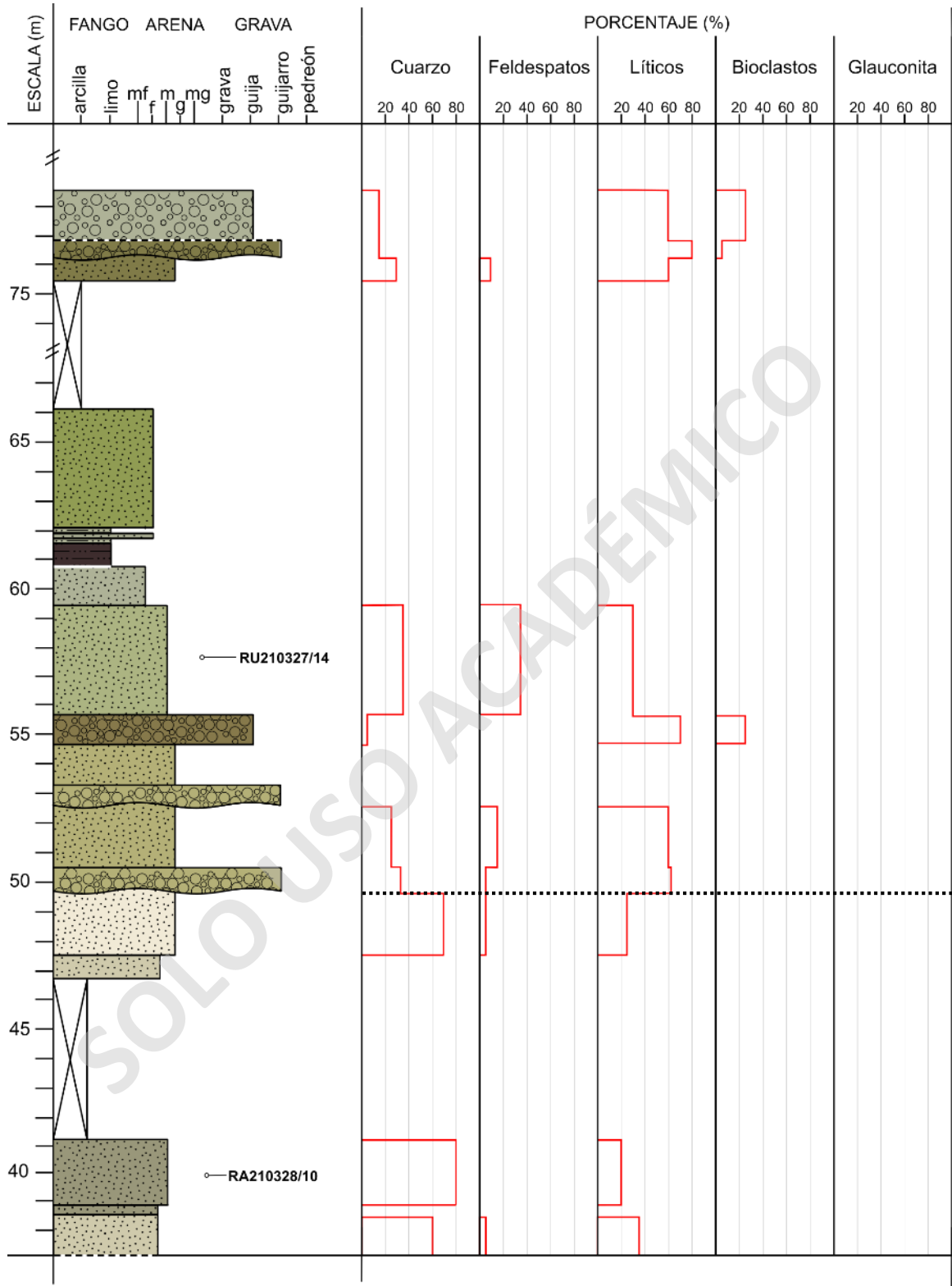


Figura 42. Perfil composicional macroscópico de la columna estratigráfica Barranca de Julie, porción inferior-media desde los 37,1 m hasta los 79,5 m. Los tramos cubiertos mayores fueron recortados. Línea negra horizontal marca contraste composicional.

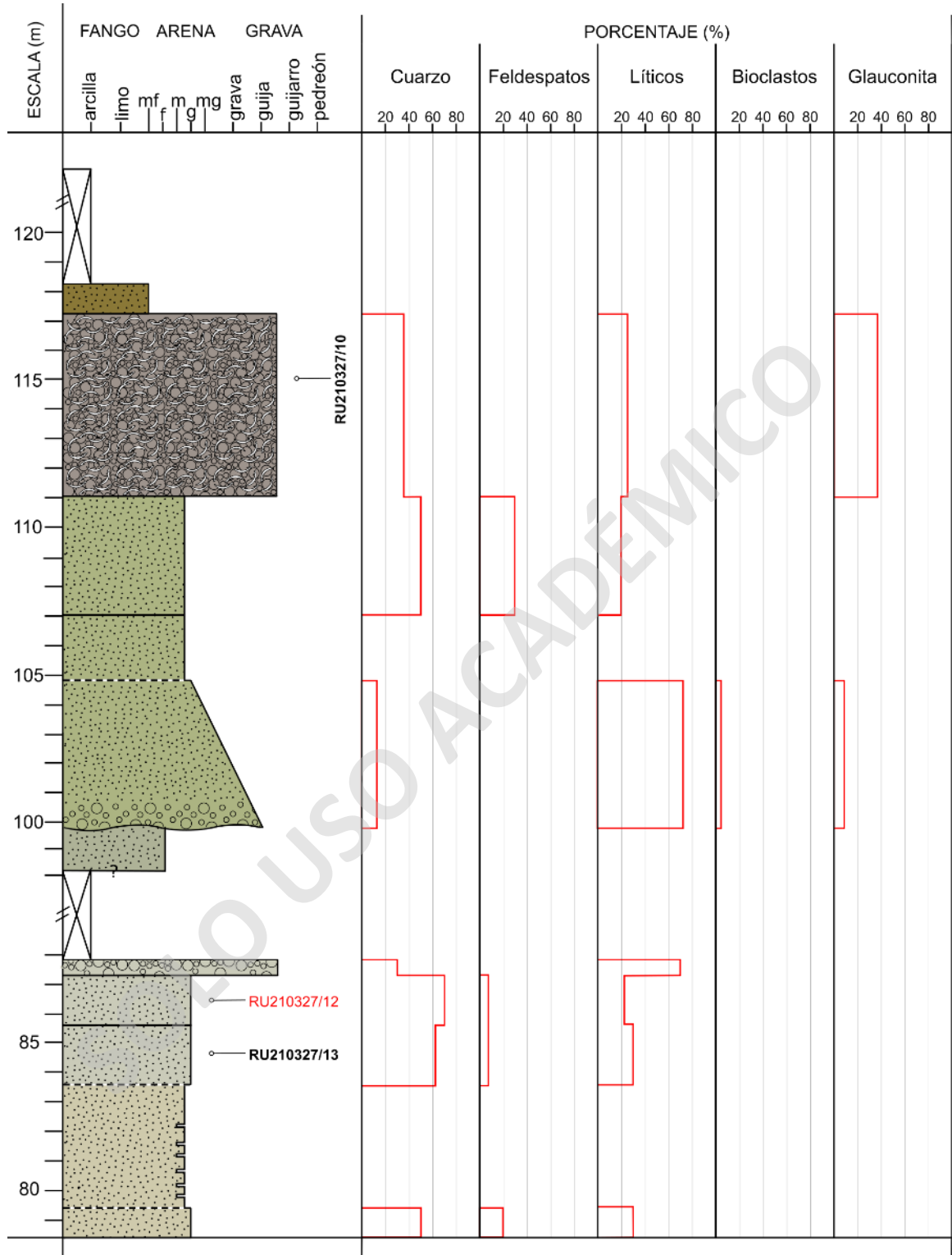


Figura 43. Perfil composicional macroscópico de la columna estratigráfica Barranca de Julie, porción media-superior desde los 79,5 m hasta los 129,85 m. Los tramos cubiertos mayores fueron recortados. Muestras en color negro corresponden a aquellas con fines petrográficos, mientras que en color rojo con fines geocronológicos.

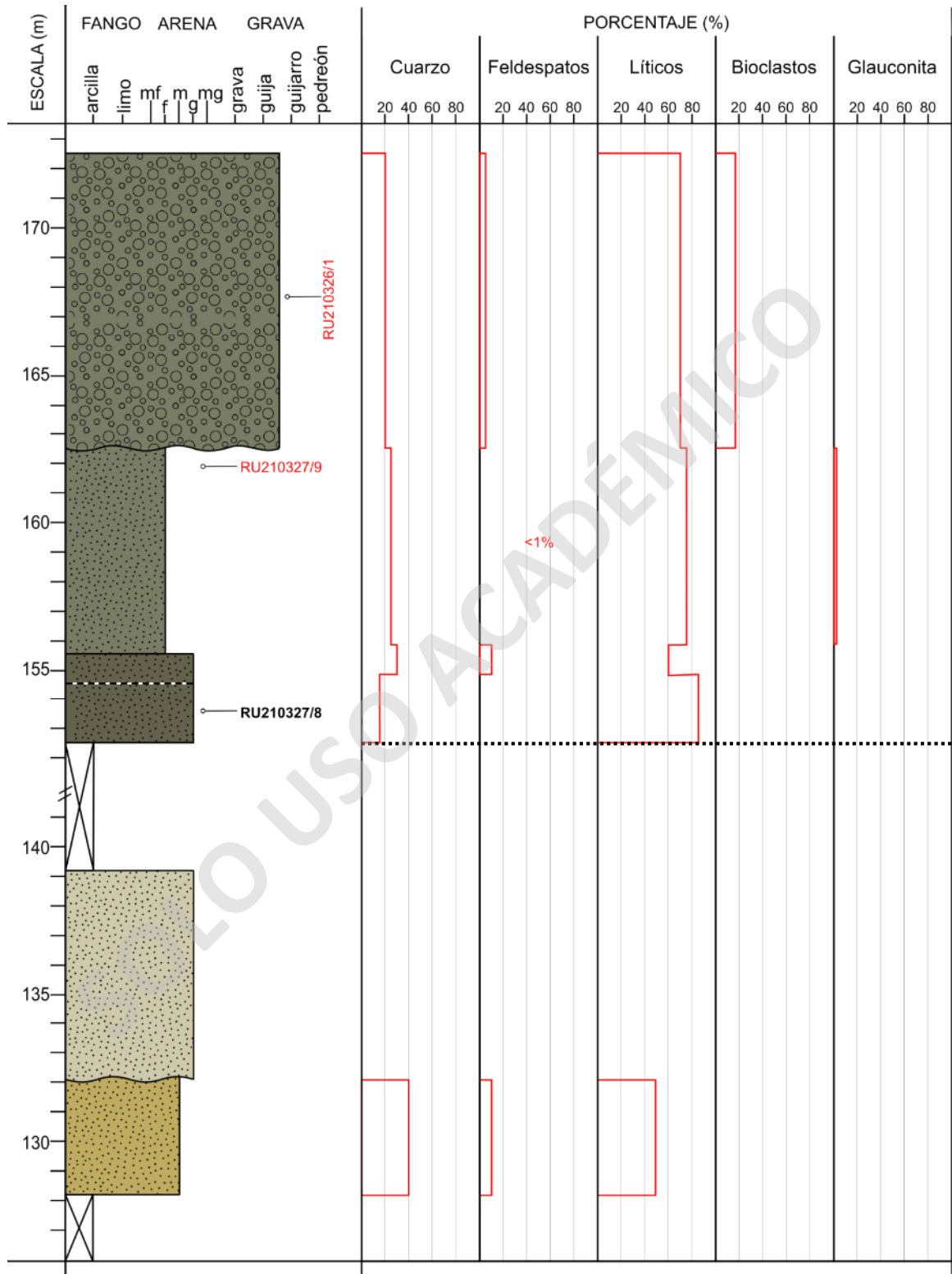


Figura 44. Perfil composicional macroscópico de la columna estratigráfica Barranca de Julie, porción superior. Los tramos cubiertos mayores fueron recortados. Línea negra horizontal marca contraste composicional. Muestras en color negro corresponden a aquellas con fines petrográficos, mientras que en color rojo con fines geocronológicos.

5.3.2.2 Sección estratigráfica Quebrada Arauco

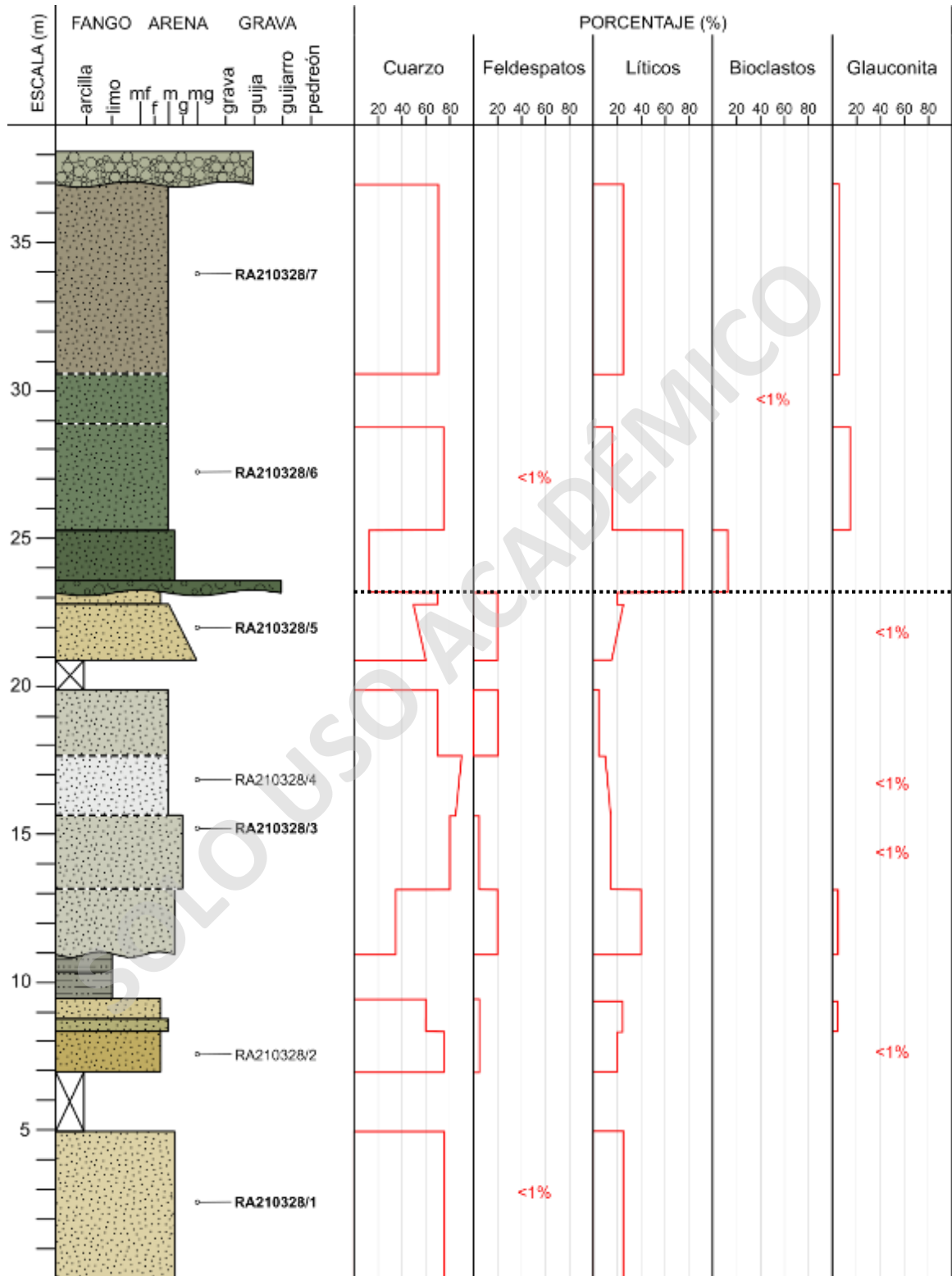


Figura 45. Perfil petrográfico composicional macroscópico de la columna estratigráfica Quebrada Arauco. Línea negra horizontal marca contraste composicional.

5.3.2.3 Sección estratigráfica El Coliseo

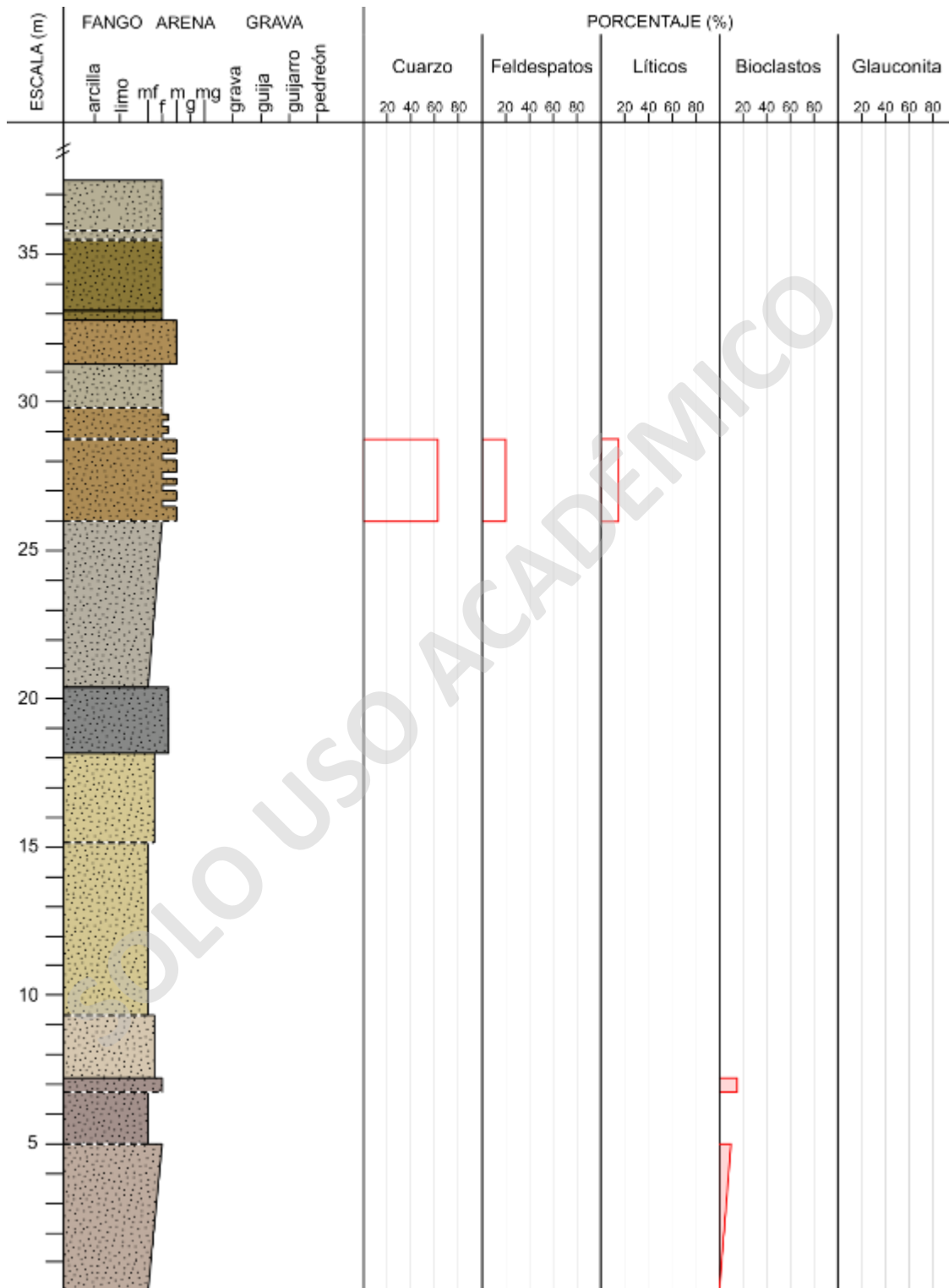


Figura 46. Perfil composicional macroscópico de la columna estratigráfica El Coliseo, porción inferior desde la base hasta los 37,35 m. Los recuadros pintados de rojo corresponden acumulaciones locales dentro de los niveles estratigráficos correspondientes, no ponderados con el resto de componentes.

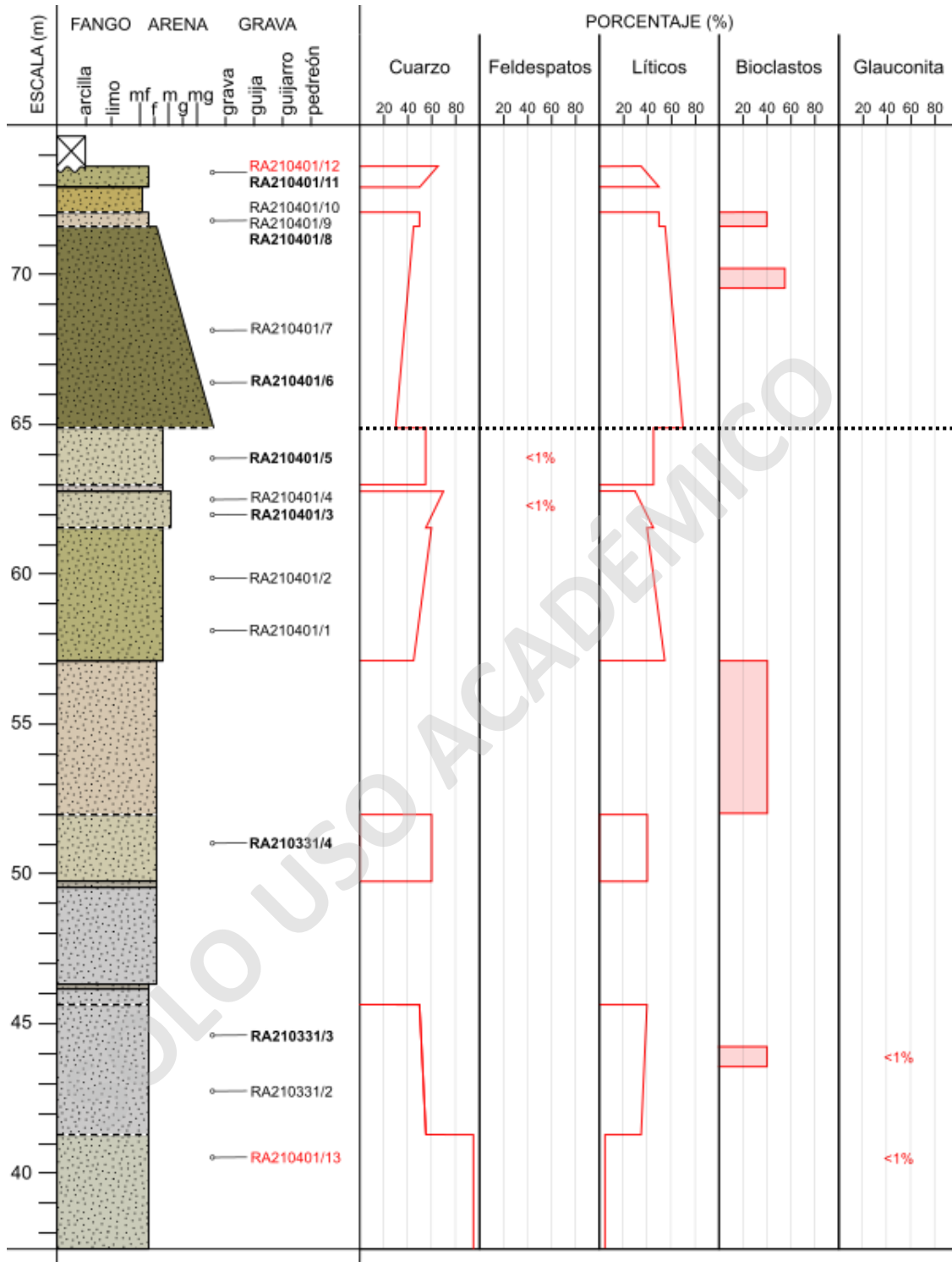


Figura 47. Perfil composicional macroscópico de la columna estratigráfica El Coliseo, porción superior. Los recuadros pintados de rojo corresponden acumulaciones locales dentro de los niveles estratigráficos correspondientes, no ponderados con el resto de componentes. Línea negra horizontal muestra contraste composicional. Muestras en color negro corresponden a aquellas con fines petrográficos, mientras que en color rojo con fines geocronológicos.

5.3.3 Descripción de muestras microscópicas

De las 34 muestras con fines petrográficos, se seleccionaron 20 para la elaboración de cortes transparentes. Estas corresponden principalmente a areniscas con menos de 15% de matriz, debido a que se pretende realizar conteos modales para un análisis de proveniencia sedimentaria (Ingersoll *et al.*, 1984). Se priorizaron aquellas areniscas de granulometría media a gruesa para optimizar el espacio del corte y facilitar el diagnóstico de los clastos. Sin embargo, para abarcar el mayor espaciamiento estratigráfico, se escogieron también areniscas finas a muy finas.

Para cada lámina delgada se sugieren proporciones de esqueleto, matriz, cemento y porosidad, así como también de los tamaños de grano que las conforman. Se describen los componentes del esqueleto considerando el tipo de fragmento (minerales, líticos y fósiles), rango de tamaños de grano, porcentaje y forma. La matriz fue definida como aquellos fragmentos de diámetro menor a 30 μm , es decir, está compuesta por clastos desde tamaño arcilla a limo medio, especificando su composición en cada muestra. Para los cementos se describe su composición, porcentaje y tipo. Por último, se describen aspectos generales como empaquetamiento, tipo de contacto entre clastos, estructuras observadas, madurez textural y composicional.

Texturalmente todas las muestras poseen ser clasificadas como areniscas al contener 95% o más de clastos tamaño arena, exceptuando las RA210328/7 y RA210401/6 que corresponden a areniscas fangosas (Folk, 1980). De acuerdo a la clasificación textural de Pettijohn (1975), todas corresponden a arenitas salvo la muestra RA210401/6, que es considerada como una gravuaca al poseer más de 15% de matriz.

Las clasificaciones petrográficas composicionales se muestran en la Figura 48. Los valores de cuarzo, líticos y feldespatos corresponden a los estimados en base a la descripción al microscopio. En general, las muestras de la Formación Dorotea se caracterizan por tener un mayor contenido de cuarzo que las de la Formación Man Aike/Río Turbio. Entre las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea no se aprecian variaciones composicionales, pero existen muestras de la Formación Dorotea que alcanzan mayores cantidades de cuarzo.

En el resto de la sección, se describen los componentes clásticos y cementos que conforman al grupo de areniscas estudiadas. Posteriormente, se muestran los atributos petrográficos generales de cada unidad litoestratigráfica según cada columna estratigráfica. En los anexos de este trabajo, se muestra la descripción detallada de cada muestra, manteniendo un orden de base a techo según cada columna estratigráfica.

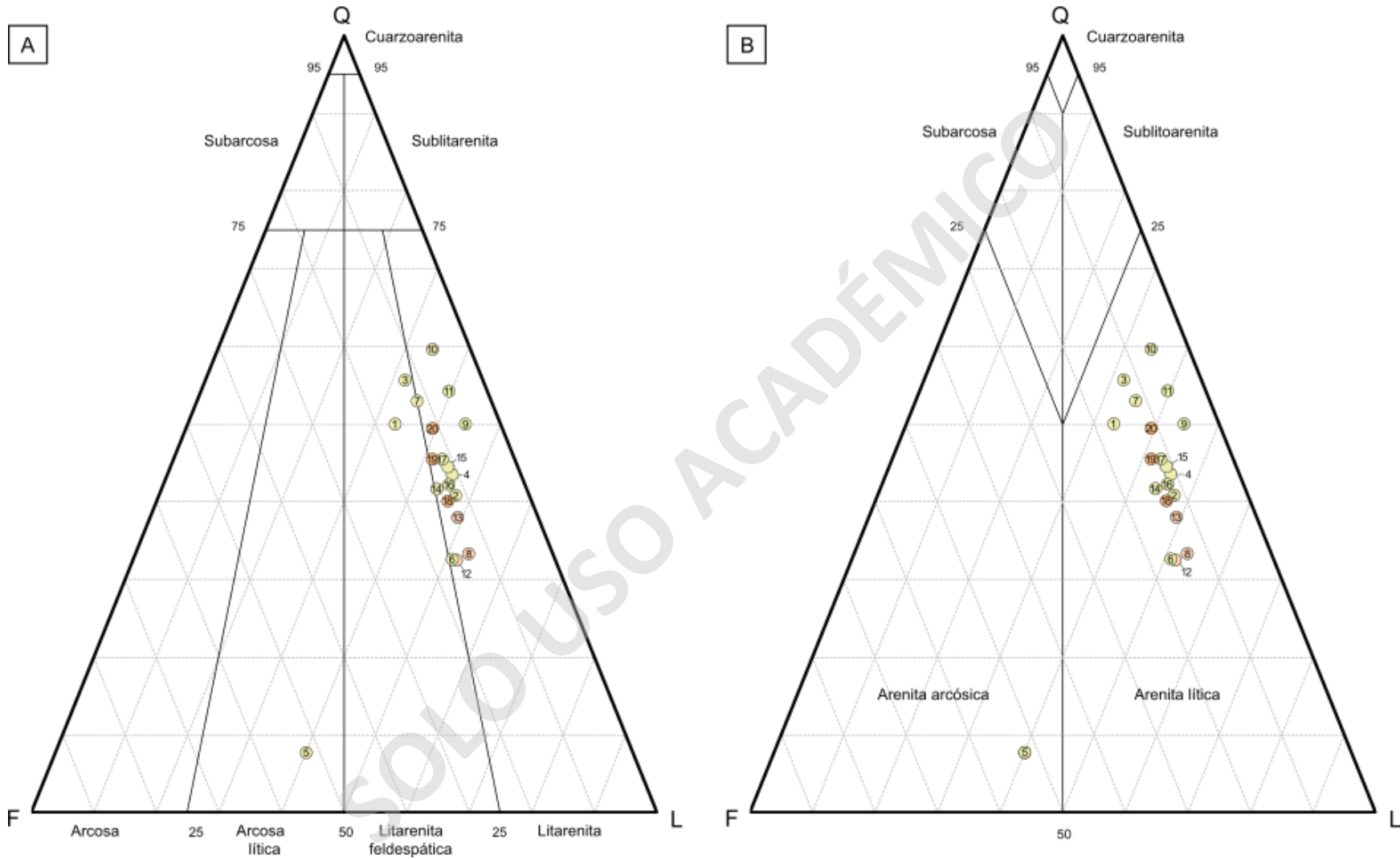


Figura 48. Clasificación petrográfica basada en la descripción directa de las muestras de areniscas, según los diagramas ternarios de: **A)** Folk (1980). **B)** Pettijohn (1975). Ver siguiente página para continuación de la figura.

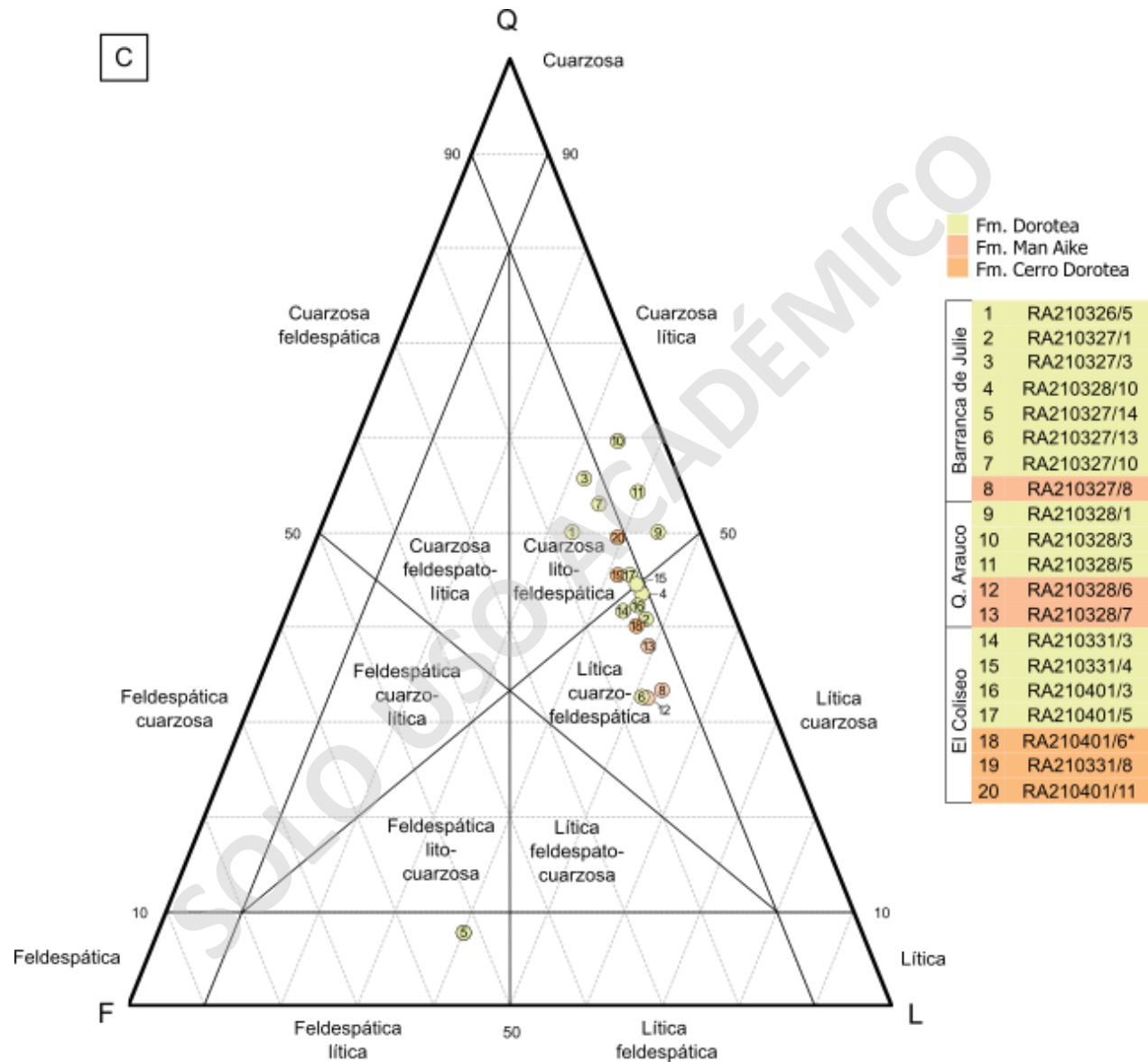


Figura 48. Continuación. Clasificación petrográfica basada en la descripción directa de las muestras de areniscas. **C)** Garzanti (2019). *Grauvaca.

Cuarzo monocristalino: Corresponden a aquellos clastos monocristalinos de cuarzo. Se presentan como clastos angulosos a subredondeados. Sin embargo, a mayor aumento, los cantos de los fragmentos angulosos se observan suavizados en vez de aguzados. Formas poligonales a irregulares, con bordes generalmente rectos. Extinción recta a levemente ondulosa. Suelen presentar inclusiones minerales indeterminadas. Ocasionalmente se presentan como clastos bien redondeados, como en la muestra RA210327/1. Algunos pueden presentar atributos como extinción fuertemente ondulosa, textura gráfica o cristales anhedrales embahiados.

Cuarzo policristalino: Corresponden a aquellos clastos formados por agregados policristalinos de cuarzo. Se presentan seis tipos de granos de cuarzo policristalino basándose en su génesis o aspectos texturales (p. 69 en Folk, 1980; Ulmer-Scholle *et al.*, 2014):

- **De origen plutónico:** Clastos predominantemente subredondeados, con formas irregulares. Ocurrencia ocasional. Corresponden a agregados equigranulares de cristales equidimensionales de cuarzo. Los cristales individuales presentan bordes rectos y extinción recta a levemente ondulosa. Cristales de feldespato en bajas proporciones forman parte del agregado mineral.
- **De origen metamórfico con foliación:** Clastos predominantemente subredondeados, con formas irregulares a alargadas. Abundantes en las muestras RA210328/1, RA210328/3 y RA210328/5 (3-5%). Corresponden a agregados equigranulares de cristales alargados de cuarzo, orientados. Los cristales individuales presentan bordes rectos a crenulados y extinción ondulosa. Suelen estar asociados a cristales de micas orientados en la misma dirección que los cristales de cuarzo, los cuales pueden llegar a presentarse en bandas.
- **Chert:** Clastos predominantemente subredondeados, con formas irregulares. Abundantes en muestras de la Formación Dorotea, como en las RA210331/3, RA210401/8 y RA210401/11 (8-10%). Corresponde a un agregado equigranular a inequigranular de cristales equidimensionales de cuarzo, de tamaños en el orden de micrómetros a decenas de micrómetros. Se encuentran asociados con impurezas tales como micas de tamaños similares, sin orientación, o minerales de arcilla que dan una tonalidad parda al clasto a nícoles paralelos. Ocasionalmente suelen presentar lineamientos internos, en los que el tamaño de cristales es sutilmente mayor a la del resto del clasto. Los fragmentos de chert pueden tener un origen sedimentario por precipitación, volcánico por recristalización de vidrio

o a partir de fluidos hidrotermales (Ulmer-Scholle *et al.*, 2014). En este caso se agrupan independientemente de su génesis, a menos que presenten evidencias que permitan caracterizarlos.

- **De origen volcánico o hipabisal:** Clastos predominantemente subredondeados con formas irregulares. Ocasionales en muestras como las RA210328/3 y RA210328/7. Conformados por agregados policristalinos de cuarzo similares a los fragmentos de chert, pero con fenocristales de cuarzo o feldespatos. Estos podrían corresponder a rocas hipabisales con texturas microfaneríticas, considerados como líticos volcánicos según Ingersoll *et al.* (1984), o como rocas volcánicas con vidrio recristalizado (Ulmer-Scholle *et al.*, 2014).
- **Policristalino indeterminado:** Clastos predominantemente subredondeados con formas irregulares. Agregados equigranulares de cristales equidimensionales de cuarzo, de tamaños menores que los cuarzos monocristalinos. Los cristales individuales presentan bordes rectos y extinción recta, levemente ondulosa. Se pueden encontrar asociados a cristales más pequeños de micas sin orientación preferente y opacos. No es posible determinar un origen ígneo o metamórfico de alta temperatura de manera precisa. Sin embargo, para el objetivo de conteos modales, Ingersoll *et al.* (1984) indican que aquellos fragmentos policristalinos con una mínima impureza de micas deben ser considerados como líticos metamórficos.
- **Agregado radial indeterminado:** Clastos subredondeados con formas irregulares. Conformados por agregados radiales de sílice. Origen indeterminado. Ocurrencia ocasional en muestras de la Formación Dorotea.

Feldespatos plagioclasa: Clastos monocristalinos de plagioclasa. Se encuentran desde angulosos a subredondeados. Formas irregulares a tabulares, con bordes rectos. Subhedrales a euhedrales. Pueden encontrarse parcialmente alteradas a arcillas o sericita, y en ocasiones totalmente obliterados por alteración a minerales del cemento (carbonatos, illita/esmectita) y caolinita. Esto se observa, por ejemplo, en las muestras RA210328/5 y RA210327/3. Algunos cristales presentan zonación.

Feldespatos potásico: Clastos monocristalinos de feldespato potásico. Se encuentran predominantemente subredondeados. Formas irregulares a tabulares, con bordes rectos. Subhedrales a euhedrales. Se encuentran parcialmente alterados a arcillas en la mayoría de las

muestras. Algunos cristales presentan atributos como macla tartán o textura gráfica, como en la muestra RA210331/3.

Micas: Clastos subangulosos a subredondeados, con formas irregulares a alargadas. Desde euhedrales a subhedrales. Corresponden principalmente a cristales de biotita, comúnmente con alteración parcial a clorita, y subordinados cristales de mica blanca y clorita. Estas proporciones son observables, por ejemplo, en la muestra RA210327/1. Los bordes se pueden encontrar rectos o sinuosos. En estos últimos, los cristales se muestran alargados y deformados, dando la apariencia de estar acomodándose entre el resto de los clastos de la roca. Esta deformación puede ocurrir durante el enterramiento de los materiales (Ulmer-Scholle *et al.*, 2014).

Minerales opacos: Clastos desde angulosos a redondeados. Formas irregulares, granulares, alargadas y ocasionalmente cúbicos, con bordes rectos. Euhedrales a anhedrales. Pueden encontrarse en cúmulos.

Minerales ferromagnesianos: Clastos desde angulosos a subredondeados. Corresponden principalmente a cristales prismáticos de hornblenda y epidota, subhedrales a anhedrales. Ambos con integridad media a baja.

Glaucionita: Clastos de intensas tonalidades verdosas, ocasionalmente amarillentos, que presentan un aspecto moteado. Dominantemente redondeados, con formas circulares a elipsoidales. Se encuentra generalmente en bajos porcentajes, exceptuando las muestras RU210327/8, RA210328/6 y RA210328/7 de la Formación Man Aike/Río Turbio, que poseen entre un 5% a 10% de abundancia absoluta. En estas últimas, gran parte de los clastos de glauconita están afectados por fracturas principalmente perpendiculares a la superficie del grano.

Líticos volcánicos: Clastos con textura porfírica, predominantemente subredondeados y con formas irregulares. Presentes en todas las muestras. Fenocristales de plagioclasa de grano fino y/o microcristalino, en una masa fundamental vítrea de tonalidades pardas a grisáceas. Ocasionalmente clastos con fenocristales de hornblenda con bordes de descomposición y máficos tabulares indeterminados. Suelen presentar texturas traquítica y glomeroporfírica. La masa fundamental puede encontrarse opaca, y en algunos casos obliterada por alteración a minerales del cemento como carbonatos o illita/esmectita. Los fenocristales de plagioclasa y hornblenda indican composiciones andesíticas.

Líticos sedimentarios clásticos: Fragmentos subredondeados a redondeados. Corresponden a fangolitas o fangolitas arenosas. Se componen por clastos de cuarzo y feldspatos de tamaño limo a arena muy fina, subangulosos a subredondeados, en una masa de clastos tamaño arcilla de tonalidades pardas a grisáceas. En las muestras RU210327/10 y RU210327/13, se pueden encontrar ocasionalmente areniscas muy finas además de fangolitas.

Líticos metamórficos: Clastos generalmente subredondeados y con formas alargadas. Abundantes en las muestras RA210331/3 y RA210401/8 (5%). Se presentan como agregados de micas foliadas, correspondientes a micas blancas y subordinadamente clorita y biotita. Suelen estar asociados a cúmulos alargados o bandas de cristales de cuarzo, o también a bandas opacas de aspecto moteado. Sus características texturales y composición sugieren que corresponden a esquistos de protolitos pelíticos.

Líticos indeterminados: Los líticos indeterminados no presentan evidencias texturales que permitan clasificarlos. A modo general, se pueden agrupar en tres tipos:

- **Indeterminado de aspecto moteado:** Clastos redondeados a subredondeados de tonalidades pardo oscuro a grisáceo. Contienen motas negras muy abundantes, opacas, que dan un aspecto moteado en el que no se pueden distinguir componentes. Se muestran casi totalmente extintos a nicoles cruzados.
- **Indeterminado alterado a clorita:** Clastos redondeados a subangulosos de tonalidades verdosas. La textura se encuentra totalmente obliterada por alteración a cristales anhedrales de clorita, que en ocasiones puede llegar a formar agregados radiales.
- **Indeterminado alterado a illita/esmectita:** Clastos redondeados a subangulosos de tonalidades amarillentas. La textura se encuentra totalmente obliterada por alteración a cristales anhedrales de illita/esmectita, que en ocasiones pueden llegar a formar agregados radiales. Se encuentra asociado con rocas en las que abunda cemento de illita/esmectita.

Fósiles: La materia fósil encontrada es generalmente de mayor tamaño respecto al resto de granos del esqueleto. Se puede agrupar en cuatro tipos:

- **Bivalvos:** Conchillas carbonáticas desarticuladas y fragmentadas. Subredondeadas a redondeadas. Presentes en las muestras RU210327/8, RA210327/3 y RU210327/10.

- **Invertebrados indeterminados:** Conchillas fragmentadas compuestas por carbonatos o fosfatos. Secciones laterales de las conchillas muestran estrías alargadas paralelas al largo del fragmento. Presentes en las muestras RA210327/3 y RA210328/10.
- **Indeterminados:** Material compuesto por fosfatos. Poseen formas abanicadas a irregulares bien expuestas en la muestra RA210327/3. No se puede distinguir si pertenecen a organismos vertebrados o invertebrados.
- **Materia orgánica:** Material opaco que se presenta en cúmulos con formas irregulares, comúnmente alargados y orientados con el plano de estratificación. Asociados con bordes rojizos correspondientes a óxidos de hierro. Atributo observable en las muestras RA210401/5 y 210331/4.

Cementos: Los cementos más abundantes son de composición arcillosa de illita/esmectita o carbonatados, encontrándose juntos o solamente el primero. De manera ocasional se presentan cementos de composición silíceo, clorítico o feldespático. Sus formas, características e interpretación se describen a continuación:

- **Illita/esmectita:** De intensas tonalidades anaranjadas-amarillentas, resaltando visualmente a los clastos del esqueleto. A nícoles cruzados tiene colores interferencia desde anaranjados a amarillentos de segundo orden. Generalmente se presenta como cemento circungranular isópaco irregular o acicular. En los espacios más porosos puede desarrollar agregados macizos o radiales. Ocasionalmente, asociado a líticos volcánicos o cristales de feldespato, se puede presentar como cemento sintaxial. En las muestras RU210327/14, RU210327/8, RA210328/1 y RA210328/3 se desarrolla como cemento ocluyente masivo además de circungranular. El cemento de illita/esmectita se genera por la degradación de ceniza volcánica, como también de feldespatos, micas y líticos volcánicos (p. 275 en Ulmer-Scholle *et al.*, 2014). Considerando la abundancia de estos tres últimos componentes, como también el hecho de que se encuentren asociados mediante un crecimiento sintaxial, es probable que el cemento sea originado por su desintegración durante procesos diagenéticos.
- **Carbonatado:** Se encuentra comúnmente como cemento poiquilótópico o circungranular isópaco masivo. Ocasionalmente sintaxial. A modo general, el cemento carbonatado se

desarrolla posteriormente al cemento de illita/esmectita, pero es más abundante y suele estar asociado a sectores con mayor espacio intergranular. Los cementos carbonatados se pueden formar en cualquier etapa de la diagénesis (p. 310 en Ulmer-Scholle *et al.*, 2014). Sin embargo, dada la presencia de bioclastos de carbonatos y feldespatos alterados de manera pervasiva a dichos minerales (muestras RA210327/3, RU210327/8 y RA210328/5), se puede sugerir un origen mesogenético. En dicho caso, los carbonatos provienen de la disolución o alteración de componentes carbonatados preexistentes en la roca, como bioclastos, litoclastos o cementos carbonatados inestables (p. 310 en Ulmer-Scholle *et al.*, 2014).

- **Silíceo:** Se presenta generalmente como cemento ocluyente masivo u ocluyente masivo isópaco, asociado a granos de cuarzo en sectores localizados de los cortes. Suele estar relleno de espacios posteriormente a cementos circungranulares de illita/esmectita. Ocasionalmente en las muestras RA210328/1, RA210328/3 y RA210401/5 se encuentra como cemento en mosaico. Una fuente común de este cemento es a partir de la disolución de cuarzos detríticos (p. 249 en Ulmer-Scholle *et al.*, 2014), siendo la más probable debido a su asociación espacial con dicho tipo de fragmentos.
- **Clorita:** Es de características similares al cemento de illita/esmética, pero se encuentra acotado sólo a las muestras RA210327/1 y RA210328/6. Su origen se asocia a condiciones reductoras en aguas marinas, o por alteración de materiales precursores como arcillas marinas verdosas, esmectita y granos ferromagnesianos, generalmente a mayores temperaturas de formación que el cemento de illita/esmectita (p. 275, 276 en Ulmer-Scholle *et al.*, 2014).
- **Feldespato:** Ocurre solamente en la muestra RU210327/8, en sectores localizados del corte y sin afinidad por algún tipo de clasto. Se presenta tipo mosaico y drúsico. Fuentes internas comunes de este cemento son la disolución de feldespatos o líticos volcánicos y transformaciones de minerales de arcilla (p. 266 en Ulmer-Scholle *et al.*, 2014). Considerando la presencia de feldespatos alterados y abundantes líticos volcánicos en la muestra referida, es probable que el cemento feldespático tenga un origen interno.

5.3.3.1 Sección estratigráfica Barranca de Julie

Formación Dorotea

De base a techo, los cuatro primeros cortes transparentes corresponden a las muestras RA210326/5, RA210327/1, RA210327/3 y RA210328/10 (Anexo 3, Anexo 4, Anexo 5 y Anexo 6, respectivamente). Poseen entre 90-97% de esqueleto, cuyo espacio intergranular es rellenado por cemento circungranular de illita/esmectita, cemento poiquilotópico de carbonatos y ocasionalmente cemento ocluyente masivo de sílice (Figura 50A y D). El porcentaje de matriz en los tres casos es 1% o menor, compuesta de partículas de limo muy fino a medio y ocasionalmente arcillas. Las muestras son texturalmente maduras, pues prácticamente no poseen matriz de arcilla y tienen una selección regular a buena. La madurez composicional es mala debido al alto contenido de líticos, que son el segundo componente dominante de las rocas después del cuarzo.

Sus componentes principales se pueden apreciar en las Figuras 49 y 50. En las cuatro muestras destaca la presencia de glauconita, con cantidades absolutas de <1-3% (Figura 50A). Estos clastos se presentan redondeados, sin fracturas, bien seleccionados y con una granulometría similar al resto de componentes de los esqueletos. Bajo los criterios de Amorosi (1997), estas características permiten diferenciar un origen alóctono para la glauconita. También resalta la presencia de trazas fósiles indeterminadas en las muestras RA210327/1, RA210327/3 y RA210328/10 (Figura 49C) y fósiles de bivalvos e indeterminados (Figura 50A, B y C).

A continuación siguen los cortes de las muestras RU210327/14, RU210327/13 y RU210327/10 (Anexo 7, 8 y 9, respectivamente). Se diferencian de las láminas mencionadas anteriormente al tener menores grados de madurez textural y composicional. Corresponden a muestras con 90-95% de esqueleto. El espacio intergranular es rellenado principalmente por cemento circungranular de illita/esmectita, a excepción de la muestra RU210327/13 que también contiene matriz de limo a arcilla y la muestra RU210327/10 en la que domina cemento carbonatado poiquilotópico (Figura 51C). Ocasionalmente ocurre cemento silíceo ocluyente. Las muestras son texturalmente submaduras por su bajo contenido de matriz arcillosa y al estar regularmente a mal seleccionadas. La madurez composicional es mala, destacando la muestra RU210327/14 cuyo componente principal son cristales de feldspatos generalmente euhedrales e inalterados (Figura 51A), reflejando una madurez neta muy baja en comparación al resto de láminas descritas.

La composición de las muestras se puede observar en la Figura 51A, B y C. Destacan las muestras RU210327/13 y RU210327/10, que contienen clastos de areniscas muy finas además de clastos de fangolitas (Figura 51B). Adicionalmente, la muestra RU210327/10 posee bivalvos y es la única con clastos de glauconita, los cuales se presentan similares a las de las láminas delgadas descritas previamente.

Formación Man Aike/Río Turbio

Para la Formación Man Aike/Río Turbio se describió la muestra RU210327/8 (Anexo 10). Contiene 90% de esqueleto. El espacio intergranular es rellenado por cemento circungranular de illita/esmectita, matriz de limo a arcilla y ocasionalmente cemento feldespático (Figura 51D y E). Es texturalmente submadura debido al bajo contenido de matriz arcillosa y al estar regularmente a mal seleccionada. La madurez composicional es mala, pues el contenido de líticos es dominante.

La composición de la muestra se puede observar en la Figura 51D y E. Se destaca la presencia de un 7% de clastos de glauconita, considerablemente mayor a las muestras de la Formación Dorotea. Estos son redondeados, pero mal seleccionados, de menor granulometría que el resto del esqueleto y presentan leves fracturas perpendiculares a la superficie de los granos (Figura 51). En base a los criterios de Amorosi (1997), sus atributos permiten diferenciar un origen autóctono para la glauconita. La glauconita es un mineral que se desarrolla en ambientes marinos someros con una baja tasa de sedimentación (p. 109 en Ulmer-Scholle, 2014), por lo que se pueden asociar dichas condiciones al nivel del que fue obtenida la muestra. Adicionalmente, resalta la presencia de bivalvos (Figura 51D).

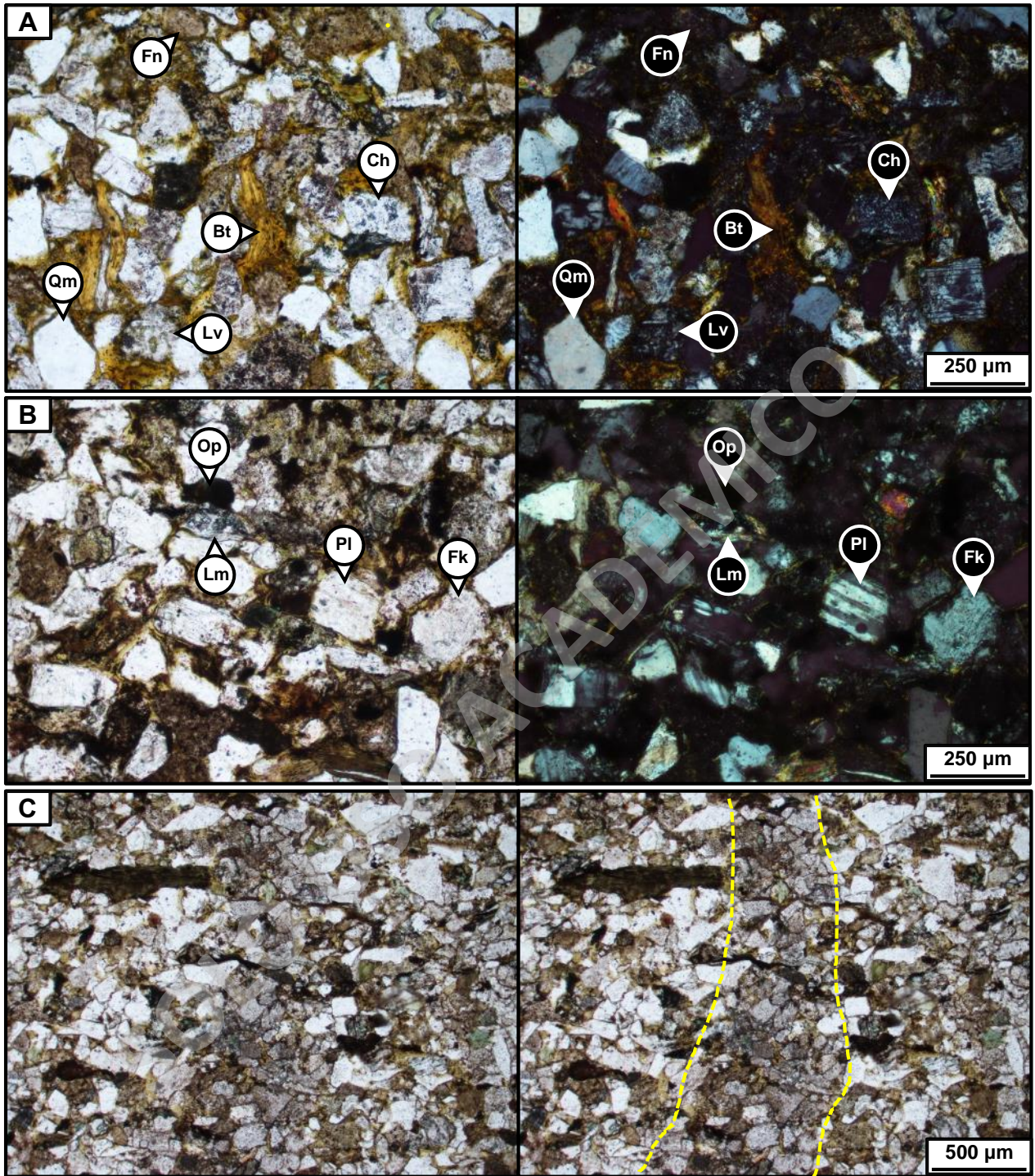


Figura 49. Fotografías microscópicas de muestras de la sección Barranca de Julie. Qm = Cuarzo monocristalino; Pl = Plagioclasa; Fk = Feldespato potásico; Bt = Biotita; Op = Mineral opaco; Lv = Lítico volcánico; Lp = Lítico plutónico; Fn = Fangolita; Ch = Chert; Lm = Lítico metamórfico foliado. **A)** Muestra RA210326/5 a magnificación de 10X. A la izquierda a nícoles paralelos, a la derecha nícoles cruzados. Nótese cristales de biotita deformados por clastos circundantes. **B)** Muestra RA210327/1 a magnificación de 10X. A la izquierda a nícoles paralelos, a la derecha nícoles cruzados. **C)** Muestra RA210327/1 a nícoles paralelos, magnificación de 4X. Línea segmentada amarillenta indica límites de traza fósil indeterminada.

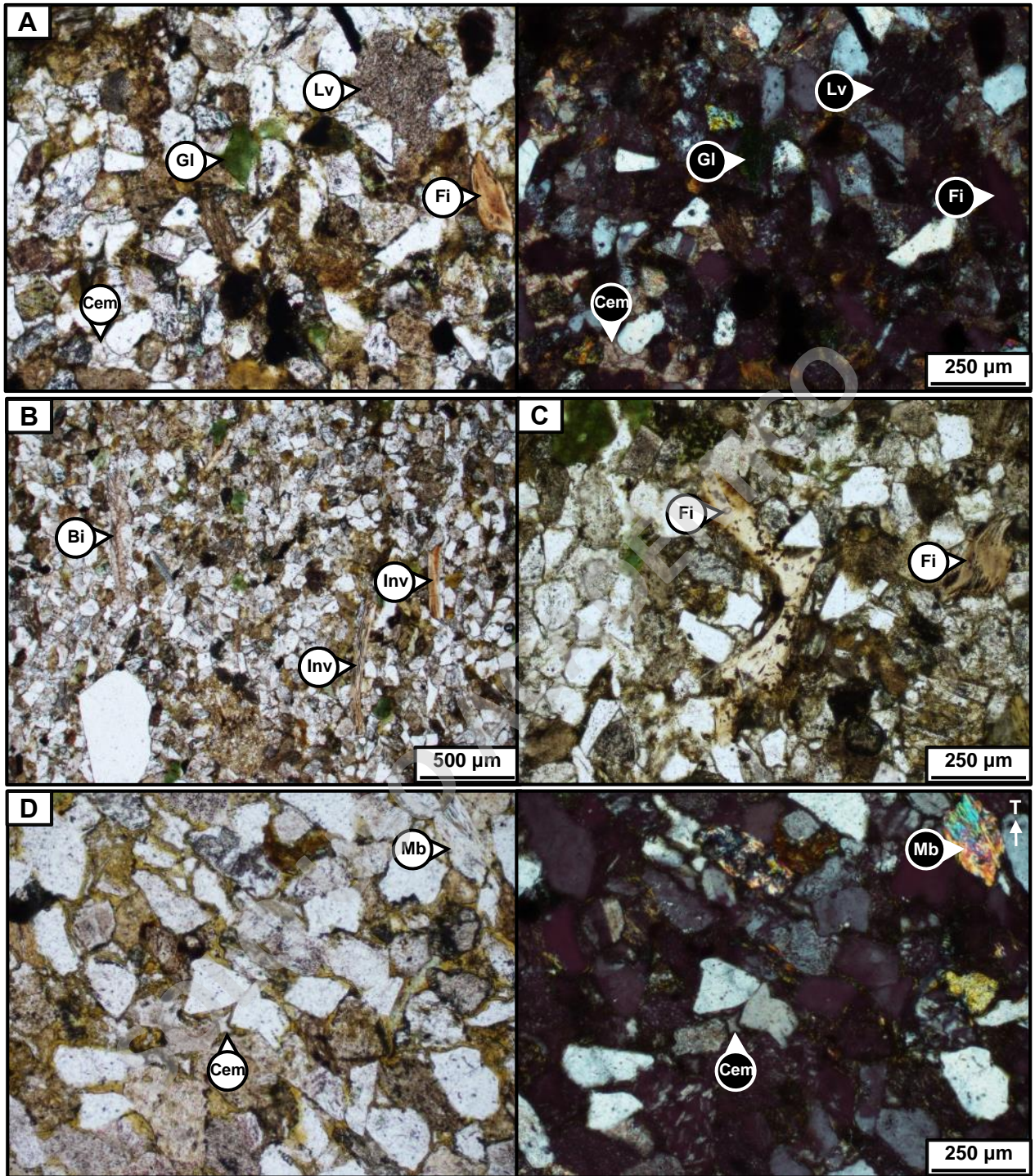


Figura 50. Fotografías microscópicas de muestras de la sección Barranca de Julie, parte dos. Componentes del esqueleto se ven similares a los rotulados en la Figura 49. Gl = Glauconita; Lv = Lítico volcánico, Fi = Fósil indeterminado; Bi = Bivalvo; Inv = Invertebrado indeterminado; Cem = Cemento, Mb = Mica blanca. **A)** Muestra RA210327/3 a magnificación de 10X. A la izquierda a nícoles paralelos, a la derecha nícoles cruzados. Nótese cemento poiquilotópico de carbonato. **B)** Muestra RA210327/3 a nícoles paralelos, magnificación de 4X. Nótese clasto flotante y orientación de clastos. **C)** Muestra RA210327/3 a nícoles paralelos, magnificación de 10X. **D)** Muestra RA210328/10 a magnificación de 10X. Nótese el cemento silíceo ocluyente masivo en torno a granos de cuarzo, rellenando espacios al interior de cemento circungranular de illita/esmectita.

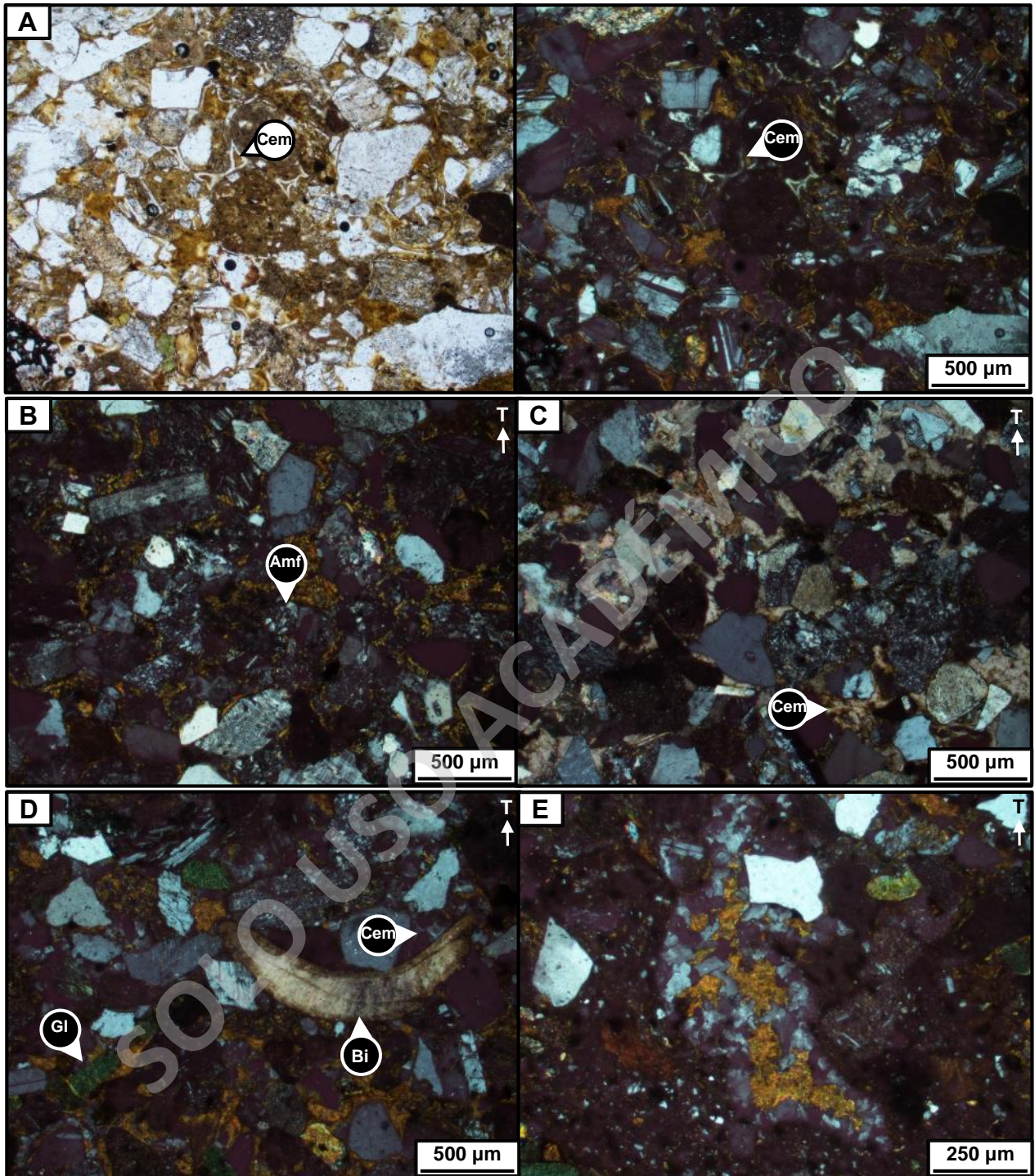


Figura 51. Fotografías microscópicas de muestras de la sección Barranca de Julie, parte tres. Componentes del esqueleto se ven similares a los rotulados en las figuras anteriores. Cem = Cemento, Amf = Clasto de arenisca muy fina, Gl = Glauconita, Bi = Bivalvo. Flecha blanca indica dirección del techo. **A)** Muestra RU210317/14 a magnificación de 4X. A la izquierda a nícoles paralelos, a la derecha nícoles cruzados. Nótese secuencia de cementos desde circungranular isópaco de illita esméctica, ocluyente de cuarzo y ocluyente illita esmectita. **B)** Muestra RA210327/13 a nícoles cruzados, magnificación de 4X. **C)** Muestra RA210327/10 a nícoles cruzados, magnificación de 4X. Nótese secuencia de cementos desde circungranular de illita/esmectita a poiquilotópico de carbonatos. **D)** Muestra RA210327/8 a nícoles cruzados, magnificación de 4X. Nótese clasto fracturado de glauconita. **E)** Muestra RU210327/8 a nícoles cruzados, magnificación de 10X. Nótese el parche matriz soportado y el cemento drúsico feldespático.

5.3.3.2 Sección estratigráfica Quebrada Arauco

Formación Dorotea

Se describieron las muestras RA210328/1, RA210328/3 y RA210328/5 (Anexo 11, 12 y 13, respectivamente). Corresponden a muestras con 85-90% de esqueleto. El espacio intergranular es rellenado por cemento poiquilotópico de carbonatos, subordinadamente cemento circungranular de illita/esmectita y ocasionalmente cemento de sílice ocluyente masivo o en mosaico. Las muestras RA210328/1 y RA210328/3 son texturalmente maduras, pues no poseen matriz de arcilla y tienen selección regular a buena. En cambio, la muestra RA210328/5 es submadura al tener un grado de selección regular. La madurez composicional es mala debido al alto contenido de líticos, que son el segundo componente dominante de las rocas.

Los componentes se pueden apreciar en la Figura 52. La muestra RA210328/5 contiene oolitos, en gran parte incompletos o fragmentados, cuyos núcleos corresponden a fragmentos carbonatados (Figura 52C). Los oolitos corresponden a granos esféricos a elipsoidales con diámetros de 0,25 a 2 mm, constituidos por un núcleo cubierto por una o más capas de concéntricas de mineral precipitado (p. 228 en Scholle y Ulmer-Scholle, 2003). Su formación requiere la repetida rotación de granos que permita la precipitación concéntrica de capas minerales, por lo que los ambientes ideales corresponden a deltas de marea y barras, o playas marinas a lacustres, en donde los granos superficiales se mantienen diariamente en movimiento (p. 228 en Scholle y Ulmer-Scholle, 2003). Sin embargo, debido al estado incompleto en el que se encuentran estos componentes, se descarta un origen autóctono y por lo tanto no se asocian sus condiciones de formación al nivel en que fue obtenida la muestra. Respecto a la glauconita, estos clastos se presentan similares a los de la formación en la sección Barranca de Julie, a excepción de las muestras RA210328/1 y RA210328/3 en donde están fracturados. Sin embargo, debido a su forma redondeada, buena selección y similar granulometría con el resto de granos del esqueleto, se puede diferenciar un origen alóctono (Amorosi, 1997). Las muestras RA210328/10 y RA210328/3 contienen trazas fósiles indeterminadas con características similares a las descritas para la formación en Barranca de Julie.

Formación Man Aike/Río Turbio

Se describieron las muestras RA210328/6 y RA210328/7 (Anexo 14 y 15, respectivamente). La muestra RA210328/6 contiene 97% de esqueleto, cuyo espacio intergranular es rellenado por

cemento circungranular de clorita (Figura 53A). Es texturalmente madura al no contener matriz de arcilla y estar regularmente a bien seleccionada, pero sus clastos se encuentran subangulosos a subredondeados. Por otro lado, la muestra RA210328/7 contiene 90% de esqueleto y su espacio intergranular se compone principalmente por matriz de limo a arcilla y menores cantidades de cemento circungranular de illita/esmectita y cemento carbonatado poiquilotópico. Es texturalmente inmadura, pues contiene 5% de matriz de arcilla. Respecto a la madurez composicional, en ambos casos es mala y menor que para la Formación Dorotea, pues los líticos son el componente dominante.

Los componentes principales se pueden observar en la Figura 53. En ambas muestras destaca la presencia de 10-15% de clastos de glauconita (Figura 53A y B). Estos se encuentran redondeados, con un grado bajo a moderado de fracturas perpendiculares a las superficies de los granos y en una variedad de tamaños que pueden alcanzar o superar el diámetro moda de los fragmentos del esqueleto. Los granos más pequeños se pueden encontrar sin fracturas. De acuerdo a los criterios de Amorosi (1997), se puede diferenciar un origen autóctono y alóctono para la glauconita, implicando sus condiciones de formación en los niveles que fueron recolectadas las muestras como también un aporte de sedimentos desde una unidad portadora de dicho componente. La muestra RA210328/7 resalta por poseer láminas plano paralelas de limo a arcilla asociadas con motas alargadas de materia orgánica (Figura 53C) y una posible traza fósil indeterminada (Figura 53D).

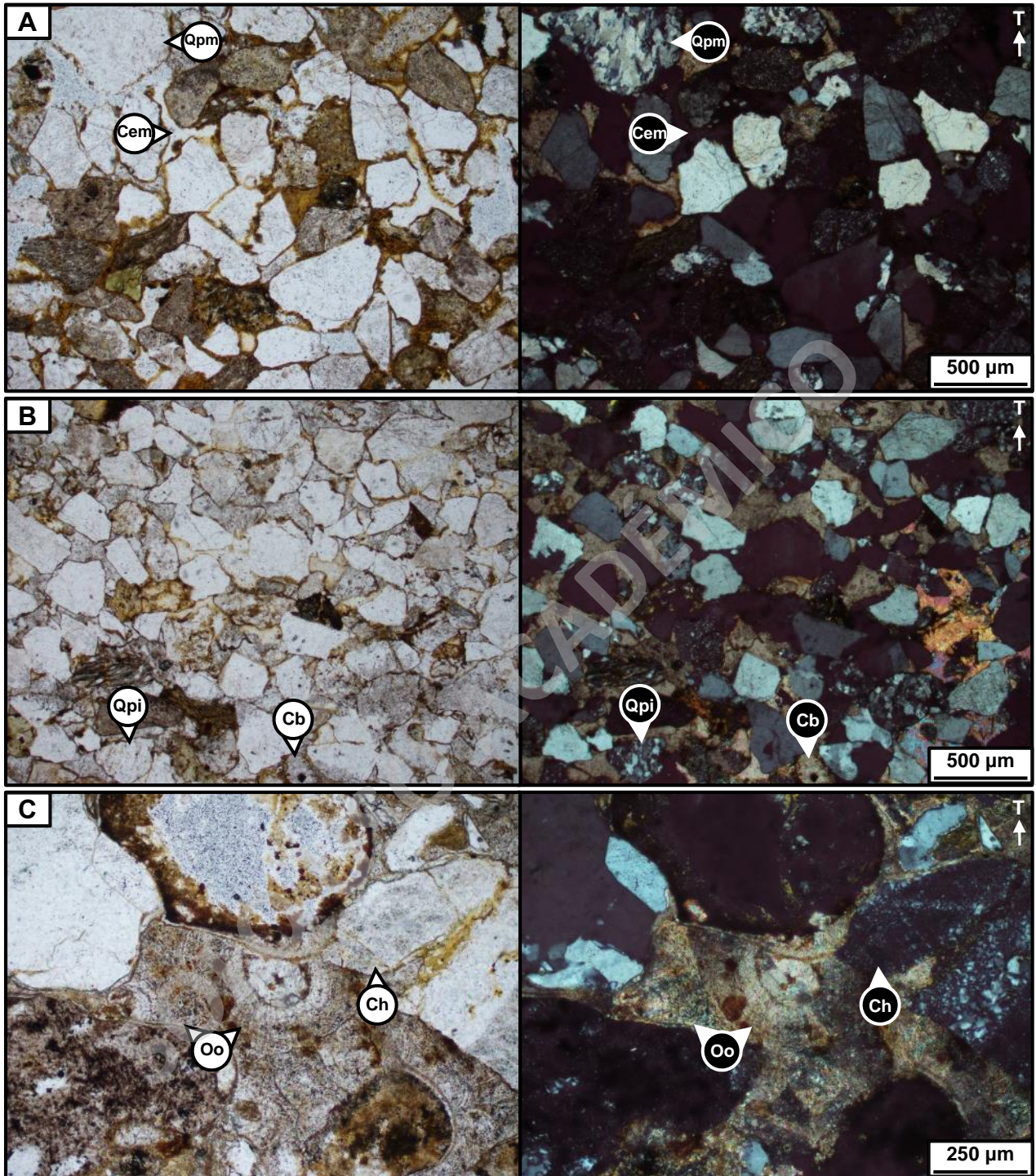


Figura 52. Fotografías microscópicas de muestras de la sección Quebrada Arauco. A la izquierda a nicols paralelos, a la derecha nicols cruzados. Componentes del esqueleto se ven similares a los rotulados en las figuras anteriores. Qpm = Cuarzo policristalino metamórfico; Cem = cemento; Mb = Mica blanca; Qpi = Cuarzo policristalino indeterminado. Cb = Clasto de carbonato, Oo = Oolitos, Ch = Chert. Flecha blanca indica dirección del techo. **A)** Muestra RA210328/1 a magnificación de 4X. Nótese el cemento en mosaico de sílice en torno a granos de cuarzo. **B)** Muestra RA210328/3 a magnificación de 4X. **C)** Muestra RA210328/5 a magnificación de 10X. Nótese oolitos con núcleos de cristales de carbonato.

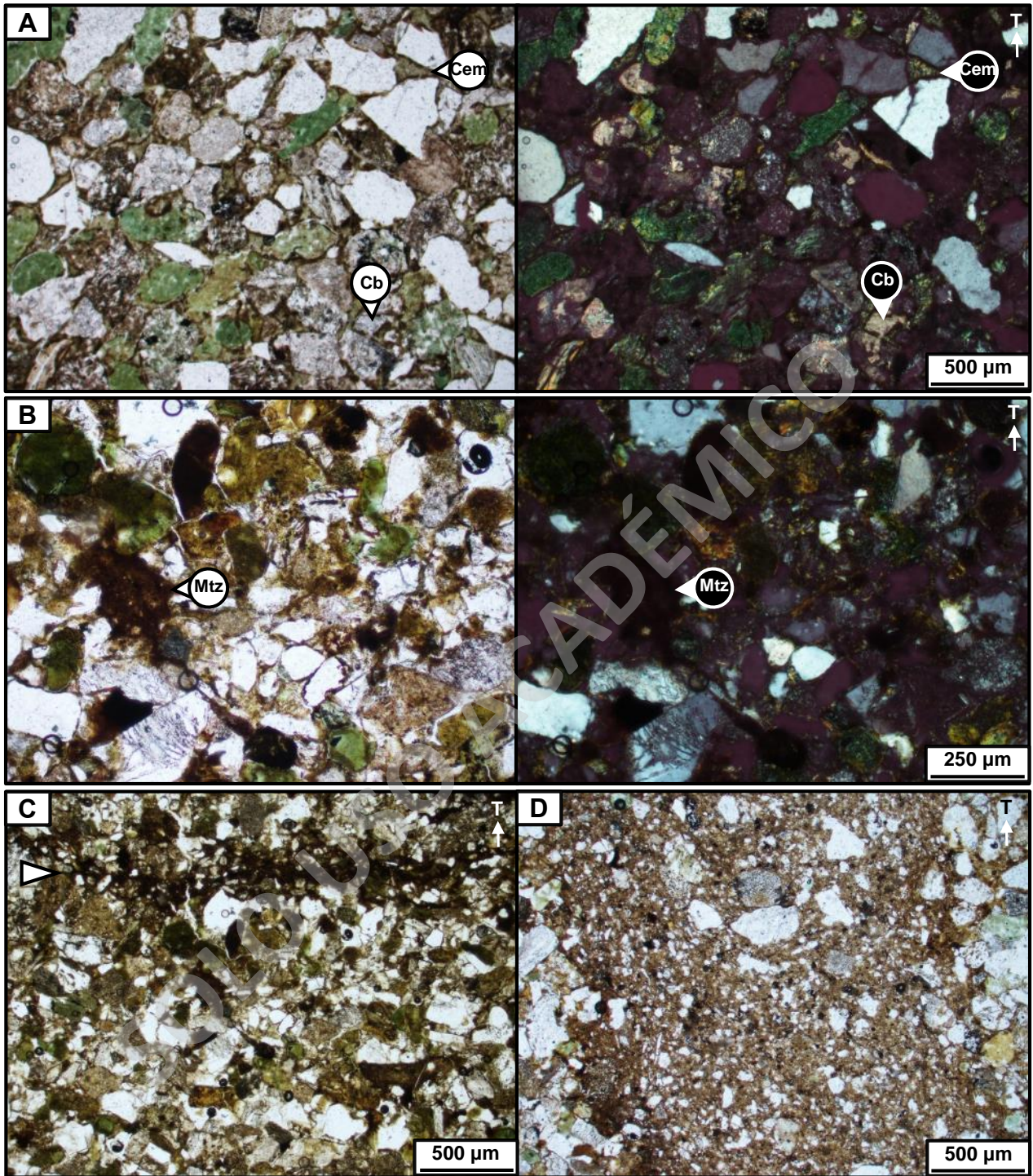


Figura 53. Fotografías microscópicas de muestras de la sección Quebrada Arauco, parte dos. Componentes del esqueleto se ven similares a los rotulados en las figuras anteriores. Cb = Clasto de carbonato, Mtz = Matriz. Flecha blanca indica dirección del techo. **A)** Muestra RA210328/6 a magnificación de 4X. A la izquierda a nícoles paralelos, a la derecha nícoles cruzados. Nótese cemento circungranular isópaco acicular de clorita. **B)** Muestra RA210328/7 a magnificación de 10X. A la izquierda a nícoles paralelos, a la derecha nícoles cruzados. **C)** Muestra RA210328/7 a nícoles paralelos. Magnificación de 4X. Nótese lámina plano paralela de fangolita con materia orgánica opaca. **D)** Muestra RA210328/7 a nícoles paralelos. Magnificación de 4X. Nótese la estructura subvertical compuesta de fangolita, probablemente bioturbación.

5.3.3.3 Sección estratigráfica El Coliseo

Formación Dorotea

Se describieron las muestras RA210331/3, RA210331/4, RA210401/3 y RA210401/5 (Anexo 16, 17, 18 y 19, respectivamente). Corresponden a muestras con 95% de esqueleto. El espacio intergranular es rellenado tanto por matriz de limo a arcilla como por cementos. Entre estos se encuentran cemento circungranular de illita/esmectita, cemento poiquilotópico de carbonatos y ocasionalmente cemento ocluyente de sílice. También poseen entre 1% a 2% de porosidad. Son muestras texturalmente maduras, pues contienen <5% de matriz arcillosa y están regularmente a bien seleccionadas. La madurez composicional es mala debido al alto contenido de líticos, similar a lo planteado para la formación en las columnas estratigráficas anteriores.

Los componentes se pueden apreciar en la Figura 54 y Figura 55A y B. Se presentan clastos de glauconita redondeados, sin fracturas y con una granulometría similar al resto de componentes de los esqueletos, permitiendo diferenciar un origen alóctono para estos fragmentos (Amorosi, 1997). Destaca la muestra RA210331/4, que presenta motas de materia orgánica alargadas y orientadas paralelamente a la estratificación (Figura 54B). Adicionalmente contiene trazas fósiles indeterminadas similares a las descritas en Barranca de Julie, en conjunto con estructuras de fangolita correspondientes a bioturbación (Figura 54C). La muestra RA210401/5 también contiene motas de materia orgánica alargadas, pero asociadas a láminas plano paralelas de fangolita (Figura 55B).

Formación Cerro Dorotea

Se describieron las muestras RA210401/6, RA210401/8 y RA210401/11 (Anexo 20, 21 y 22, respectivamente). Los aspectos texturales y composicionales son similares a las muestras descritas para la Formación Dorotea, a excepción de la lámina RA210401/6. Esta contiene un 80% de esqueleto, cuyo espacio intergranular es rellenado principalmente por matriz de limo a arcilla y ocasionalmente cemento circungranular de illita/esmectita y cemento ocluyente de sílice. Es texturalmente inmadura debido a su alto contenido de matriz arcillosa (Figura 55C), mientras que su composición se mantiene parecida al resto de muestras.

Los componentes se observan en la Figura 55C y Figura 56. Respecto a la presencia de glauconita, sus características son similares a las de la Formación Dorotea. Resalta la presencia de trazas fósiles indeterminadas en las muestras RA210401/8 y RA210401/11 (Figura 56B).

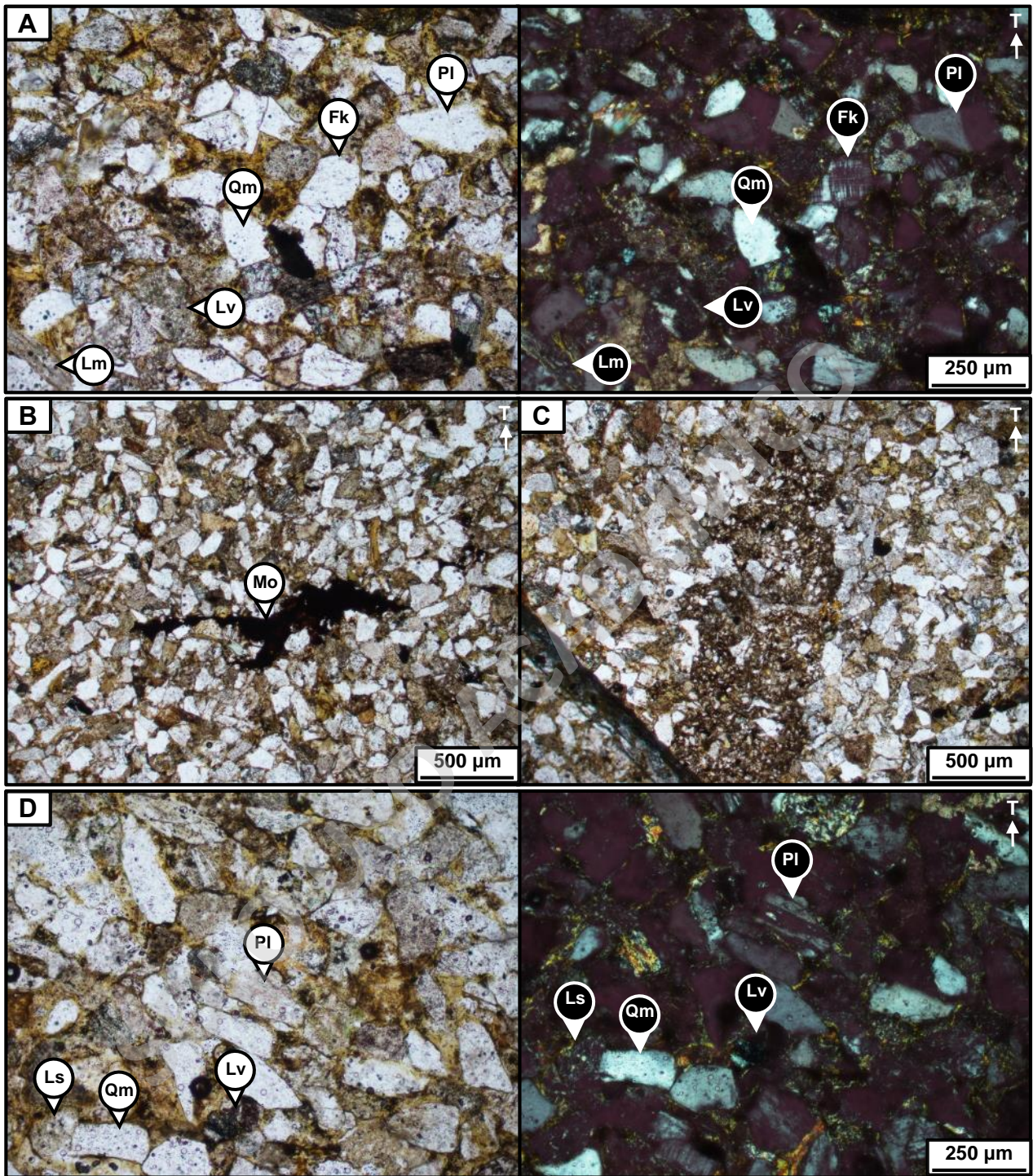


Figura 54. Fotografías microscópicas de muestras de la sección El Coliseo. Componentes del esqueleto se ven similares a los rotulados en las figuras anteriores. Qm = Cuarzo monocristalino, Fk = Feldespato potásico, Pl = Plagioclasa, Lv = Lítico volcánico, Lm = Lítico metamórfico, Ls = Lítico sedimentario, Mo = Materia orgánica. Flecha blanca indica dirección del techo. **A)** Muestra RA210331/3 a magnificación de 10X. A la izquierda a nícoles paralelos, a la derecha nícoles cruzados. **B)** Muestra RA210331/4 a nícoles paralelos. Magnificación de 4X. Nótese materia orgánica en cúmulo alargado orientado con la estratificación. **C)** Muestra RA210331/4 a nícoles paralelos. Magnificación de 4X. Nótese la estructura subvertical de fangolita, bioturbación. **D)** Muestra RA210401/3 a magnificación de 10X. A la izquierda a nícoles paralelos, a la derecha nícoles cruzados.

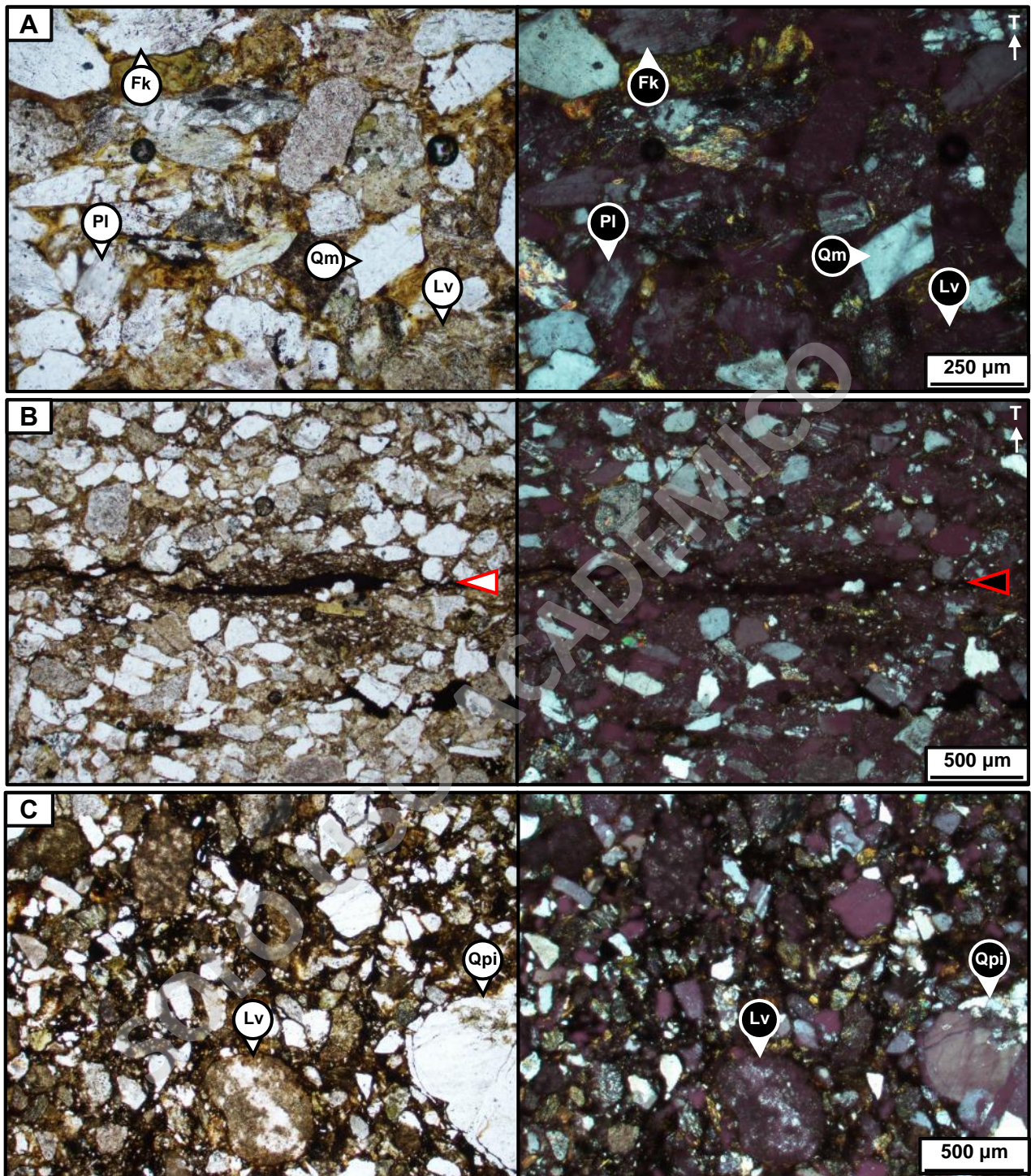


Figura 55. Fotografías microscópicas de muestras de la sección El Coliseo, parte dos. Componentes del esqueleto se ven similares a los rotulados en las figuras anteriores. A la izquierda a nícoles paralelos, a la derecha nícoles cruzados. Flecha blanca indica dirección del techo. Qm = Cuarzo monocristalino, Pl = Plagioclasa, Fk = Feldspato potásico, Lv = Lítico volcánico, Ls = Lítico sedimentario, Qpi = Cuarzo policristalino indeterminado. **A)** Muestra RA210401/5 a magnificación de 10X. **B)** Muestra RA210401/5 a magnificación de 4X. Nótese lámina plano paralela de fangolita con materia orgánica. **C)** Muestra RA210401/6 a magnificación de 4X. Nótese la mala selección de la roca.

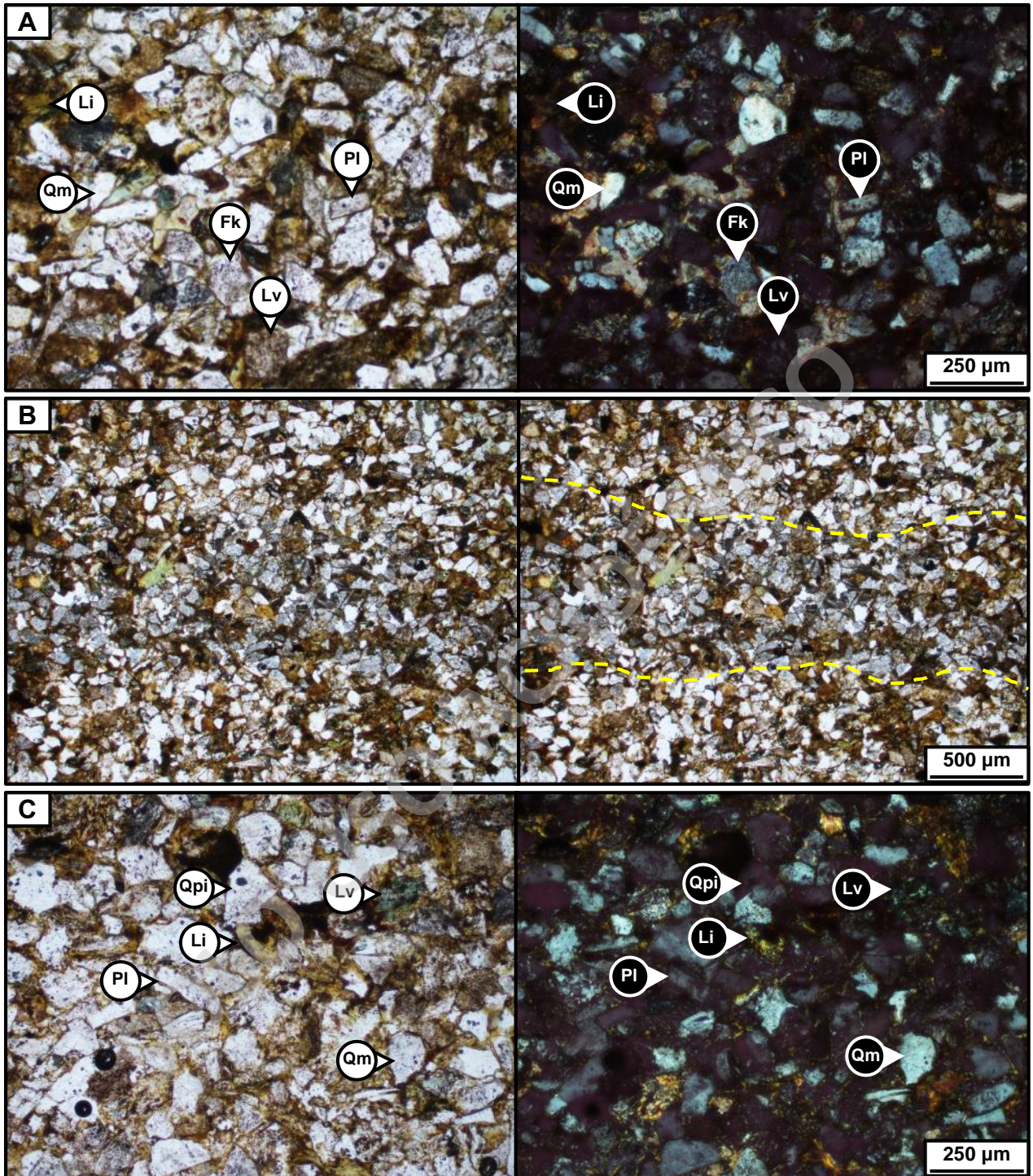


Figura 56. Fotografías microscópicas de muestras de la sección El Coliseo, parte tres. Componentes del esqueleto se ven similares a los rotulados en las figuras anteriores. Qm = Cuarzo monomineral, PI = Plagioclasa, Fk = Feldespato potásico, Li = Lítico indeterminado a illita, Lv = Lítico volcánico, Qpi = Cuarzo polimineral indeterminado. **A)** Muestra RA210401/8 a magnificación de 10X. A la izquierda a nícoles paralelos, a la derecha nícoles cruzados. **B)** Muestra RA210401/8 a nícoles paralelos con una magnificación de 4X. Líneas segmentadas amarillas indican límites de traza fósil subhorizontal. **C)** Muestra RA210401/11 a magnificación de 10X. A la izquierda a nícoles paralelos, a la derecha nícoles cruzados.

5.4 Conteos modales en areniscas y proveniencia sedimentaria

La proveniencia sedimentaria de un material detrítico se refiere al estudio de las características del área fuente de los sedimentos, lo cual puede entregar información respecto al contexto paleoclimático y paleogeográfico de la cuenca sedimentaria (Boggs, 2006).

Para poder reconstruir su sistema genético es necesario conocer los procesos que puedan modificar los productos sólidos desde los macizos rocosos erosionables hasta la roca sedimentaria resultante (Johnsson, 1993). Los principales factores que controlan la composición de las rocas clásticas son (Arche, 2010): 1) el área fuente, considerando la composición de la roca madre y sus aspectos texturales que influyan en el potencial de generación de clastos de determinados tamaños; 2) alteraciones químicas que actúan sobre el área fuente y sedimentos, incluso durante la diagénesis, que disminuyan la relación de componentes inestables en función de la intensidad y duración de los procesos químicos; 3) el transporte, que modifica la composición del depósito detrítico y la susceptibilidad de los granos a alteraciones químicas debido a la abrasión mecánica, selección y mezcla de clastos; 4) morfología y dinámica de la cuenca de sedimentación, en la que aspectos como el tipo de drenaje, dinámica cortical y controles eustáticos pueden llegar a incidir en el área fuente involucrada en la génesis de un depósito y en la relación entre componentes extracuencales e intracuencales; 5) procesos diagenéticos como la disgregación mecánica durante la compactación, reemplazos y disoluciones minerales que generan pérdida de información sobre la procedencia; 6) el reciclado de depósitos clásticos que produzca un incremento en la proporción de componentes más estables.

Existen diversas técnicas para analizar la proveniencia sedimentaria en materiales detríticos. Desde el aspecto petrográfico, los fragmentos líticos pueden ser indicadores directos de la naturaleza de las rocas aportantes, mientras que para los fragmentos minerales se pueden realizar varios tipos de análisis (Boggs, 2006). Por ejemplo, los cristales de cuarzo detríticos pueden ser genéticamente interpretados en base a sus propiedades diagnósticas (Folk, 1980), o mediante un análisis de catodoluminiscencia a través de un Microscopio Electrónico de Barrido (Seyedolali *et al.*, 1997). Los feldespatos pueden ser indicativos tanto de la composición de las rocas en las que fueron formados como del grado de meteorización que existió en el área fuente (Boggs, 2006). Distintos ensambles de minerales pesados pueden asociarse a distintas rocas fuentes (Pettijohn, 1973). Adicionalmente, se pueden efectuar análisis químicos sobre el total de los sedimentos o restringidamente a fases minerales individuales, los cuales pueden aportar información sobre procesos de alteración química sufridos o permitir discriminar aportes en

función del ambiente geotectónico (Arche, 2010). Entre ellos se encuentran los análisis de geoquímica de roca total en areniscas y lutitas (McLennan *et al.*, 1993), o análisis termocronológicos como U-Pb en circones detríticos, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en micas blancas, trazas de fisión en circones o apatitos y U-Th/He en circones o apatitos (Boggs, 2006).

A pesar de los métodos mencionados, el estudio de proveniencia ha tenido un gran enfoque en la petrografía de areniscas. Esto ocurre al tratarse de un grupo de rocas abundantes en el registro estratigráfico, además de presentar un tamaño idóneo para el empleo de técnicas microscópicas y ser la granulometría que ofrece mayor información sobre su origen (Arche, 2010).

Dickinson y Suczek (1979); Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1985) plantearon un método de análisis de proveniencia sedimentaria en areniscas, el modelo Dickinson, bajo la idea de que su composición está controlada por la configuración tectónica de la cuenca sedimentaria y de su área fuente. Este método consiste en la utilización de diagramas ternarios que utilizan distintos parámetros composicionales para clasificar la proveniencia en tres grandes categorías, explicadas en la Subsección 5.4.1 de este capítulo.

Para determinar la composición de areniscas se emplean técnicas de conteos modales, que consisten en el contaje de clastos sobre una lámina delgada siguiendo una red de puntos gradada. La gradación debe ser de un tamaño siempre superior al tamaño medio de grano de la arenisca, con el fin de evitar posibles repeticiones de clastos (Arche, 2010). Adicionalmente hay que definir los criterios de conteo, para lo cual existen principalmente dos métodos: el método tradicional y el método Gazzi-Dickinson (Ingersoll *et al.*, 1984). El método tradicional ha sido empleado comúnmente para definir y describir la composición de rocas o depósitos arenosos (Arche, 2010). Este considera que todos los minerales incluidos dentro clastos policristalinos deben ser contados como fragmentos líticos. Sin embargo, debido a la tendencia de los fragmentos líticos y minerales policristalinos de ser más abundantes en granulometrías más gruesas, el método tradicional es inviable para comparar la composición entre depósitos arenosos con distinto tamaño de clastos (Ingersoll *et al.* 1984; Arche, 2010). El método Gazzi-Dickinson fue desarrollado por Gazzi (1966), Dickinson (1970) y validado por Ingersoll *et al.* (1984). Este elimina la dependencia entre la composición y granulometría, pues si el tamaño del mineral intersectado es mayor a 0,0625 mm, se cuenta como un monocristal en vez de contarlo como el lítico en el que está contenido (Ingersoll *et al.*, 1984).

Respecto al número de conteos a realizar, Van der Plas y Tobi (1965) calcularon el error cometido en el proceso de contaje en función de puntos contabilizados. En virtud de la precisión de los

datos y el tiempo utilizado, los porcentajes de representación de los componentes detríticos de una arena pueden obtenerse con un conteo de 400 puntos (Arche, 2010), que arroja un valor máximo de error de 5% (Van der Plas y Tobi, 1965).

El modelo de Dickinson para el análisis de proveniencia sedimentaria ha sido cuestionado por Weltje (2002, 2006) y Weltje y Von Eynatten (2004). Weltje (2006) realizó una evaluación estadística utilizando resultados de conteos modales en aproximadamente 11.000 cortes transparentes. Indicó que el modelo de Dickinson es insatisfactorio para determinar la proveniencia de areniscas con una fuente mixta, además de que sería mucho más eficiente descartar el uso de subcomposiciones ternarias y reemplazarlo por un análisis completo de los seis componentes: Qm, Qp, P, K, Lv, Ls. Weltje (2006) presentó una nueva versión de los diagramas ternarios de Dickinson, eliminando la subcomposición de cada una de las tres grandes categorías de proveniencia, además de quitar el campo de mezcla del diagrama QmFLt. Al mismo tiempo, para los diagramas QpLvLs y QmPK se reemplazaron las clasificaciones originales, quedando con las mismas que los diagramas QtFL y QmFLt. Con estas modificaciones, Weltje (2006) obtuvo porcentajes de éxito promedio de 76% para el diagrama QtFL, 74% para QmFLt, 64% para QmPK y 78% para QpLvLs. Estos porcentajes representan la posibilidad de que la proveniencia indicada por los diagramas corresponda a la proveniencia real (Weltje, 2006).

5.4.1 Diagramas ternarios del modelo Dickinson

Dickinson y Suczek (1979) utilizan cuatro diagramas ternarios para clasificar la proveniencia sedimentaria de areniscas. El diagrama QtFL considera los contenidos de cuarzo total, feldspatos y líticos; mientras que el diagrama QmFLt considera los contenidos de cuarzo monocristalino, feldspatos y líticos totales. El primero agrupa el cuarzo monocristalino con el cuarzo policristalino para hacer énfasis en la estabilidad de los granos, mientras que el segundo agrupa el cuarzo policristalino con el resto de líticos para hacer énfasis en la granulometría de las rocas fuentes, pues las rocas de grano más fino aportan más fragmentos líticos en granos de tamaño arena. Los diagramas QpLvLs y QmPK utilizan parámetros secundarios de la roca y sirven principalmente para detallar las características composicionales de las proveniencias señaladas en los otros diagramas (Arche, 2010). Dickinson *et al.* (1983) utilizan resultados de conteos modales con rocas del Fanerozoico de Norteamérica para validar los diagramas ternarios de Dickinson y Suczek (1979), además de presentarlos en una versión actualizada. Las tres grandes categorías de proveniencia de los diagramas QtFL y QmFLt son las siguientes (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson *et al.* 1983; Dickinson, 1985):

- Bloque continental:** Corresponde a cratones estables y plataformas, como también bloques de basamento alzado. A) Para los cratones estables, la principal fuente corresponde a afloramientos graníticos y gnéísicos. Las areniscas reflejan una alta madurez composicional, siendo ricas en cuarzo y con altas razones de cuarzo monomíctico y feldespato potásico. Estas composiciones se deben a un alto retrabajo al interior de los cratones y/o una prolongada meteorización sobre las rocas aportantes como consecuencia de bajos relieves. B) Los bloques de basamento alzado, limitados por fallas, ocurren a lo largo de márgenes extensivos incipientes y rupturas transformantes al interior de bloques continentales. Las fuentes corresponden a rocas de basamento que producen areniscas cuarzo-feldespáticas pobres en líticos. Esto se da en condiciones de altos relieves y climas áridos a semiáridos. El reciclaje de rocas superficiales locales puede inducir cantidades anómalas de líticos. En el área de estudio no existen unidades que puedan representar este tipo de proveniencia.
- Orógeno reciclado:** Ocurre en configuraciones tectónicas en las que rocas estratificadas son deformadas, alzadas y erosionadas. Entre estas se encuentran los complejos de subducción, los orógenos de colisión y los alzamientos de antepaís. A) En los complejos de subducción, el material de la corteza oceánica subductante es tectónicamente alzado entre la fosa y la cuenca de antepaís. Las fuentes pueden corresponder a material ofiolítico, esquistos verdes, chert, pizarras, grauvacas y calizas, que son expuestas como constituyentes del mélange, cabalgamientos e isoclinas formados por deformación en la zona de subducción. Los sedimentos pueden derivar hacia cuencas de antepaís o hacia la fosa. La abundancia de granos de chert sería un buen indicador de una fuente de complejo de subducción. Sin embargo, su proporción disminuiría en aquellos casos en que los componentes arenosos fueron altamente reciclados (Dickinson y Suczek, 1979). Además, fuentes de orógenos de colisión y arcos magmáticos también pueden llegar a contener altos porcentajes de chert. En la zona de estudio, el Complejo Metamórfico Andino Oriental puede representar este tipo de proveniencia. B) Los orógenos de colisión se componen del cabalgamiento de rocas sedimentarias y metasedimentarias, con subordinadas fuentes de mélange ofiolíticos y arcos magmáticos y plutones involucrados en la colisión. Las areniscas asociadas se componen de materiales reciclados, con altas proporciones de cuarzo respecto a los feldespatos y una abundancia de líticos sedimentarios a metasedimentarios. Mayores proporciones de feldespato pueden asociarse al aporte de rocas ígneas adyacentes a las estructuras de la corteza. Cuando el aporte de mélange ofiolíticos es alto, puede producir una mayor proporción

de chert. C) Los alzamientos de antepaís están asociados al desarrollo de fajas plegadas y corridas donde el sedimento es aportado directamente a la cuenca de antepaís adyacente. Las areniscas son típicamente recicladas desde sucesiones sedimentarias alzadas por la faja plegada y corrida. Algunas areniscas ricas en cuarzo pueden parecerse a aquellas de bloques continentales, mientras que areniscas ricas en chert pueden ser indistinguibles de las de orógenos reciclados. Dickinson y Suczek (1979) indican que las areniscas más características tienen cantidades de cuarzo moderadas a altas, con bajo contenido de feldespatos. En las cercanías del área de estudio, el registro litoestratigráfico conformado por las formaciones Zapata, Punta Barrosa, Cerro Toro, Tres Pasos y Dorotea pueden representar este tipo de proveniencia.

- **Arco magmático:** Corresponde a fuentes de arcos magmáticos activos construidos paralelamente a zonas de subducción. Cuando se erosionan las cadenas volcánicas y sus depósitos piroclásticos asociados, se generan areniscas de composiciones volcanoclásticas, con altas cantidades de líticos volcánicos y plagioclasas. Cuando el arco volcánico es erosionado o disectado pueden quedar expuestos los batolitos alimentadores, generando areniscas cuarzo-feldespáticas. La mezcla de contribuciones volcánicas y plutónicas genera un espectro entre areniscas lito-feldespáticas y feldespato-líticas, pero manteniendo una alta razón de líticos volcánicos respecto de los líticos totales y moderados a bajos contenidos de cuarzo. Cercano al área de estudio, la Formación Tobífera puede representar una fuente desde un arco no disectado a transicional, mientras que el Batolito Surpatagónico correspondería a una fuente de arco disectado.

A continuación, se presentan los resultados de los conteos modales de areniscas en las que se realizaron cortes transparentes según los parámetros de Ingersoll *et al.* (1984) (Tabla 8). No se consideró la muestra RA210401/6 debido a su alto porcentaje de matriz de limo a arcilla, siguiendo las indicaciones de Ingersoll *et al.* (1984). La representación de las muestras en los diagramas ternarios de Dickinson y Suczek (1979), Dickinson *et al.* (1983) y las versiones modificadas por Weltje (2006) se muestran en las secciones posteriores de este capítulo.

Tabla 8. Puntos contados según los parámetros de granos de Ingersoll *et al.* (1984). Las muestras están ordenadas de base a techo según cada columna estratigráfica. Qm = Cuarzo monocristalino, Qp = Cuarzo policristalino, P = Plagioclasa, K = Feldespato potásico, Lv = Lítico volcánico, Lm = Lítico metamórfico, Ls = Lítico sedimentario, M = Micas, D = Minerales pesados, Misc. = Misceláneos e indeterminados.

Sección	Formación	Muestra	Qm	Qp	P	K	Lv	Lm	Ls	M	D	Misc.	Total
Barranca de Julie	Dorotea	RA210326/5	186	4	32	53	40	20	47	8	4	6	400
Barranca de Julie	Dorotea	RA210327/1	131	8	64	29	90	30	19	6	9	14	400
Barranca de Julie	Dorotea	RA210327/3	192	3	24	39	25	15	61	3	14	24	400
Barranca de Julie	Dorotea	RA210328/10	169	16	54	23	64	27	21	4	4	18	400
Barranca de Julie	Dorotea	RU210327/14	62	1	160	65	78	0	25	5	2	2	400
Barranca de Julie	Dorotea	RU210327/13	136	4	44	52	112	7	40	1	0	4	400
Barranca de Julie	Dorotea	RU21032710	195	7	31	30	45	21	52	1	1	17	400
Barranca de Julie	Man Aike/Río Turbio	RU210327/8	117	3	70	10	131	11	11	7	5	35	400
Quebrada Arauco	Dorotea	RA210328/1	167	12	27	30	88	28	35	1	2	10	400
Quebrada Arauco	Dorotea	RA210328/3	245	3	2	32	26	20	54	2	5	11	400
Quebrada Arauco	Dorotea	RA210328/5	225	12	28	10	54	11	29	0	2	29	400
Quebrada Arauco	Man Aike/Río Turbio	RA210328/6	97	5	56	9	84	24	42	2	2	79	400
Quebrada Arauco	Man Aike/Río Turbio	RA210328/7	122	14	55	14	97	16	24	4	5	49	400
El Coliseo	Dorotea	RA210331/3	141	18	43	35	29	50	49	9	8	18	400
El Coliseo	Dorotea	RA210331/4	189	8	51	31	51	22	22	4	3	19	400
El Coliseo	Dorotea	RA210401/3	146	11	62	31	61	35	35	1	3	15	400
El Coliseo	Dorotea	RA210401/5	150	18	76	31	66	23	22	4	2	8	400
El Coliseo	Cerro Dorotea	RA210401/6	No contada, debido a su alto porcentaje de matriz.										
El Coliseo	Cerro Dorotea	RA210401/8	149	10	39	27	47	22	47	2	20	37	400
El Coliseo	Cerro Dorotea	RA210401/11	167	22	29	41	44	43	27	8	6	13	400

5.4.1.1 Diagrama QtFL

Las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea se proyectan en el campo de orógeno reciclado. Sin embargo, parte de las muestras de Barranca de Julie de la Formación Dorotea también caen en el campo de arco disectado y ocasionalmente arco transicional. Por otro lado, la Formación Man Aike/Río Turbio es clasificada con una proveniencia de arco disectado. En base a esto, se sugiere que: (1) la proveniencia de la Formación Dorotea fue más homogénea hacia el sur, (2) desde la depositación de los niveles de la Formación Dorotea a los de la Formación Man Aike/Río Turbio, se ve reflejado un aumento en los aportes desde un arco magmático y/o una disminución de aportes desde orógeno reciclado.

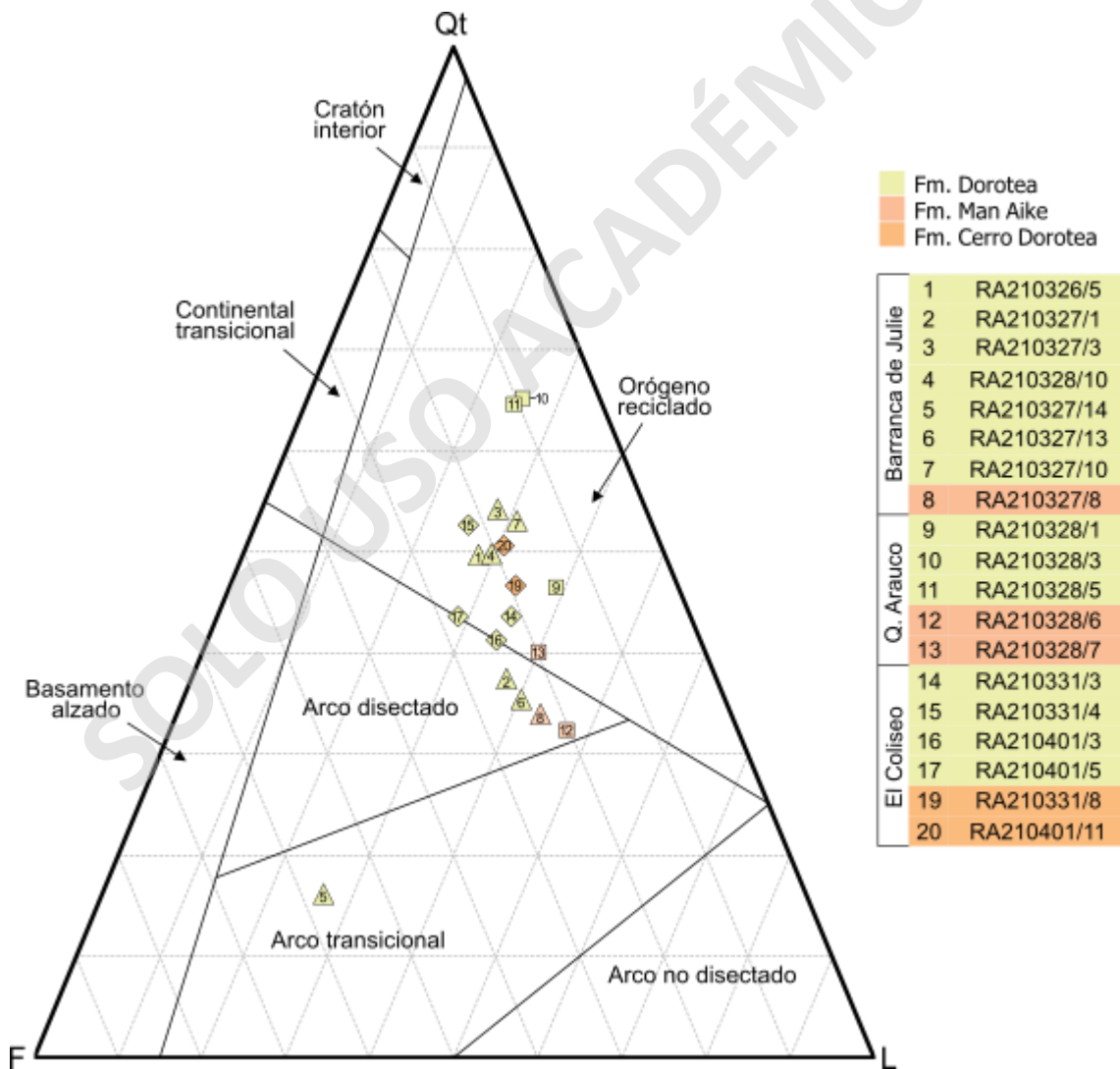


Figura 57. Diagrama QtFL modificado de Dickinson (1985). Símbolos de triángulos, cuadrados y rombos representan a las muestras de Barranca de Julie, Quebrada Arauco y El Coliseo, respectivamente.

5.4.1.2 Diagrama QmFLt

Las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea se concentran principalmente en el campo de mezcla. Una subordinada cantidad de muestras de la Formación Dorotea cae en los campos de orógeno reciclado y transicional reciclado, correspondientes a las de Quebrada Arauco, mientras que algunas de Barranca de Julie se proyectan en el campo de arco magmático. Por otro lado, la Formación Man Aike/Río Turbio es clasificada con una fuente desde un arco disectado. Similar a lo reflejado en el diagrama QtFL, se infiere que para la Formación Man Aike/Río Turbio existió un aumento en los aportes desde un arco magmático respecto de los niveles de la Formación Dorotea.

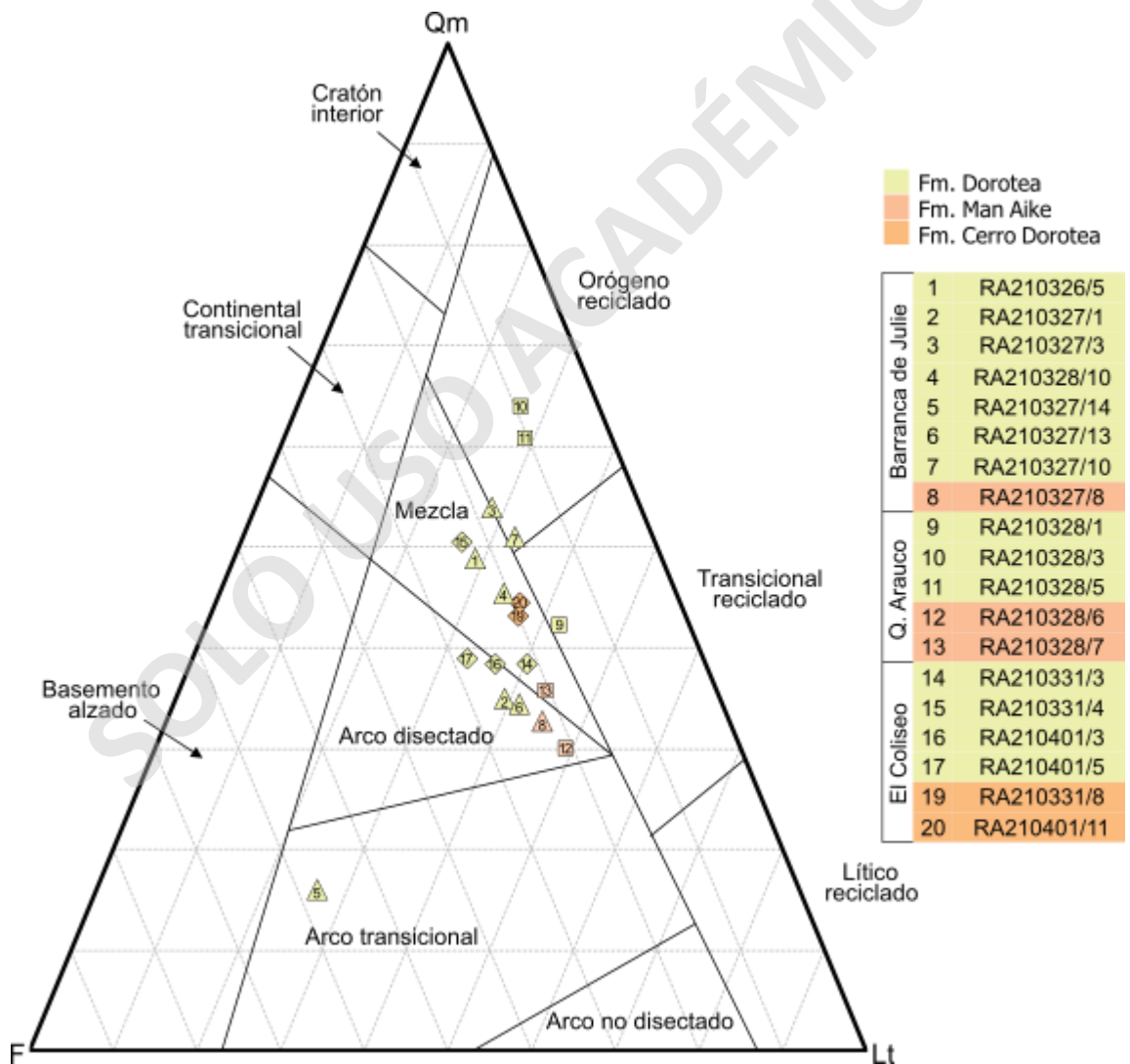


Figura 58. Diagrama QmFLt modificado de Dickinson (1985). Símbolos de triángulos, cuadrados y rombos representan a las muestras de Barranca de Julie, Quebrada Arauco y El Coliseo, respectivamente.

5.4.1.3 Diagrama QpLvLs

El conjunto de muestras estudiadas cae en el campo de un arco orogénico, independiente de las unidades litoestratigráficas a las que correspondan. Un grupo conformado por tres muestras de la Formación Dorotea caen fuera de dicho campo, hacia el extremo de fajas plegadas y corridas, por lo que se podría sugerir una influencia de esa fuente.

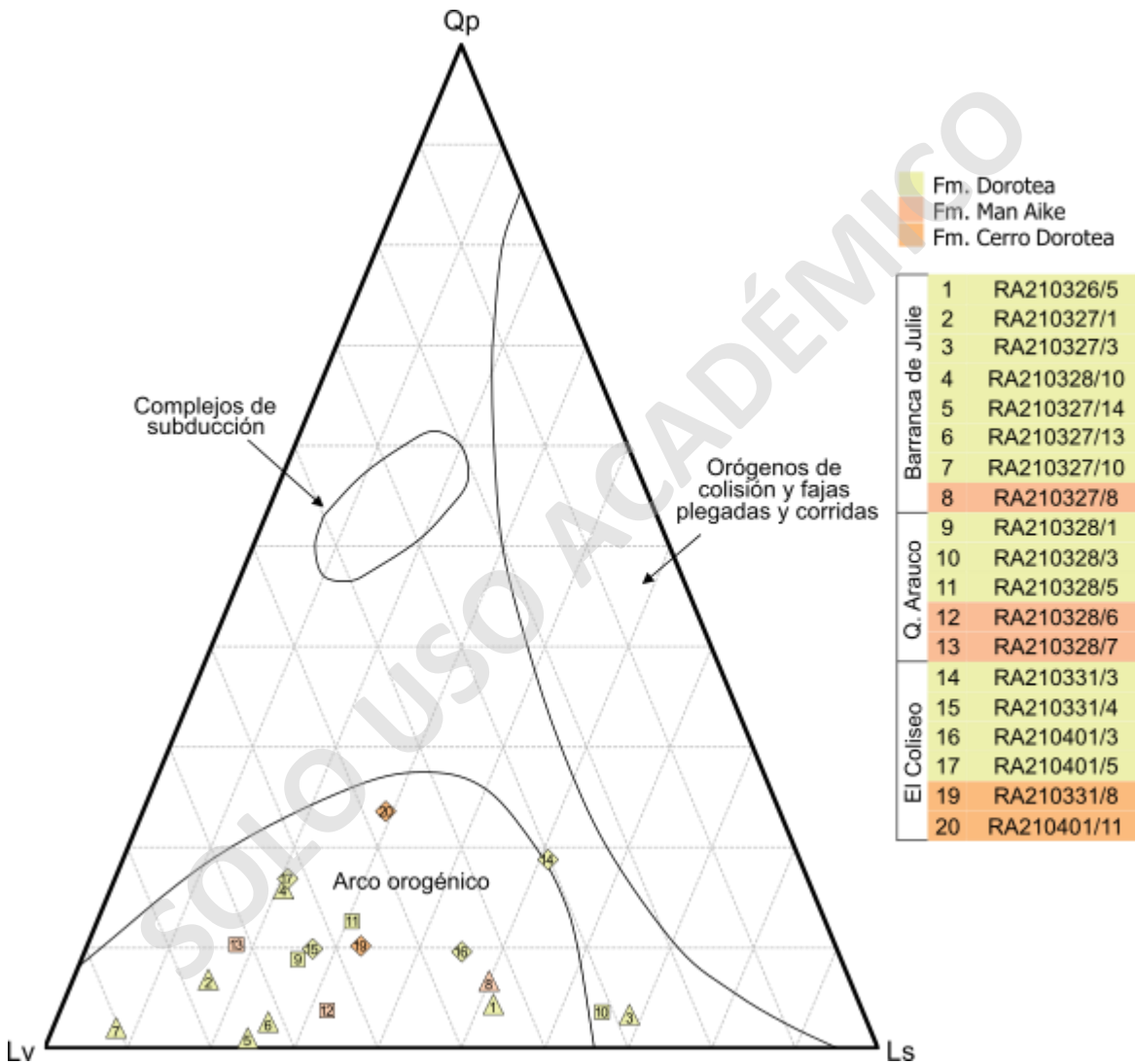


Figura 59. Diagrama QpLvLs modificado de Dickinson (1985). Símbolos de triángulos, cuadrados y rombos representan a las muestras de Barranca de Julie, Quebrada Arauco y El Coliseo, respectivamente.

5.4.1.4 Diagrama QmPK

Para la Formación Man Aike/Río Turbio, la totalidad de las muestras son clasificadas con una proveniencia volcanoplutónica Circumpacífica. Para la Formación Dorotea sólo un grupo cae en dicho campo, mientras que aproximadamente la mitad se encuentran hacia la parte superior del diagrama, en conjunto con las muestras de la Formación Cerro Dorotea. De las muestras con una proveniencia volcanoplutónica, las de la Formación Dorotea tendrían un mayor radio de aportes de fuentes plutónicas sobre volcánicas respecto a las de la Formación Man Aike/Río Turbio (Dickinson, 1985). El resto de muestras que se encuentran hacia el extremo superior del diagrama reflejan una mayor madurez asociada a una proveniencia de orógeno reciclado.

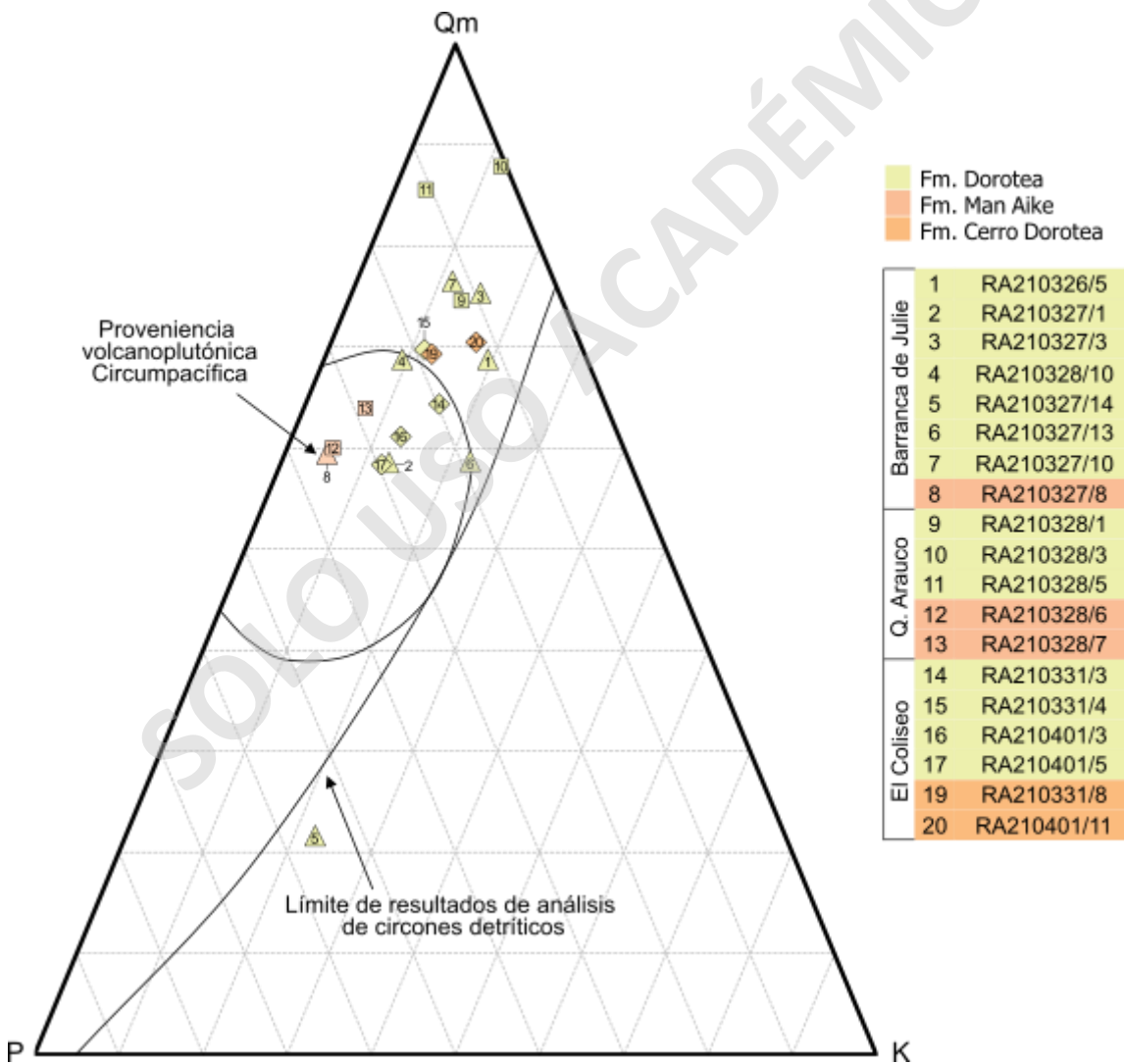


Figura 60. Diagrama QmPK modificado de Dickinson (1985). Símbolos de triángulos, cuadrados y rombos representan a las muestras de Barranca de Julio, Quebrada Arauco y El Coliseo, respectivamente.

5.4.2 Diagramas ternarios del modelo Dickinson después de Weltje (2006)

5.4.2.1 Diagrama QtFL

Las tendencias e implicancias son similares a las del diagrama original del modelo Dickinson. La Formación Dorotea se proyecta en los campos de orógeno reciclado y arco magmático, mientras que las de la Formación Cerro Dorotea en orógeno reciclado. Por otro lado, las muestras de la Formación Man Aike/Río Turbio caen en arco magmático. Respecto a una posible homogeneización de la proveniencia de la Formación Dorotea hacia el sur, en este caso no es evidente pues las fuentes de orógeno reciclado y arco magmático ocurren tanto para las secciones de Sierra Baguales como para la de Cerro Castillo.

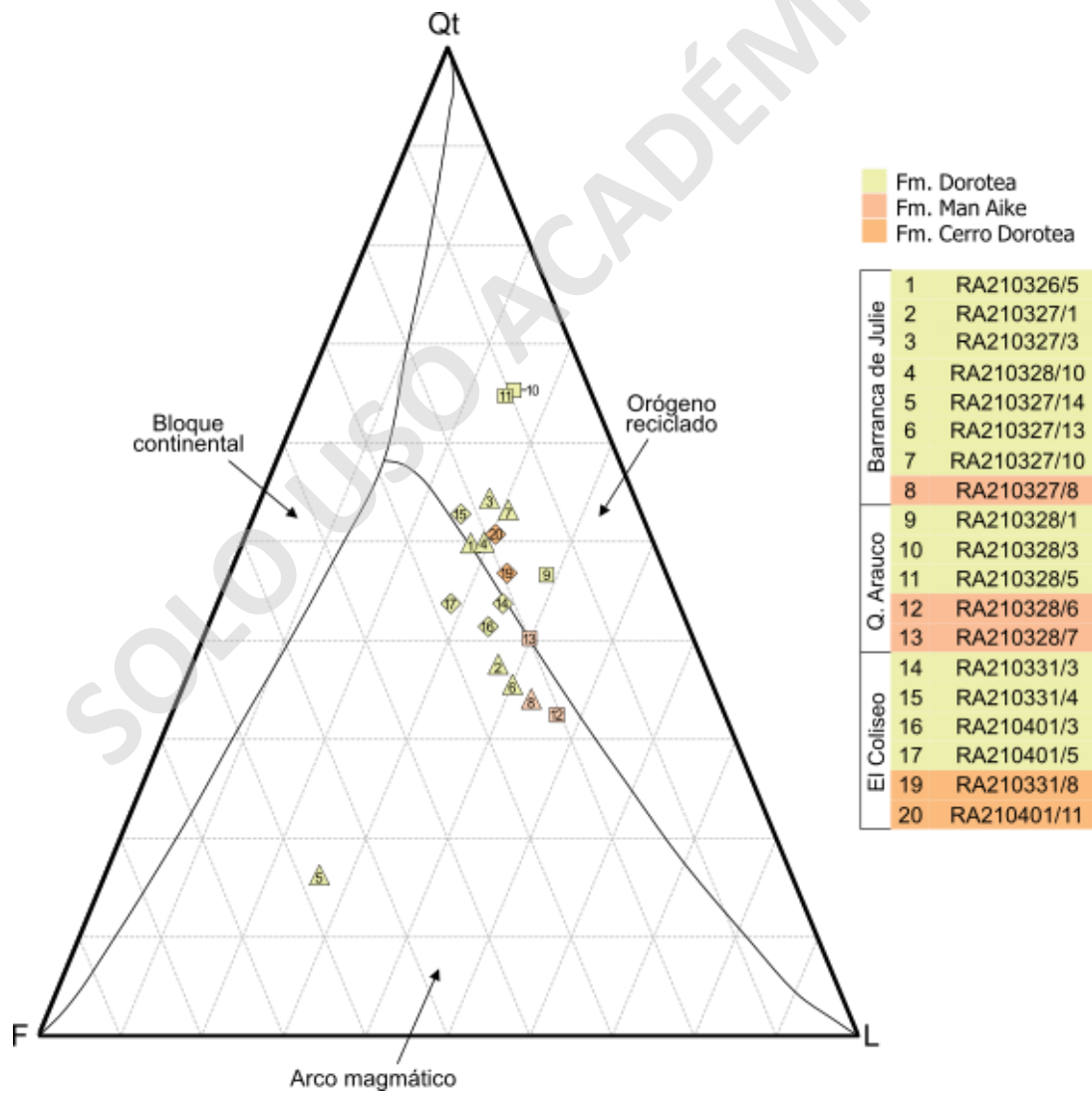


Figura 61. Diagrama QtFL modificado de Weltje (2006). Símbolos de triángulos, cuadrados y rombos representan a las muestras de Barranca de Julie, Quebrada Arauco y El Coliseo, respectivamente.

5.4.2.2 Diagrama QmFLt

La tendencia para las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea es similar a los resultados del diagrama QtFL. Por otro lado, las muestras de la Formación Man Aike/Río Turbio se ubican cerca o en el límite o entre los campos de orógeno reciclado y arco magmático, por lo que una mezcla entre ambas fuentes no es descartable.

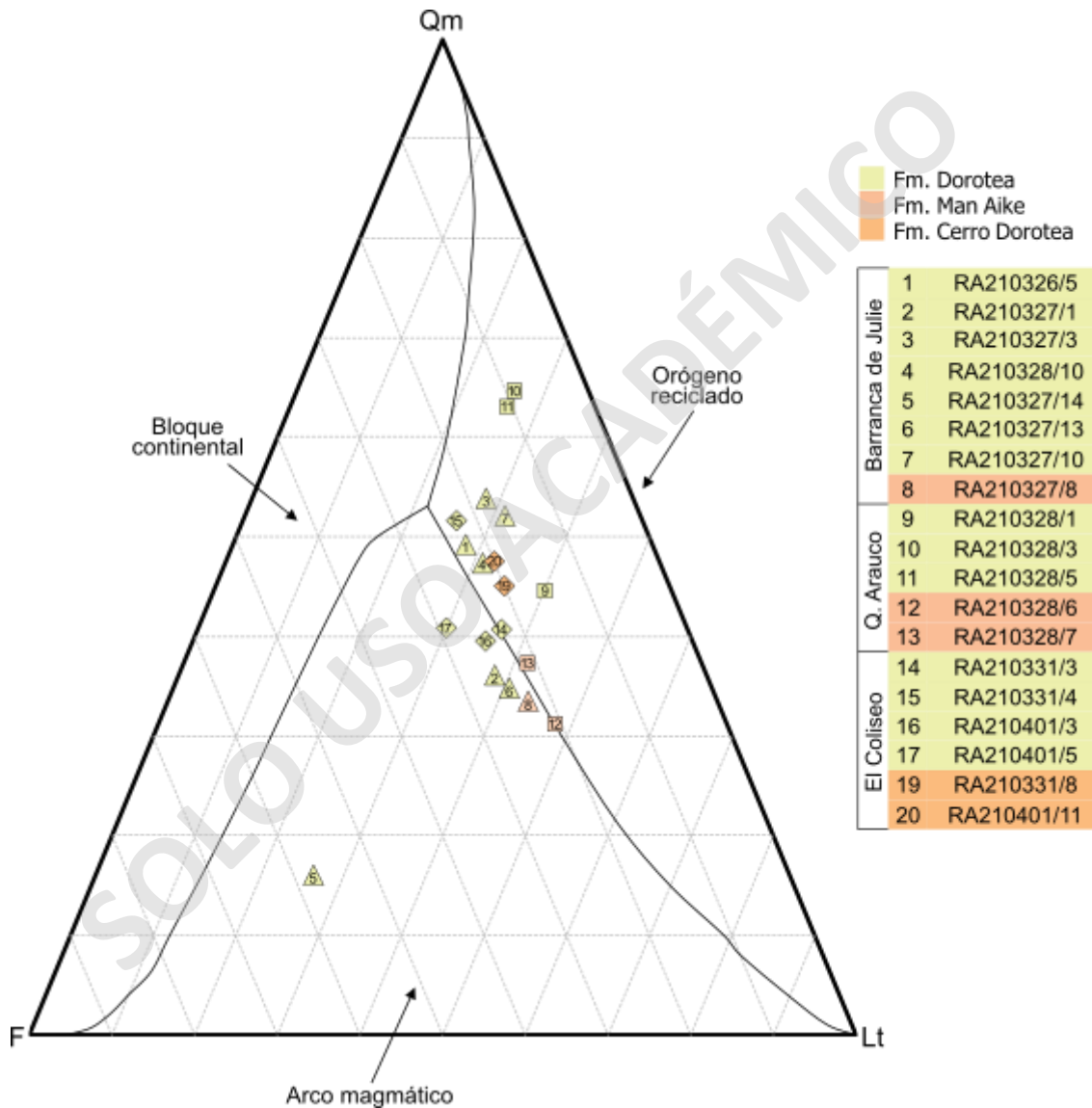


Figura 62. Diagrama QmFLt modificado de Weltje (2006). Símbolos de triángulos, cuadrados y rombos representan a las muestras de Barranca de Julie, Quebrada Arauco y El Coliseo, respectivamente.

5.4.2.3 Diagrama QpLvLs

El conjunto de muestras estudiadas cae en el campo de un arco orogénico, independiente de las unidades litoestratigráficas correspondientes. En general, las muestras de la Formación Dorotea se desplazan hacia el extremo de fuentes de orógeno reciclado, mientras que las de la Formación Man Aike/Río Turbio se agrupan en el núcleo del campo de arco magmático. Teniendo en cuenta los resultados de los diagramas QtFL y QmFLt, se podría considerar que la Formación Dorotea tiene una fuente mixta entre orógeno reciclado y arco magmático, mientras que la Formación Man Aike/Río Turbio muestra constantemente fuentes de arco magmático.

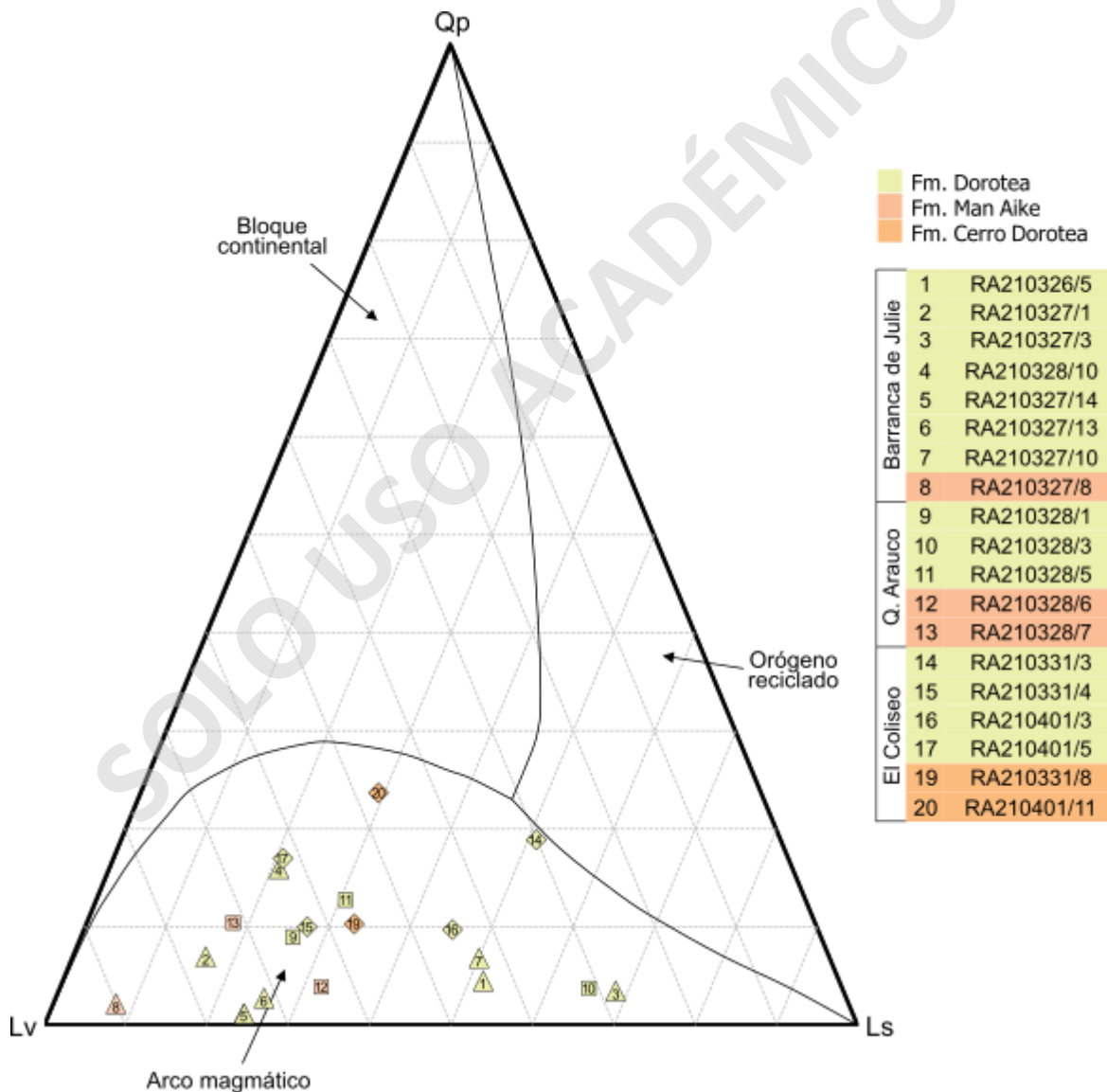


Figura 63. Diagrama QpLvLs modificado de Weltje (2006). Símbolos de triángulos, cuadrados y rombos representan a las muestras de Barranca de Julie, Quebrada Arauco y El Coliseo, respectivamente.

5.4.2.4 Diagrama QmPK

Para la Formación Man Aike/Río Turbio, las muestras son clasificadas con una proveniencia de bloque continental. Para las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea, las muestras caen entre los campos de orógeno reciclado y bloque continental, ocasionalmente en arco magmático. Los resultados no coinciden con los de los diagramas anteriores, sin embargo, Weltje (2006) indica que el diagrama QmPK tiene en promedio la tasa de éxito más baja del total de los diagramas.

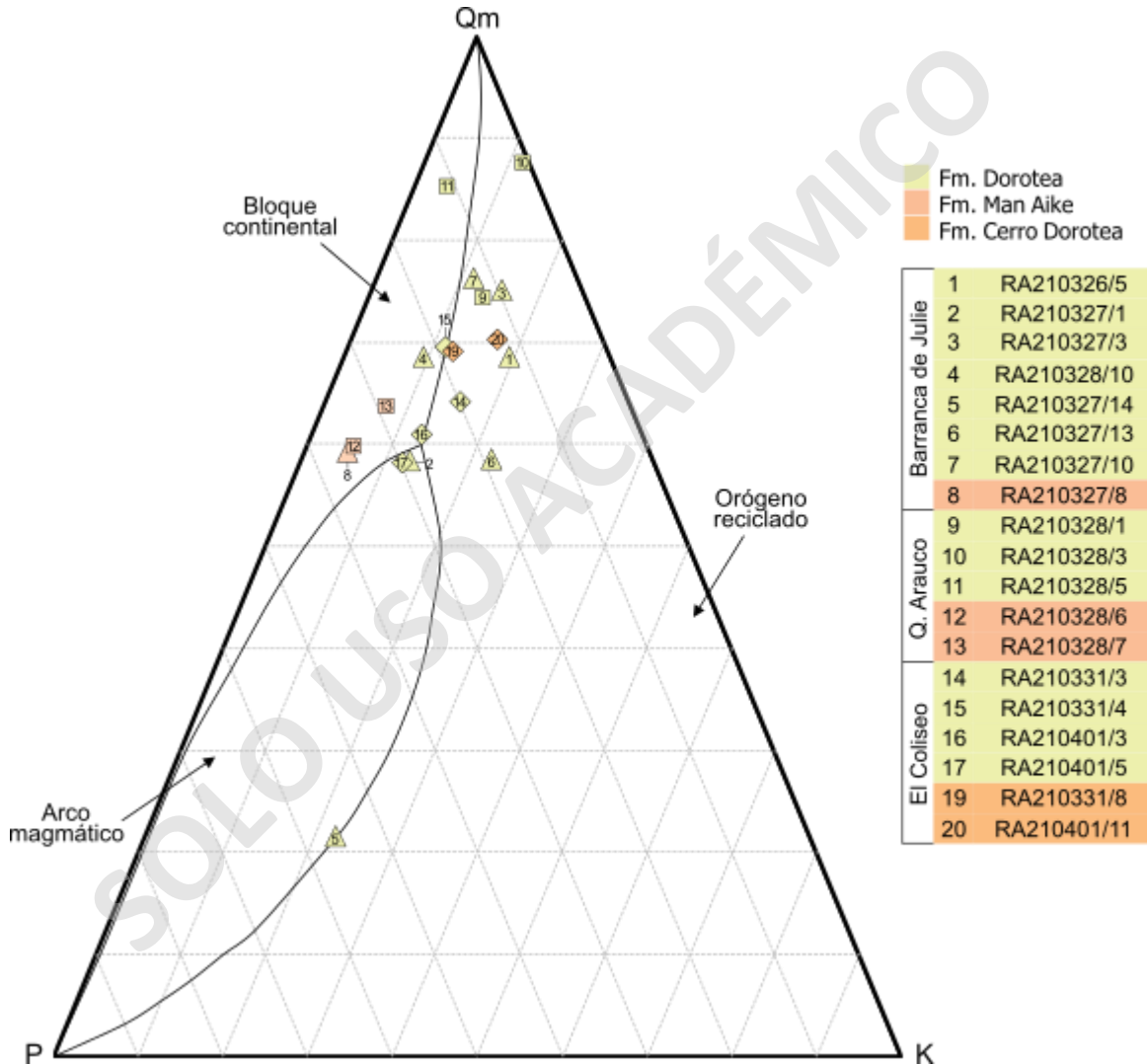


Figura 64. Diagrama QmPK modificado de Weltje (2006). Símbolos de triángulos, cuadrados y rombos representan a las muestras de Barranca de Julie, Quebrada Arauco y El Coliseo, respectivamente.

6. Discusiones

6.1 Correlaciones estratigráficas locales

La correlación estratigráfica consiste en comparar dos o más secciones estratigráficas de un intervalo de tiempo semejante, determinando la equivalencia entre los niveles o superficies de estratificación reconocibles en cada una de ellas (Vera, 1994). A continuación, se explican en detalle las correlaciones establecidas en este trabajo, representadas en la Figura 66.

6.1.1 Sierra Baguales

En primera instancia, se puede establecer una autocorrelación en la ladera oriente del Río Baguales, por continuidad lateral de la cornisa principal (Figura 65A). A modo general, la cornisa se compone de niveles grisáceos y pardos, los cuales cerca de su base poseen estratificación cruzada de gran escala (Figura 18C en Barranca de Julie) o estructuras progradantes (Figura 25E en Quebrada Arauco). Hacia el sur de Sierra Baguales, la cornisa disminuye su espesor debido a erosión cuaternaria. Sin embargo, su base se puede continuar hasta la localidad de Cerro La Boina, en donde apenas resalta sobre el alto topográfico (Figura 65B).

La base de la cornisa principal es descrita en la sección Barranca de Julie, correspondiente a un grueso paquete conglomerádico con troncos fósiles al final de la columna (Figura 22). Dicho nivel sobreyace en contacto erosivo a areniscas con estratificación plano paralela, bioclastos y estróbilos de Gimnosperma. Estos atributos son similares a los de las areniscas de la porción superior de la columna Quebrada Arauco, entre los ~23 m hasta el techo de la sección (Figura 26). Dichas areniscas fueron descritas justo por debajo de la cornisa principal en dicho sector, es decir, en una posición estratigráfica equivalente a las de Barranca de Julie. La principal diferencia es que, en Quebrada Arauco, las areniscas se encuentran con una tonalidad verdosa más intensa, están intercaladas con menores niveles conglomerádicos y presentan una mayor diversidad de fósiles marinos e icnofósiles descritos.

Esta autocorrelación permite extrapolar las edades inéditas de Schwartz *et al.* (com. pers. 2023 con Enrique Bostelmann) obtenidas en Quebrada Arauco hacia la localidad de Barranca de Julie. De esta manera, se sugiere que en la ladera oriente del curso medio del Río Baguales, los niveles que conforman la cornisa principal poseen edades desde los 43,6 Ma (Lutetiano), incluyendo a las areniscas inmediatamente infrayacentes al conglomerado con troncos fósiles en Barranca de

Julie y a las areniscas intensamente verdosas de Quebrada Arauco. Por otro lado, los niveles que se encuentran por debajo tienen edades hasta los 65,4 Ma (Daniano). En otras palabras, el límite que separa ambos conjuntos de estratos corresponde a una discontinuidad de ~22 Ma, y, por lo tanto, a un contacto entre unidades litoestratigráficas. Mayor detalle sobre las edades de los niveles estudiados y la naturaleza del contacto entre unidades se presentan en las subsecciones 6.2 y 6.1.1.3 de este capítulo, respectivamente.

Respecto a la cornisa principal en Cerro La Boina, está representada por un nivel conglomerádico verdoso y con bioclastos en el techo de la columna. Este irrumpe mediante contacto erosivo a una sucesión de areniscas amarillentas a grisáceas (Figura 31). Este cambio abrupto de litologías es similar al ocurrido en Quebrada Arauco, en un límite coincidente con el de la discontinuidad estratigráfica, permitiendo establecer una litocorrelación entre ambas secciones. Por lo tanto, es sugerible que el conglomerado verdoso de la cúspide de Cerro La Boina marca el mismo lito horizonte interpretado en Barranca de Julie y Quebrada Arauco.

Las edades inferidas para los niveles estudiados, son coincidentes con las edades en base a circones detríticos reportadas para las formaciones Dorotea y Man Aike/Río Turbio en Sierra Baguales (Gutiérrez *et al.*, 2013, 2017; Schwartz *et al.*, 2016; Sickmann *et al.*, 2018; George *et al.*, 2019). Por lo tanto, es posible caracterizar ambas unidades según los resultados de este trabajo y compararlas con descripciones de otros autores para dar validez a su asignación litoestratigráfica.

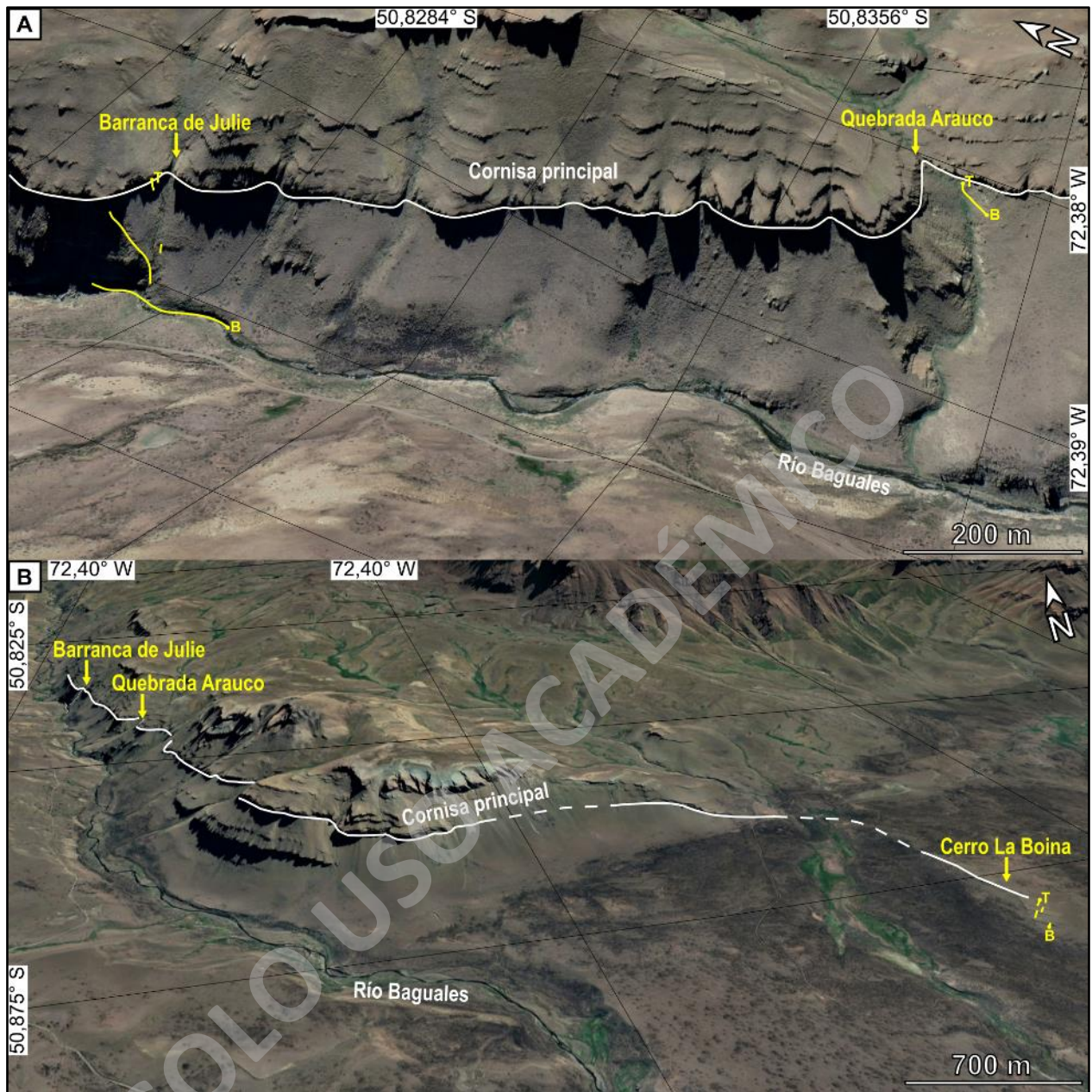


Figura 65. Autocorrelación de los estratos de la cornisa principal de la ladera oriente del Río Baguales. **A)** Entre las secciones Barranca de Julie y Quebrada Arauco. **B)** Hasta la sección Cerro La Boina. Imágenes satelitales recuperadas desde Google Earth.

6.1.1.1 Formación Dorotea

En las secciones Barranca de Julie, Quebrada Arauco y Cerro La Boina, los estratos asignados a la Formación Dorotea comparten varios atributos. Se componen de areniscas desde muy finas a gruesas, en menor proporción muy gruesas, intercaladas con ocasionales niveles conglomerádicos, generalmente lenticulares, y limolitas. Las tonalidades de las areniscas son

amarillentas, grisáceas y verdosas, en menor medida marrones. Esta descripción es similar con la de Katz (1963), quien fue el último en modificar la definición formal de la unidad desde los trabajos de Cecioni. También es similar a los niveles caracterizados como Formación Dorotea por distintos autores en el área del Río de Las Chinas (Schwartz y Graham, 2015; González, 2015; Gutiérrez *et al.*, 2017; Manríquez *et al.*, 2019), por lo que se puede validar su asignación litoestratigráfica.

“(…) La Formación Dorotea se caracteriza por areniscas grises a verdes, también amarillas y marrón a rojizas, comúnmente con conglomerados lenticulares y algunas intercalaciones de arcillas (…)”

p. 521 en Katz (1963).

Al validar la presencia de la Formación Dorotea en secciones realizadas en la ladera oriente del Río Baguales, se indica un error en el mapa geológico a detalle de Gutiérrez *et al.* (2013), en el cual la extensión de la unidad está acotada sólo al valle del Río de Las Chinas.

Continuando con la caracterización de la formación, los perfiles composicionales macroscópicos muestran que el cuarzo es el componente principal del conjunto de estratos, con subordinadas cantidades de líticos y ocasionales feldespatos. Dicha tendencia se reafirma en las descripciones de muestras microscópicas, con la sutil diferencia de que los feldespatos ocupan porcentajes más altos, pero siguen siendo el componente menos abundante en comparación a los granos de cuarzo y líticos. En general, las muestras son texturalmente maduras y de baja madurez composicional. Composiciones similares fueron descritas por Morales (2020) para los últimos niveles de la Formación Dorotea en el área de Sierra Baguales.

Una excepción a estas tendencias ocurre en la columna Barranca de Julie. Los niveles de la Formación Dorotea con asociaciones de facies de canales distributarios (AfD4a) presentan mayores proporciones de líticos, siendo incluso mayor que el cuarzo en algunos niveles. Adicionalmente, las láminas delgadas de este conjunto de rocas reflejan menores grados de madurez composicional y textural. Estas diferencias con el resto de la formación podrían ser a causa del propio subambiente deposicional, el cual, al corresponder a una porción más proximal del sistema deltaico, habría permitido un menor grado de madurez neta de los sedimentos.

6.1.1.2 Formación Man Aike/Río Turbio

Respecto a los estratos asignados como la Formación Man Aike/Río Turbio, estos se describieron principalmente en las secciones Barranca de Julie y Quebrada Arauco, aunque en mucha menor proporción que la Formación Dorotea. Corresponden a sucesiones de areniscas desde finas a gruesas, con conglomerados de espesores centimétricos a métricos. Los conglomerados centimétricos presentan geometría lenticular. Las tonalidades son principalmente verdosas a grisáceas, independiente de la litología. Tanto su posición estratigráfica como su similitud con la descripción de Nullo *et al.* (2006) para la Formación Man Aike en su trabajo de la Hoja El Calafate, permiten validar su asignación litoestratigráfica:

“Las rocas de esta unidad afloran (...) en el área del cerro Palique, donde se presenta una secuencia de areniscas de grano mediano a grueso, de color pardo a ocre, bien estratificadas. (...). Se intercalan en las areniscas, delgadas lentes de conglomerados finos, mientras que en otros sectores afloran espesos conglomerados. (...). En el sector noroccidental, la parte cuspidal del cerro está constituida por areniscas gruesas hasta conglomerádicas castaño verdosas (...). En general son macizas (...) e incluyen muy escasos niveles pelíticos. Por debajo, hay 5 m de conglomerados finos a gruesos castaño amarillentos con pigmentación rojiza, en los que se intercalan algunas delgadas lentes de areniscas gruesas. (...). Por su parte, en el faldeo sur del cerro afloran en el techo, 4 m de areniscas medianas a gruesas verdosas, líticas, en general macizas o con estratificación planar. Siguen por debajo 4 m de conglomerados gruesos gris-verdosos, sin megafósiles, y luego 6 a 8 m de espesos bancos de conglomerados gruesos gris-verdosos con grandes fragmentos de bivalvos y grandes braquiópodos (...).”

p. 42 en Nullo *et al.* (2006).

Los perfiles composicionales macroscópicos muestran un aumento en el contenido de fragmentos líticos, feldespatos y glauconita respecto a la Formación Dorotea, siendo en este caso los líticos el componente principal en la mayoría de los niveles. Las descripciones petrográficas al microscopio ratifican dichos contrastes composicionales. Las muestras son texturalmente inmaduras a maduras, con un bajo grado de madurez composicional. Estas tendencias ya han sido reportadas por Morales (2020) y Alarcón (2020) en Sierra Baguales.

6.1.1.3 Contacto entre las formaciones Dorotea y Man Aike/Río Turbio

En las tres secciones estudiadas, la geometría de los estratos entre ambas formaciones es similar, por lo que el contacto se puede definir en primera instancia como concordante. Sin embargo, considerando una laguna estratigráfica de aproximadamente 20 Ma (Fosdick *et al.*, 2015a; Gutiérrez *et al.*, 2017; Sickmann *et al.*, 2018; George *et al.*, 2019; Schwartz *et al.* com. pers. 2023 con Enrique Bostelmann), el contacto correspondería a una discontinuidad con concordancia. En base a esto, las alternativas son una paraconformidad o una discordancia erosiva.

El contacto es de carácter erosivo en distintos sectores de la cuenca, reflejando una extensión regional (Biddle *et al.*, 1986; Marensi *et al.*, 2002; Rodríguez Raising, 2010; González, 2015; Manríquez *et al.*, 2019, 2021; Morales, 2020, este trabajo). Sin embargo, ambos tipos de discontinuidades pueden estar representadas por una superficie erosiva. La principal diferencia es que, en una discordancia erosiva, las cavidades o salientes erosivos son de escala métrica (p. 262 en Vera, 1994). Teniendo en cuenta que la Formación Man Aike/Río Turbio en la sección Quebrada Arauco se compone de conglomerados basales erosivos de escala métrica, el contacto con la Formación Dorotea se puede caracterizar como una discordancia erosiva.

6.1.2 Cerro Castillo

En la sección El Coliseo existe un cambio litológico abrupto, representado por un paquete de areniscas conglomerádicas dispuestas en contacto transicional sobre una sucesión monótona de areniscas de granulometrías más finas, aproximadamente a los 65 m desde la base de la columna (Figura 37). A pesar de que este contraste granulométrico es similar al contacto entre las formaciones Dorotea y Man Aike/Río Turbio en Quebrada Arauco y Cerro La Boina, no es posible establecer una litocorrelación debido a que: a) las areniscas conglomerádicas no poseen un contacto basal erosivo; b) la muestra de Fosdick *et al.* (2020) en el paquete de areniscas conglomerádicas indica una edad daniana en vez de eocena; c) aunque los perfiles composicionales macroscópicos reflejan un aumento en el contenido de líticos a partir de dicho límite, no ocurre lo mismo con la glauconita, la cual es abundante en primeros niveles de la Formación Man Aike/Río Turbio en las secciones descritas en Sierra Baguales.

De acuerdo a la sección Cerro Castillo de Pérez (2023), las areniscas conglomerádicas de la sección El Coliseo marcan el inicio de una tendencia de litologías de grano más grueso y mayor

presencia de niveles carbonosos. Dicha tendencia es similar a la descrita por Hünicken (1955) para diferenciar a los niveles de la Formación Cerro Dorotea de la Formación Dorotea. Por lo tanto, se propone la base del nivel de areniscas conglomerádicas como el contacto entre ambas unidades. Debido a que en el área de Sierra Baguales no se encuentran evidencias litológicas para extender la Formación Cerro Dorotea, se infiere que la unidad se acuña lateralmente hacia el norte, o es erosionada por la discordancia erosiva basal de la Formación Man Aike/Río Turbio.

Respecto a la Formación Man Aike/Río Turbio, si bien esta unidad no fue descrita en El Coliseo, la columna estratigráfica esquemática de Fosdick *et al.* (2020) indica su presencia en una posición estratigráfica superior a la Formación Cerro Dorotea, separadas mediante una discontinuidad. Por este motivo, en la Figura 66 se proyecta la Formación Man Aike/Río Turbio hacia el área de Cerro Castillo.

A continuación, se describen los atributos que permiten caracterizar a las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea en la zona de estudio, para poder compararlas con descripciones de otros autores y dar validez a su asignación litoestratigráfica.

6.1.2.1 Formación Dorotea

En la sección El Coliseo, los estratos asignados como Formación Dorotea se componen de areniscas muy finas a finas, ocasionalmente medias. Las tonalidades son grisáceas y amarillentas, en menor medida marrones y verdosas. Tal descripción es similar con la de Katz (1963), solo que no se observan las intercalaciones de conglomerados o niveles de arcillas.

A pesar de esta diferencia, los perfiles composicionales macroscópicos muestran una tendencia similar a la descrita en las secciones estratigráficas de Sierra Baguales, con una predominancia de cuarzo sobre líticos y ocasionales feldespatos. Las descripciones petrográficas microscópicas confirman dicha similitud composicional, además de evidenciar los mismos grados de madurez textural y composicional. Desde estas perspectivas, los niveles son semejantes a los de la Formación Dorotea en Sierra Baguales, exceptuando a aquellos de la columna Barranca de Julie en facies de canales distributarios.

Las descripciones estratigráficas a detalle sobre las cuales comparar los niveles estudiados corresponden a aquellas realizadas en el lado argentino (e.g. Hünicken, 1955; Maceralli *et al.*, 1989; Malumián *et al.* 2000). De acuerdo a Malumián *et al.* (2000), los niveles equivalentes a la

porción superior de la Formación Dorotea corresponden a la Formación Monte Chico, cuya descripción es la siguiente:

“(…) En la Sierra Dorotea la unidad (…) comienza con 27 m de areniscas finas a medianas gris amarillentas a verdoso claras, entrecruzadas (...). Siguen 162 m de areniscas muy finas en parte arcillosas, calcáreas, muy duras, gris oscuras a verdosas. En ocasiones son finas a medianas (...). Comprenden escasas intercalaciones arcillosas, delgadas. (...). La secuencia sigue con otros 177 m (...) que son areniscas en un todo semejantes a las anteriores (...) y culmina con el nivel arcilloso-carbonoso de 27 m, tradicionalmente incluido en la base de la Formación Cerro Dorotea como el Complejo Carbonoso Inferior.”

p. 13 en Malimuán *et al.* (2000).

Existe una similitud con los niveles asignados a la Formación Dorotea en la sección El Coliseo, pues en ambos casos consisten en una sucesión dominada por areniscas muy finas a medias, sin fracción conglomerádica. Este hecho permite asociar los estratos de El Coliseo como parte de la Formación Monte Chico, y, por lo tanto, validarlos como parte de la Formación Dorotea. El nivel arcilloso-carbonoso mencionado como la culminación de la Formación Monte Chico (Malumián *et al.*, 2000) no ocurre en la columna estratigráfica El Coliseo, por lo que se puede asumir su acuñamiento hacia el norte de la Sierra Dorotea.

6.1.2.2 Formación Cerro Dorotea

En la sección El Coliseo, los estratos asignados como Formación Cerro Dorotea se componen de areniscas similares a las de la Formación Dorotea, pero delimitados en la base por un paquete de areniscas conglomerádicas de espesor métrico. Los niveles inmediatamente superiores se encuentran en la columna estratigráfica Cerro Castillo de Pérez (2023). En dicho trabajo, la Formación Cerro Dorotea queda definida como una sucesión de areniscas muy finas a gruesas, intercaladas con niveles conglomerádicos hacia la base y con gruesos niveles de fangolitas hacia el techo. Adicionalmente, las areniscas y fangolitas pueden contener láminas o bandas centimétricas de carbón.

De acuerdo a Hünicken (1955), en la Formación Cerro Dorotea hay un aumento considerable del componente conglomerádico respecto de la Formación Cerro Cazador, equivalente a la Formación Dorotea de Katz (1963). Además, en Sierra Dorotea ocurre la intercalación de dos

importantes niveles carbonosos que hacen perder el carácter netamente marino de la Formación Cerro Cazador (p. 23 en Hünicken, 1955).

La Formación Cerro Dorotea en la localidad de Cerro Castillo demuestra un aumento en el componente conglomerádico respecto de la Formación Dorotea, tal como fue indicado por Hünicken (1955). Respecto del material carbonoso, no se aprecian niveles importantes dentro de las columnas estudiadas, pudiendo encontrarse cubiertos por sedimentos cuaternarios o ser inexistentes en la zona referida. A pesar de ello, sí ocurre una intercalación de láminas o bandas de carbón en la Formación Cerro Dorotea con mayor frecuencia que en la Formación Dorotea (Pérez, 2023), por lo que las condiciones reflejadas por los niveles de carbón en Sierra Dorotea pueden ser correlacionadas hacia el área de Cerro Castillo. En base a estos argumentos, se puede validar la asignación de Formación Cerro Dorotea a los niveles cuspidales de la sección El Coliseo.

Continuando con la caracterización de la unidad, los perfiles composicionales macroscópicos muestran un aumento en el contenido de líticos respecto de la Formación Dorotea, particularmente en el paquete de areniscas conglomerádicas. No obstante, este contraste no es evidente en las descripciones de láminas delgadas, por lo que la diferencia composicional observada a macroescala puede estar asociada al mayor tamaño de granos de dicho nivel. Esto es evidente al notar que las areniscas conglomerádicas se enriquecen en cuarzo a medida que su granulometría disminuye (Figura 47). En base a la descripción microscópica de muestras, las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea presentan características composicionales similares, aunque se requieren de más muestras de la Formación Cerro Dorotea para poder caracterizar a un mayor nivel de detalle.

6.1.2.3 Contacto entre las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea

La geometría de los estratos entre ambas formaciones es similar, por lo que el contacto se puede clasificar como concordante. El nivel de areniscas conglomerádicas, que marca el inicio de la Formación Cerro Dorotea, se dispone en contacto transicional con las areniscas de la Formación Dorotea, al igual que lo indicado por Hünicken (1955) y Fosdick *et al.* (2020).

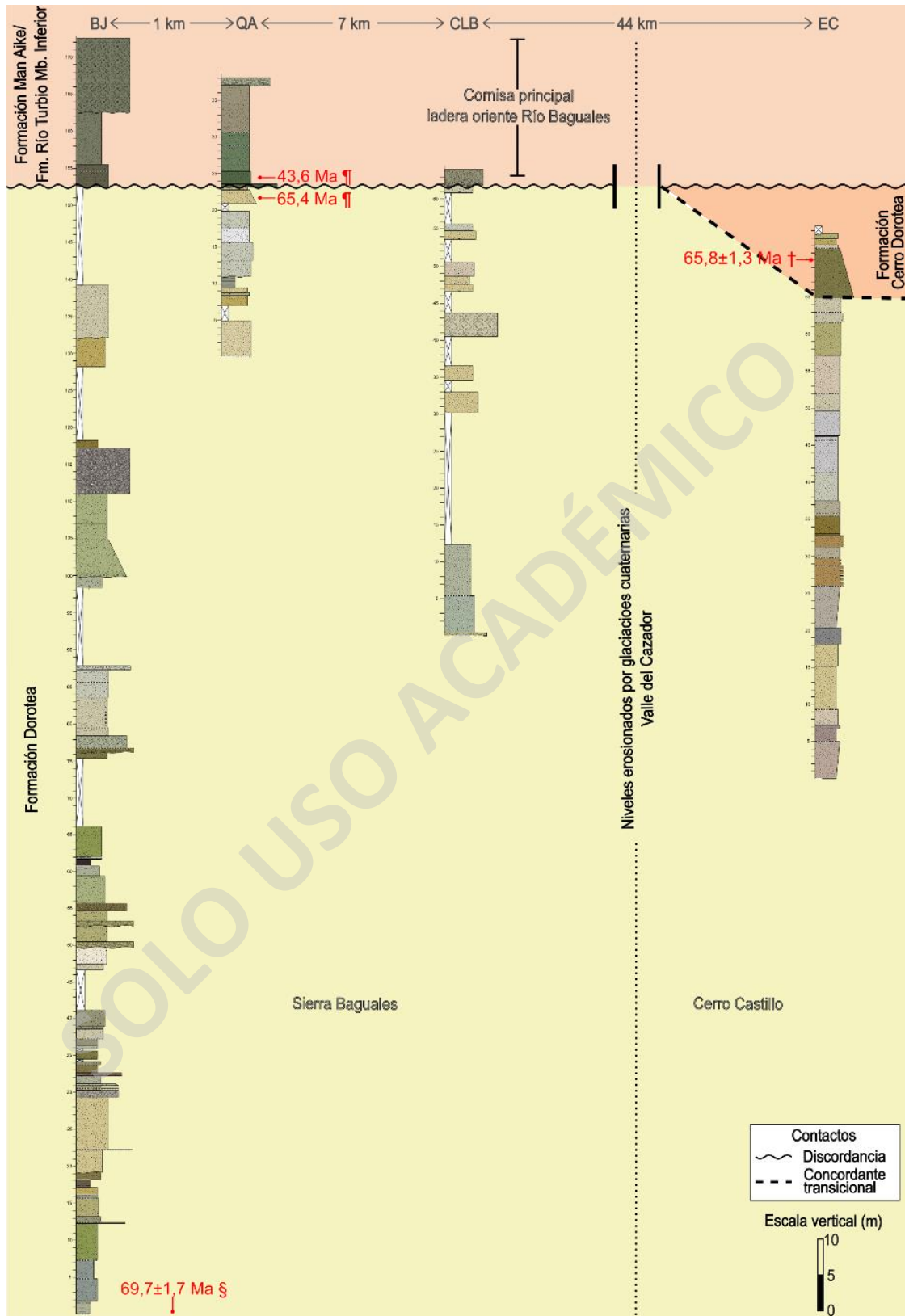


Figura 66. Correlaciones estratigráficas entre las secciones estudiadas. B.J. = Barranca de Julie, Q.A. = Quebrada Arauco, C.L.B. = Cerro La Boia, E.C. = El Coliseo. §Fosdick *et al.* (2015a); ¶Schwartz *et al.* (com. pers. 2023 con Enrique Bostelmann); †Fosdick *et al.* (2020).

6.2 Edad de las unidades en las secciones estudiadas

6.2.1 Sierra Baguales

Formación Dorotea

En la ladera oriente del curso medio del Río Baguales, la edad basal de los niveles estudiados de la Formación Dorotea está limitada por la muestra de Fosdick *et al.* (2015a), de $69,7 \pm 1,7$ Ma. Esta muestra fue obtenida por debajo de la base de la sección Barranca de Julie, por lo tanto, los niveles descritos en la columna estratigráfica tienen edades menores a dicho valor. Por otro lado, la edad del límite superior está controlada por la muestra de Schwartz *et al.* (com. pers. 2023 con Enrique Bostelmann) en Quebrada Arauco, de 65,4 Ma. En base a esto, los niveles de la Formación Dorotea en las secciones estudiadas tienen una edad entre el Maastrichtiano-Daniano, aunque podrían ser más jóvenes considerando que se tratan de edades máximas depositacionales. Debido a una autocorrelación de la cornisa principal y una litocorrelación entre las columnas Quebrada Arauco y Cerro La Boina, en esta última localidad se puede sugerir la misma edad inferida que en la ladera oriente del curso medio del Río Baguales. Incluso, considerando que la discontinuidad entre las formaciones Dorotea y Man Aike posee un menor hiato hacia el sur (Maceralli *et al.*, 1989; Malumián *et al.*, 2000; Fosdick *et al.*, 2015a; Sickmann *et al.*, 2018; George *et al.*, 2019), los últimos niveles de la Formación Dorotea en Cerro La Boina podrían ser sutilmente más jóvenes que en Quebrada Arauco.

Otero *et al.* (2013) indicaron que tres taxones de dientes de condictios identificados en los últimos niveles de la Formación Dorotea (Unidad 1 de Le Roux *et al.*, 2010), son conocidos por no haber sobrevivido al límite K-Pg. Esta interpretación es contradictoria con la edad daniana de Schwartz *et al.* (com. pers. 2023 con Enrique Bostelmann) en Quebrada Arauco. Sin embargo, George *et al.* (2019) también obtuvieron edades danianas en el valle del Río de Las Chinas, mediante circones detríticos en una sección estratigráfica cercana al punto en donde Otero *et al.* (2013) recolectaron dichos taxones. En base a esto, se pueden considerar dos posibilidades: 1) la edad del límite superior de la Formación Dorotea es variable en el área de Sierra Baguales, o 2) las edades inferidas por Otero *et al.* (2013) no corresponden a las del límite superior de la unidad. En el primer caso, una posible explicación para las diferencias de edades podría estar asociada al origen de los contactos erosivos de los niveles basales de la Formación Man Aike/Río Turbio. En la localidad Estancia 25 de Mayo, al sur del Lago Argentino, Rodríguez Raising (2010) indica que los niveles basales de la Formación Man Aike corresponden a un evento de incisión de cursos

fluviales sobre la Formación Calafate, equivalente a la Formación Dorotea. Si se extrapolan dichas condiciones hacia el área de Sierra Baguales, entonces se podría sugerir que la potencia de los niveles erosionados es variable, probablemente a causa de las características del sistema de valle inciso, por lo que en sectores puntuales se podrían haber erosionado los niveles correspondientes al Daniano. Respecto al segundo caso, se puede considerar la posibilidad de que los dientes de condricios estudiados por Otero *et al.* (2013) no sean representativos de la edad de los últimos niveles de la Formación Dorotea. Esto podría ser válido, teniendo en cuenta que el material no está correlacionado a niveles específicos de la formación, además que la mayoría se encontró *ex situ* (Le Roux *et al.*, 2010; Otero *et al.*, 2013).

Formación Man Aike/Río Turbio

La muestra de 43,6 Ma de Schwartz *et al.* (com. pers. 2023 con Enrique Bostelmann), permite definir la edad basal de la Formación Man Aike/Río Turbio en la ladera oriente del curso medio del Río Baguales en el Lutetiano. Esto es congruente con las edades de circones detríticos de George *et al.* (2019) en el valle del Río de Las Chinas, quienes indicaron resultados entre $40,5 \pm 0,3$ Ma y $45,7 \pm 0,6$ Ma para los primeros 100 m de unidad sobre el contacto con la Formación Dorotea. Esta edad pareciera mantenerse relativamente constante hacia el sur de la zona de estudio, pues Fosdick *et al.* (2020) obtuvieron edades similares entre $47,1 \pm 2,7$ Ma y $41,3 \pm 0,3$ Ma para esta unidad en Cerro Castillo.

6.2.2 Cerro Castillo

Formación Dorotea

Fosdick *et al.* (2020) obtuvieron una edad de $65,8 \pm 1,3$ Ma en una muestra de arenisca, la cual fue correlacionada en este trabajo al primer nivel de la Formación Cerro Dorotea en la sección El Coliseo (Figura 37). Esto permite delimitar el techo de la Formación Dorotea como máximo en el Daniano, aunque al tener en cuenta una incerteza de 1,3 Ma la edad podría ser hasta el Maastrichtiano. Otro aspecto a considerar es que las edades inferidas mediante circones detríticos corresponden a edades máximas depositacionales, por lo que existe la posibilidad de que el nivel del cual fue recuperada la muestra tenga una edad aún más joven que la indicada por las edades de los circones. Por lo tanto, el techo de la unidad podría ser más joven que el Daniano.

Formación Cerro Dorotea

Fosdick *et al.* (2020) obtuvieron edades U-Pb en circones detríticos de $61,9 \pm 0,3$ Ma, $60,5 \pm 0,8$ Ma y $60,2 \pm 1,3$ Ma para la Formación Cerro Dorotea, en posiciones estratigráficas superiores a las de la muestra de $65,8 \pm 1,3$ Ma. De acuerdo a la columna estratigráfica Cerro Castillo de Pérez (2023), las dos primeras edades se correlacionan a niveles de areniscas ubicados aproximadamente a 113 m y 120 m desde el techo de la sección El Coliseo. Por otro lado, la muestra de $60,2 \pm 1,3$ Ma fue recolectada 3 m debajo del límite superior de la unidad (Fosdick *et al.*, 2020). Incluyendo además la muestra de $65,8 \pm 1,3$ Ma de Fosdick *et al.* (2020), que en este trabajo fue asignada a la base de la Formación Cerro Dorotea, se asigna una edad daniana a los niveles dicha unidad en El Coliseo.

Considerando que la unidad se acuña hacia el norte, es esperable mayores potencias hacia el sur de la Sierra Dorotea. Este aumento podría ser explicado por: 1) una mayor tasa de sedimentación, manteniendo la edad de los niveles relativamente constante antes del contacto con la Formación Man Aike/Río Turbio, o 2) que el registro litoestratigráfico hacia el sur sea mayor, dando la posibilidad de encontrar edades más jóvenes en el tope superior de la Formación Cerro Dorotea antes de la discontinuidad con la Formación Man Aike/Río Turbio.

6.2.3 Implicancias del límite K-Pg

El rango de edades inferidos en las secciones estudiadas, sugiere la presencia del límite K-Pg en la porción cuspidal de la Formación Dorotea. Sin embargo, con los resultados de este trabajo no es posible proponer la altura estratigráfica en la que se encuentra dicho límite. Por este motivo, conviene revisar casos de estudios de formaciones similares en las que se han reportado edades maastrichtianas a danianas, a modo de poder proponer metodologías que permitan reconocer el límite K-Pg o descartar su presencia en la Formación Dorotea.

Poco registro estratigráfico del límite K-Pg ha sido reportado en Sudamérica, por lo que los efectos de la catástrofe ambiental y su respectiva extinción masiva está poco resuelta en esta parte del continente (Clyde *et al.*, 2021). En la Provincia de Chubut, Argentina, el registro litoestratigráfico entre el Maastrichtiano-Daniano de la Cuenca Cañadón Asfalto está representado por la Formación Lefipán, interpretada como los depósitos de un sistema deltaico (Barreda *et al.*, 2012; Scasso *et al.*, 2012). Mediante análisis palinológicos en dicha formación, Barreda *et al.* (2012) indicaron que el límite en sí no se preserva y que sus datos bioestratigráficos

demuestran un hiato mínimo, por lo que lo acotaron un intervalo de 4 m de estratos contenidos en un paquete de 8,7 m de areniscas finas a medias, intensamente bioturbadas. Barreda *et al.* (2012) demostraron que ocurrió una importante caída en la diversidad y abundancia de grupos de plantas a través del límite K-Pg, aunque con poca extinción total de palinomorfos. Por otra parte, Scasso *et al.* (2012) compararon colecciones de bivalvos y gastrópodos entre estratos maastrichtianos y danianos de dicha formación, reportando extinción de especies dominantes de comunidades maastrichtianas y la aparición de una capa guía compuesta por un agregado de gastrópodos *Turritella* y/o *Pseudamaura* en la base de los niveles paleocenos. Mediante el análisis del registro de dinoflagelados, Vellekoop *et al.* (2017) identificaron el límite K-Pg en una posición stratigráfica coincidente con los resultados de los autores anteriormente mencionados, e indicaron un breve hiato stratigráfico, al igual que Barreda *et al.* (2012).

En la Isla Seymour, Antártica, el registro litoestratigráfico del Maastrichtiano-Daniano de la Cuenca James Ross está representado por la Formación López de Bertodano (Crame *et al.*, 2004; Bowman *et al.*, 2012). De acuerdo a Zinsmeister (1998), Maceralli (1984) posicionó el límite K-Pg en una capa de areniscas glauconíticas ubicada en la porción superior de la formación. Zinsmeister (1998) subdividió esta capa en tres partes, denominadas de base a techo: Glauconita inferior (*Lower glauconite*), Capa de hueso de pescado (*Fish bone layer*) y Glauconita superior (*Upper glauconite*). La base de la Glauconita inferior contiene una leve anomalía de iridio, correspondiendo al límite K-Pg (Elliot *et al.*, 1994). Este límite es coincidente con cambios radicales de ensambles con quistes de dinoflagelados (Elliot *et al.*, 1994; Bowman *et al.*, 2012). La *Fish bone layer* corresponde a un intervalo con fósiles de peces, dientes de tiburón y ocasionales invertebrados marinos y maderas, que podrían representar una muerte en masa asociada al límite K-Pg (Zinsmeister, 1998). Adicionalmente, se ha demostrado la extinción total de amonites en el límite (Zinsmeister, 1998; Witts *et al.*, 2014).

Tomando como ejemplo a las formaciones Lefipán y López de Bertodano, depositadas en ambientes similares al de la Formación Dorotea y ubicadas en altas latitudes del hemisferio sur, se sugieren métodos bioestratigráficos para la exploración del límite K-Pg. Considerando el material fosilífero encontrado y los ambientes sedimentarios transicionales interpretados en este trabajo, se podrían analizar colecciones de invertebrados marinos en las secciones Barranca de Julie, Cerro La Boina y El Coliseo, como también palinomorfos marinos y/o continentales en todas las columnas. De manera complementaria, se podrían analizar perfiles de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidos sobre conchillas de macrofósiles con mínimos grados de alteración, tal como fue realizado para la Formación López de Bertodano en torno a la anomalía de iridio (McArthur *et al.*, 2000). A pesar

de estas sugerencias, existe la posibilidad de que haya un pequeño hiato estratigráfico en el límite K-Pg, tal como ha sido reportado en la Formación Lefipán.

6.3 Proveniencia sedimentaria de las unidades estudiadas

Para el análisis de proveniencia sedimentaria, se cuenta con los resultados de conteos modales en areniscas y sus respectivas aplicaciones en los diagramas ternarios del modelo Dickinson (ver subsección 5.4 del capítulo de resultados). Dichos diagramas sugieren las unidades más probables que significaron un aporte al momento de depositación de las formaciones Dorotea, Cerro Dorotea y Man Aike/Río Turbio. De manera complementaria, se pueden utilizar los diagramas de probabilidad de edades de circones detríticos de las muestras de Fosdick *et al.* (2015a, 2020) y Schwartz *et al.* (2016), asociadas a las columnas estratigráficas de este trabajo, para inferir las edades de las unidades que funcionaron como fuentes de sedimentos.

6.3.1 Formación Dorotea

De acuerdo a los resultados en los diagramas ternarios del modelo Dickinson, la Formación Dorotea muestra una proveniencia de sedimentos mixta entre orógeno reciclado y subordinadamente arco magmático. Esto no es congruente con los resultados de Maceralli *et al.* (1989); Romans *et al.* (2010) y González (2015), los cuales obtuvieron principalmente tendencias de arco magmático (Figura 67). La diferencia podría ser explicada al considerar que la presente memoria está enfocada en la porción cuspidal de la Formación Dorotea, abarcando como máximo ~129 m del techo de la unidad en Barranca de Julie, en comparación a los más de 1.000 m reportados en Sierra Baguales (Schwartz y Graham, 2015; Manríquez *et al.*, 2019). Por lo tanto, los resultados de este trabajo podrían representar un cambio en la proveniencia sedimentaria durante los últimos momentos de depositación de la Formación Dorotea. Alternativamente, pudieron haber existido factores paleoambientales locales que hayan favorecido un enriquecimiento relativo de clastos de cuarzo, produciendo tendencias de orógeno reciclado. Esta última opción es menos probable, pues las afinidades de orógeno reciclado fueron obtenidas en distintas localidades y ambientes deposicionales. Tendencias de orógeno reciclado para la porción cuspidal de la Formación Dorotea en Sierra Baguales también han sido obtenidas por Morales (2020).

En las cercanías de la zona de estudio, la proveniencia de orógeno reciclado está representada por el Complejo Metamórfico Andino Oriental, correspondiente a un complejo de zona de subducción, y por el registro litoestratigráfico conformado por las formaciones Zapata, Punta Barrosa, Cerro Toro, Tres Pasos y Dorotea, correspondientes a un alzamiento de antepaís asociado al desarrollo de una faja plegada y corrida. Por otro lado, la categoría de arco magmático está representada por rocas de la Formación Tobífera, siendo un arco no disectado a transicional, el Batolito Surpatagónico, un arco disectado, y posibles rocas volcánicas contemporáneas a la depositación de las unidades, siendo arcos no disectados.

Teniendo en cuenta lo anterior, mediante un análisis de edades de circones detríticos, es posible sugerir las unidades que fueron fuentes de sedimento durante la depositación de la porción cuspidal de la Formación Dorotea.

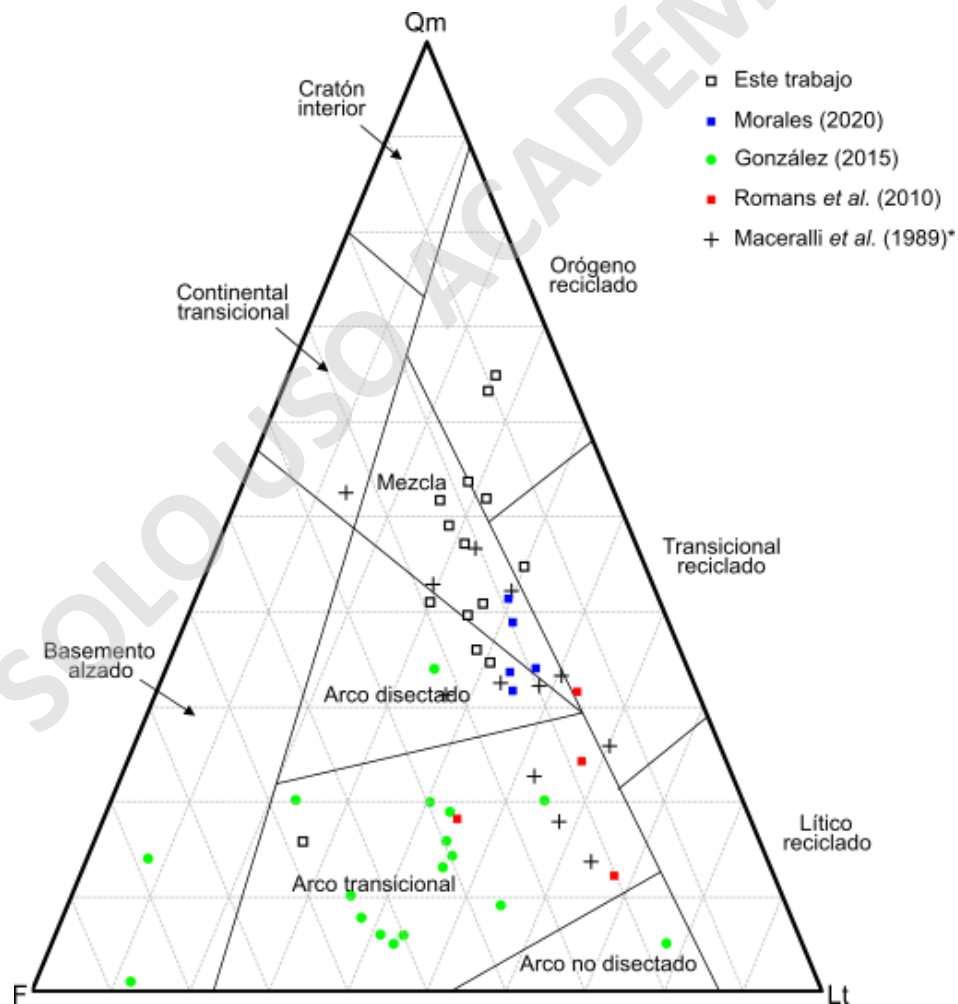


Figura 67. Comparación de los actuales resultados con la proveniencia sedimentaria sugerida por otros autores para la Formación Dorotea, según el diagrama QmFLt de Dickinson *et al.* (1983). *Los resultados de Maceralli *et al.* (1989) corresponden a la Formación Calafate.

Análisis de edades de circones detríticos en las secciones estudiadas

En la base de la sección Barranca de Julie, ha sido correlacionada la muestra JCF09-208 de Fosdick *et al.* (2015a) (Figura 68). Los tres mayores picos de edades son de 111, 105, y 95 Ma. Siguiendo con los resultados obtenidos por los diagramas del modelo Dickinson, es probable que gran parte de estos circones hayan sido reciclados desde las formaciones Zapata, Punta Barrosa y la zona de transición entre ambas. El pico de 154 Ma se puede asociar a una proveniencia desde la Formación Tobífera y/o el Batolito Surpatagónico, mientras que el de 85 Ma al reciclaje de material de la Formación Cerro Toro. El pico de edad más bajo, de 70 Ma, podría corresponder a volcanismo contemporáneo a la depositación de la formación, debido a que para esa edad se registra una pausa en la actividad magmática del Batolito Surpatagónico (Hervé *et al.*, 2007a). No se puede descartar por completo un aporte de circones desde el Batolito Patagónico, especialmente de los grupos Cretácico 3 y Jurásico tardío de Hervé *et al.* (2007a) al ser coincidentes con los mayores picos de edades, pues los diagramas ternarios del modelo Dickinson indican el aporte desde un arco magmático disectado. Las edades entre 275-316 Ma podrían corresponder a las rocas del Complejo Metamórfico Andino Oriental, mientras que las más antiguas a unidades indeterminadas del basamento metamórfico.

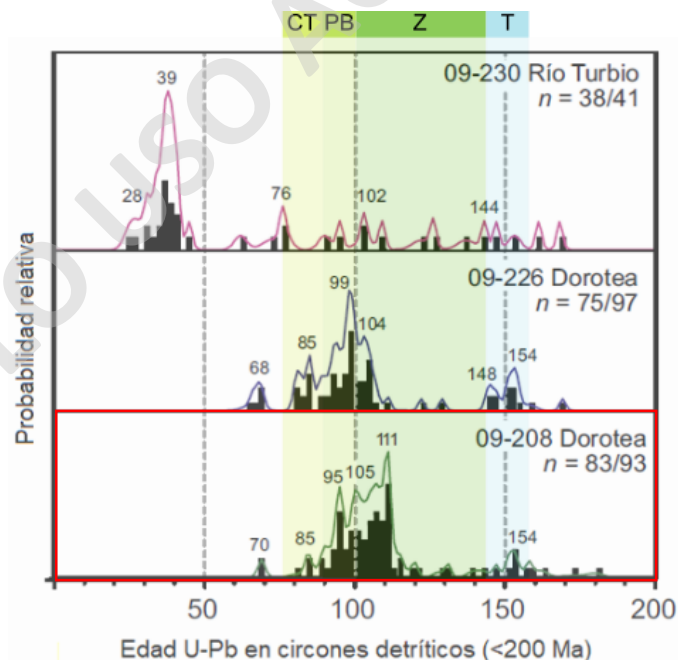


Figura 68. Diagrama de probabilidad de edades de circones detríticos modificado de Fosdick *et al.* (2015a). La muestra 09-208 corresponde a la correlacionada con la base de la sección Barranca de Julie, resaltada en rojo. Circones más antiguos con picos de edades más bajos incluyen edades entre 275-316 Ma, 451-713 Ma y 1.100-1.600 Ma. Recuadros de colores indican rangos de edades de las unidades: T = Formación Tobífera, Z = Formación Zapata, PB = Formación Punta Barrosa, CT = Formación Cerro Toro.

En la sección Quebrada Arauco, para la Formación Dorotea ha sido correlacionada la muestra TS13-RB-3B de Schwartz *et al.* (2016) (Figura 69). Los mayores picos de edades se observan entre los ~100 Ma y ~110 Ma, asociables al reciclaje de la Formación Zapata y su zona de transición con la Formación Punta Barrosa. Los segundos picos son de ~145 Ma a ~155 Ma, atribuibles a aportes de la Formación Tobífera y/o del Batolito Surpatagónico. El tercer pico, de ~95 Ma, puede representar aportes desde la Formación Punta Barrosa. Los circones de edades entre 270-310 Ma podrían corresponder rocas del Complejo Metamórfico Andino Oriental, mientras que los más antiguos a otras unidades del basamento metamórfico. Nuevamente, no se puede descartar un aporte de circones desde el Batolito Patagónico, principalmente de los grupos Cretácico 3 y Jurásico tardío de Hervé *et al.* (2007a), pues los resultados de los diagramas ternarios de proveniencia sedimentaria indican aportes desde ese tipo de fuente.

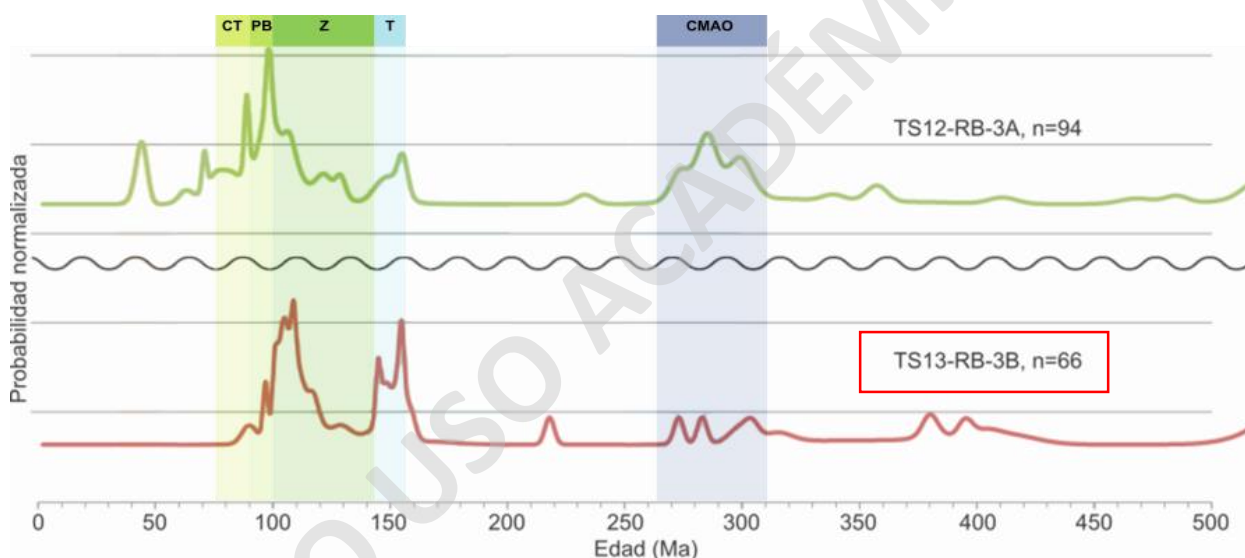


Figura 69. Diagrama de probabilidad de edades de circones detríticos para las muestras de Schwartz *et al.* (com. pers. 2023 con Enrique Bostelmann) en Quebrada Arauco. Resaltada en rojo la muestra correspondiente a la Formación Dorotea. Recuadros de colores indican rangos de edades de las unidades: T = Formación Tobífera, Z = Formación Zapata, PB = Formación Punta Barrosa, CT = Formación Cerro Toro, CMAO = Complejo Metamórfico Andino Oriental.

En la sección estratigráfica El Coliseo, fue correlacionada la muestra 15LDC05 de Fosdick *et al.* (2020), asignada en dicho trabajo al techo de la Formación Dorotea. Sin embargo, bajo la presente propuesta litoestratigráfica, la muestra 15LDC05 corresponde a la base de la Formación Cerro Dorotea. Considerando que la proveniencia sedimentaria de ambas formaciones es similar y que están separadas mediante un contacto transicional (Fosdick *et al.*, 2020), conviene analizar las edades de los circones detríticos de la muestra 15LDC05 para el conjunto de las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea en El Coliseo. Fosdick *et al.* (2020) presentaron datos geocronológicos compilados para la Formación Dorotea, incluyendo muestras de otros trabajos en distintas

posiciones estratigráficas de la unidad (Figura 70). Al no contar con los resultados geocronológicos de la muestra 15LDC05 en particular, se analizan las edades presentadas para la Formación Dorotea en la Figura 70 con menor certeza que aquellas muestras en Barranca de Julie y Quebrada Arauco, pues existe la posibilidad de que los picos de edades de la figura no sean totalmente representativos de los niveles descritos en El Coliseo. Los mayores picos de edades ocurren entre los ~90 Ma y ~115 Ma, sugiriendo un reciclaje desde las formaciones Zapata y Punta Barrosa. Los segundos picos más altos ocurren entre los ~140 Ma y 160 Ma, atribuibles a aportes de la Formación Tobífera y/o el Batolito Patagónico. Los terceros picos de edades ocurren entre 74 Ma y ~90 Ma, atribuibles al reciclaje de la Formación Cerro Toro. Los circones paleozoicos a proterozoicos sugieren fuentes de unidades indeterminadas del basamento metamórfico. Al igual que lo planteado para las muestras en Barranca de Julie y Quebrada Arauco, no se puede descartar un aporte desde el Batolito Surpatagónico, incluyendo esta vez al grupo Paleógeno de Hervé *et al.* (2007a) como fuente de sedimentos. Los circones del Daniano temprano también podrían estar asociados a volcanismo contemporáneo.

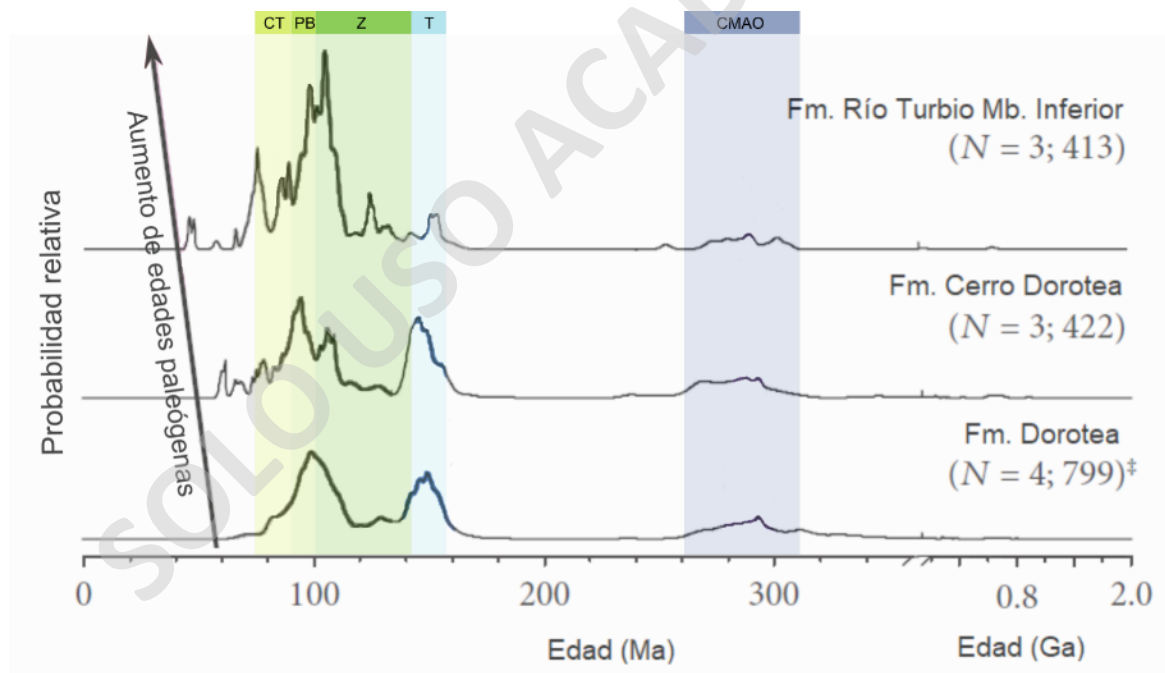


Figura 70. Diagrama de probabilidad de edades de circones detríticos modificado de Fosdick *et al.* (2020). N corresponde al número de muestras de cada formación, seguida del número de granos analizados. † indica datos recopilados con los de Romans *et al.* (2010) y Fosdick *et al.* (2015a). Recuadros de colores indican rangos de edades de las unidades: T = Formación Tobífera, Z = Formación Zapata, PB = Formación Punta Barrosa, CT = Formación Cerro Toro, CMAO = Complejo Metamórfico Andino Oriental.

Considerando los análisis con edades de circones detríticos, se sugiere que la proveniencia sedimentaria de los niveles estudiados de la Formación Dorotea corresponde principalmente al reciclaje de las formaciones Zapata y Punta Barrosa, seguido de aportes desde la Formación

Tobífera y luego por la Formación Cerro Toro. Adicionalmente, ocurre un aporte subordinado desde complejos metamórficos paleozoicos y volcanismo contemporáneo a la depositación de la unidad. Los circones provenientes desde el Batolito Patagónico serían enmascarados por aquellos derivados del reciclaje de las unidades sedimentarias, pero no inexistentes. Es importante mencionar que, a pesar de la presencia de circones con edades atribuibles a los basamentos metamórficos, estos también podrían ser reciclados desde unidades más antiguas.

Cambios en el patrón de proveniencia sedimentaria de la Formación Dorotea

Como se ha mencionado anteriormente (ver subsección 3.4 del Marco geológico local), diversos autores han indicado que el Batolito Patagónico, rocas volcánicas de la Formación Tobífera, unidades del basamento metamórfico y menores componentes de un arco volcánico contemporáneo han sido la principal fuente de sedimentos de la Formación Dorotea. La proveniencia sedimentaria sugerida en este trabajo difiere de dicha corriente, pues se propone el reciclaje de unidades litoestratigráficas sedimentarias como uno de los principales aportes durante la depositación de los últimos niveles de la formación. A continuación, se describe un argumento que permite sostener la propuesta de este trabajo, basándose en los análisis de tendencias de circones detríticos reportados por Schwartz *et al.* (2016) y George *et al.* (2019).

De acuerdo a Ghiglione *et al.* (2016), la presencia significativa de detritos provenientes de la Formación Tobífera es indicativa de un continuo acortamiento y denudación ocurriendo principalmente en el dominio de basamento, pues es la única unidad que expone afloramientos significativos de dicha formación. Bajo esta lógica, se asocia la presencia de detritos de la Formación Tobífera con importantes aportes provenientes desde el Batolito Patagónico y unidades del basamento metamórfico, pues este conjunto también forma parte del dominio del basamento (Ghiglione *et al.*, 2016). En otras palabras, se puede sugerir que aquellas muestras con predominantes picos de circones detríticos del Jurásico tardío, representan aportes significativos del Batolito Patagónico, basamento metamórfico y Formación Tobífera. Tendencias como estas han sido reportadas por Schwartz *et al.* (2016) (Figura 71), desde la muestra BWR CM-1 hasta la TS13-RB-1A. Sin embargo, las muestras TS13-RB-3B y JFC 09-208, que son las más cercanas al techo de la formación, exhiben mayores picos de edades de circones cretácicos en desmedro de edades jurásicas. La misma situación ocurre en el trabajo de George *et al.* (2019) (Figura 72), pues desde la muestra 18BKH15 hasta la 18BKH07 hay mayores picos de edades jurásicas tardías, mientras que las muestras DT1 y DT2 poseen predominantemente circones de edades cretácicas. Debido a que se infiere una disminución de aportes desde el Batolito

Patagónico, una alternativa para justificar los predominantes picos de edades cretácicas sería el reciclaje de unidades sedimentarias de ese periodo.

Respecto a las causas de este cambio en el patrón de proveniencia, podrían estar asociadas a cortos periodos de deformación de piel fina ocurrido a través de la faja plegada y corrida Patagónica, alzando unidades sedimentarias del Cretácico (formaciones Zapata, Punta Barrosa y Cerro Toro) que obstaculizaran y disminuyeran los aportes de aquellas unidades del dominio de basamento (basamento metamórfico, Batolito Surpatagónico y rocas volcánicas de la Formación Tobífera). Este evento estaría asociado al Cabalgamiento Tenerife de Fosdick *et al.* (2011), ocurrido entre los 74-27 Ma, durante la evolución de la faja plegada y corrida Patagónica, caracterizado por el cabalgamiento de las formaciones Zapata, Punta Barrosa y Cerro Toro en la zona de cabalgamiento homónima (Figura 6).

El contraste granulométrico y petrográfico representado por los niveles en facies de canales distributarios de la Formación Dorotea en Barranca de Julie, podría ser una respuesta a uno de estos periodos de deformación de piel fina. Adicionalmente, Rivera *et al.* (2020) señalaron una transgresión ocurrida entre el Maastrichtiano-Daniano para el área entre las provincias de Última Esperanza y Magallanes, atribuida a un aumento en la subsidencia flexural de la cuenca, causado por un aumento de la carga del orógeno. En base a esto, es esperable que hayan ocurrido eventos de deformación a través de la faja plegada y corrida durante esas edades. A pesar de dicha transgresión, las asociaciones de facies de las columnas estratigráficas realizadas en el presente trabajo reflejan una tendencia hacia subambientes sedimentarios cada vez más continentales hacia el techo de la Formación Dorotea: desde prodelta/frente deltaico a canales distributarios en Barranca de Julie, desde canales intermareales a supramareales en Quebrada Arauco y desde frente de playa inferior a medio en El Coliseo. Estas tendencias podrían ser explicadas por efectos más locales de alzamiento de la faja plegada y corrida, considerando que hacia el norte de la cuenca existió una mayor respuesta a la subsidencia por flexura relacionado a un mayor espesor litosférico (Ghiglione *et al.*, 2016).

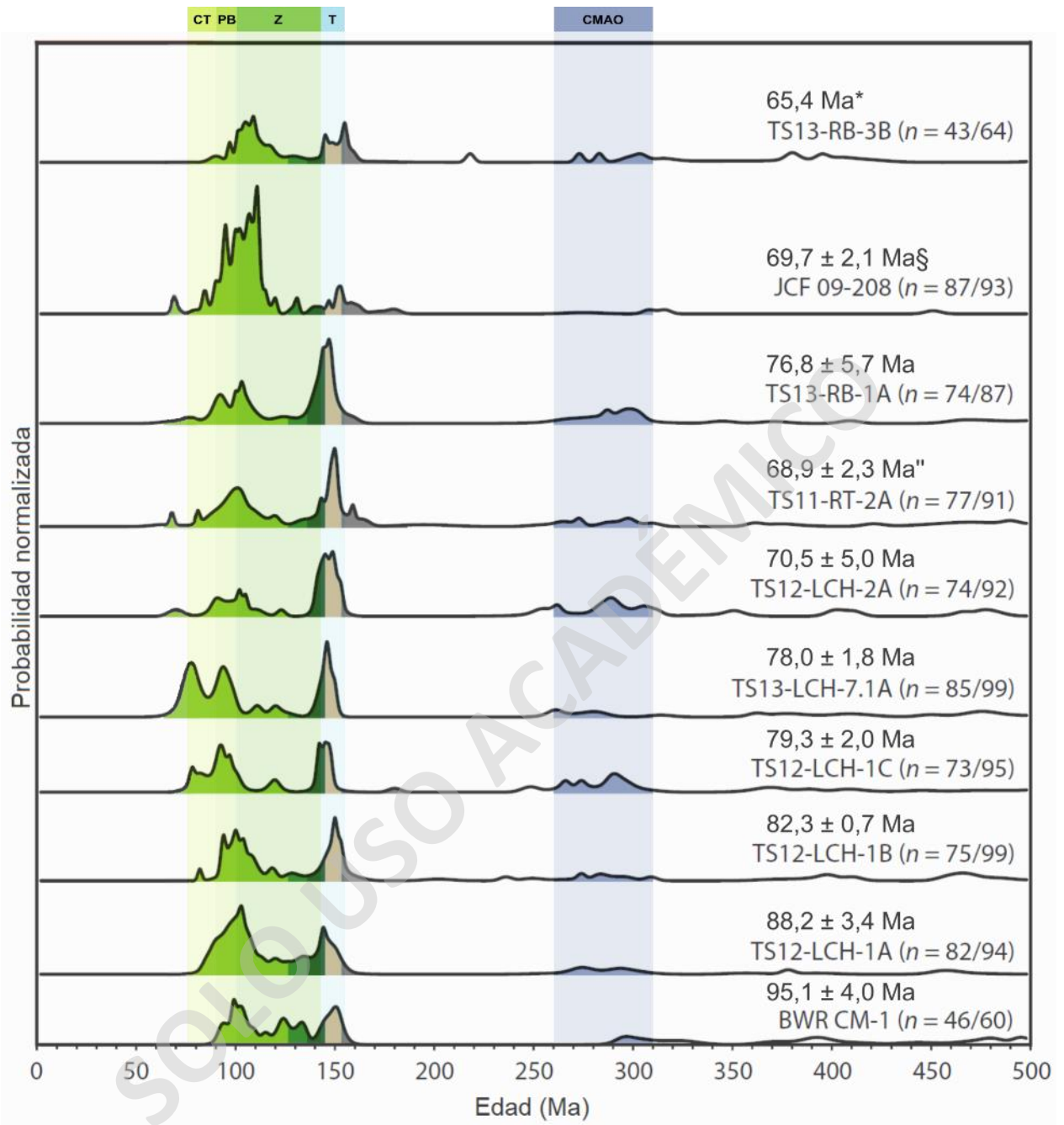


Figura 71. Diagrama de probabilidad de edades de circones detríticos de la Formación Dorotea en Río de Las Chinas, modificado de Schwartz *et al.* (2016). *Indica edad actualizada según Schwartz *et al.* (com. pers. 2023 con Enrique Bostelmann). §Indica muestra correspondiente al trabajo de Fosdick *et al.* (2015a). "Indica edad actualizada según Daniels *et al.* (2019). Recuadros de colores indican rangos de edades de las unidades: T = Formación Tobífera, Z = Formación Zapata, PB = Formación Punta Barrosa, CT = Formación Cerro Toro, CMAO = Complejo Metamórfico Andino Oriental.

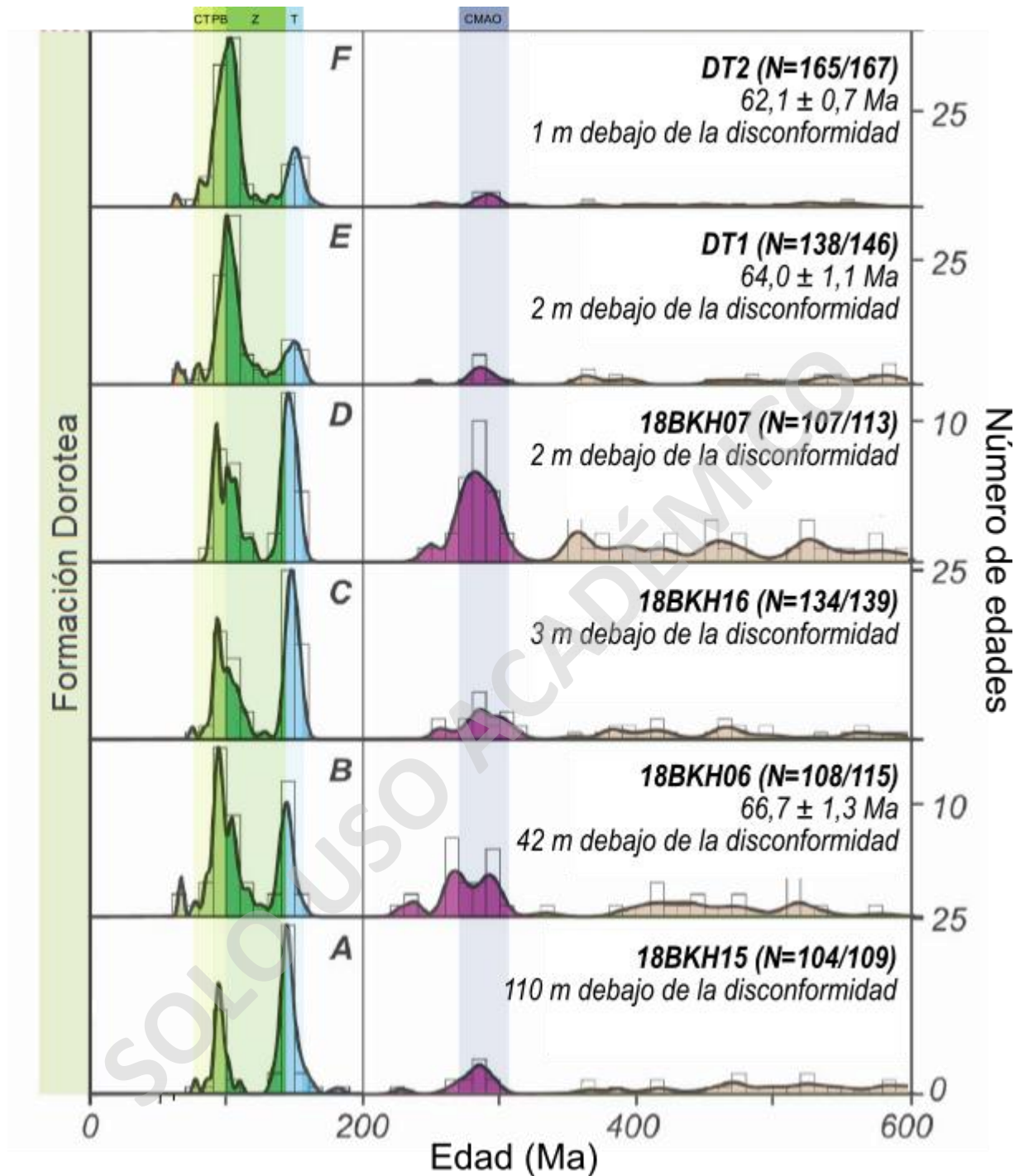


Figura 72. Diagrama de probabilidad de edades de circones detríticos de la Formación Dorotea, modificado de George *et al.* (2019). N = número de granos mostrados en relación al número total de granos. Recuadros de colores indican rangos de edades de las unidades: T = Formación Tobífera, Z = Formación Zapata, PB = Formación Punta Barrosa, CT = Formación Cerro Toro, CMAO = Complejo Metamórfico Andino Oriental.

6.3.2 Formación Man Aike/Río Turbio

De acuerdo a los diagramas ternarios del modelo Dickinson, la Formación Man Aike/Río Turbio tiene una fuente principalmente de arco magmático disectado. No se descarta un mínimo aporte desde orógeno reciclado, pues las muestras caen constantemente cerca del límite o directamente en el límite de dicho campo. Tendencias de arco magmático para la Formación Man Aike/Miembro Inferior de la Formación Río Turbio también han sido reportadas por Morales (2020) y Alarcón (2020) en Sierra Baguales.

Como fue explicado en la subsección 6.3.1, la categoría de arco magmático está representada por distintas unidades: la Formación Tobífera, siendo un arco no disectado a transicional; el Batolito Surpatagónico, un arco disectado; y rocas volcánicas contemporáneas a la depositación de las unidades, un arco no disectado. Respecto a la proveniencia de orógeno reciclado, hay que considerar adicionalmente a la Formación Dorotea como posible fuente de sedimentos.

Análisis de edades de circones detríticos en las secciones estudiadas

En Quebrada Arauco, para la base de la Formación Man Aike/Río Turbio ha sido correlacionada la muestra TS12-RB-3A de Schwartz *et al.* (com. pers. 2023 con Enrique Bostelmann) (Figura 69). Los mayores picos de edades ocurren a los ~90 Ma y ~100 Ma, atribuibles al grupo Cretácico 3 del Batolito Patagónico de Hervé *et al.* (2007a). El segundo pico de edades se encuentra aproximadamente a los 285 Ma, correspondiendo probablemente a aportes desde el Complejo Metamórfico Andino Oriental. El tercer pico de edades más alto es de ~45 Ma, asociable al grupo intrusivo Paleógeno del Batolito Patagónico de Hervé *et al.* (2007). El cuarto pico de edades ocurre a los ~155 Ma, pudiendo estar asociado a aportes desde rocas volcánicas de la Formación Tobífera y/o del grupo Jurásico tardío del Batolito Patagónico (Hervé *et al.*, 2007a).

Fosdick *et al.* (2020) sugirieron que los aportes desde la Formación Tobífera y del basamento metamórfico fueron obstaculizados por una barrera topográfica más joven hacia la cuenca, asociada al desarrollo de la faja plegada y corrida Patagónica. Por este motivo, Morales (2020) consideró a las formaciones Punta Barrosa y Cerro Toro como posibles fuentes de sedimentos, pues son ricas en dicho tipo de detritos (Fildani y Hessler, 2005; Fildani *et al.*, 2008). Considerando lo anterior, los picos de edades entre los ~90 Ma y ~100 Ma podrían estar asociados a importantes aportes desde la Formación Punta Barrosa.

6.4 Propuesta paleogeográfica al momento de depositación de la Formación Dorotea

Los últimos niveles de la Formación Dorotea, expuestos en la ladera oriente del curso medio del Río Baguales y en el extremo norte de la Sierra Dorotea, fueron depositados entre el Maastrichtiano-Daniano. Estos se desarrollaron en ambientes transicionales variables de norte a sur. En Barranca de Julie y Quebrada Arauco, se interpretan ambientes derivados de la interacción de medios marinos y fluviales: un sistema deltaico y en dudas uno estuarino, respectivamente. Por otro lado, en Cerro La Boina y El Coliseo, se interpretan ambientes netamente costeros. Considerando además que las granulometrías de la Formación Dorotea en El Coliseo son menores a las de las secciones realizadas en Sierra Baguales, reflejando menores condiciones energéticas, se infiere que hacia el norte de la zona de estudio existió una mayor cercanía hacia un alto topográfico. Esto es congruente con el patrón de paleocorrientes hacia el sur medido en Barranca de Julie. En esta misma columna, resalta la presencia de una arenisca feldespática-lítica (muestra RU210327/14), que refleja condiciones de muy baja distancia/tiempo de transporte desde la fuente de sedimentos. La configuración paleogeográfica inferida es coherente con los patrones de dispersión de sedimentos hacia el sur indicados por Romans *et al.* (2010), Hubbard *et al.* (2010), Schwartz y Graham (2015) y Rivera *et al.* (2020) para la Formación Dorotea en la Provincia de Última Esperanza. Las direcciones de paleocorrientes hacia el oeste, medidas en las columnas Quebrada Arauco y Cerro La Boina, sugieren que estos niveles se desarrollaron en torno a una línea de costa de orientación aproximada N-S, con el mar ubicado hacia el oeste. Esto implica la presencia de un relieve positivo hacia el oriente, al menos en el área de Sierra Baguales, el cual ha sido referido en Schwartz y Graham (2015) y Schwartz *et al.* (2016) como el forebulge de la cuenca.

Por otro lado, las unidades interpretadas como proveniencia sedimentaria implican la presencia de un alto topográfico ubicado al oeste de la cuenca depositacional, correspondiente al alzamiento orogénico de la Cordillera Patagónica asociado al desarrollo de la faja plegada y corrida Patagónica (Charrier *et al.*, 2007; Ghiglione *et al.*, 2016). Considerando los análisis previos de edades de circones detríticos (ver subsección 6.3.1), la topografía debió estar compuesta por una prominente franja de rocas expuestas de las formaciones Zapata y Punta Barrosa, en menor medida de la Formación Tobífera, justificando las distribuciones de picos de edades de los circones. Con esta misma lógica, se infiere una franja menos importante de afloramientos de la Formación Cerro Toro, probablemente al este de la franja antes mencionada, al tratarse de una unidad sedimentaria más joven. Los afloramientos del Batolito Patagónico y de complejos

metamórficos paleozoicos habrían estado obstaculizados por la presencia de estos cordones montañosos de rocas cretácicas.

Considerando estos aspectos, se presenta una propuesta paleogeográfica al momento de deposición de los niveles cuspidales de la Formación Dorotea en el área de Sierra Baguales y Cerro Castillo (Figura 73).

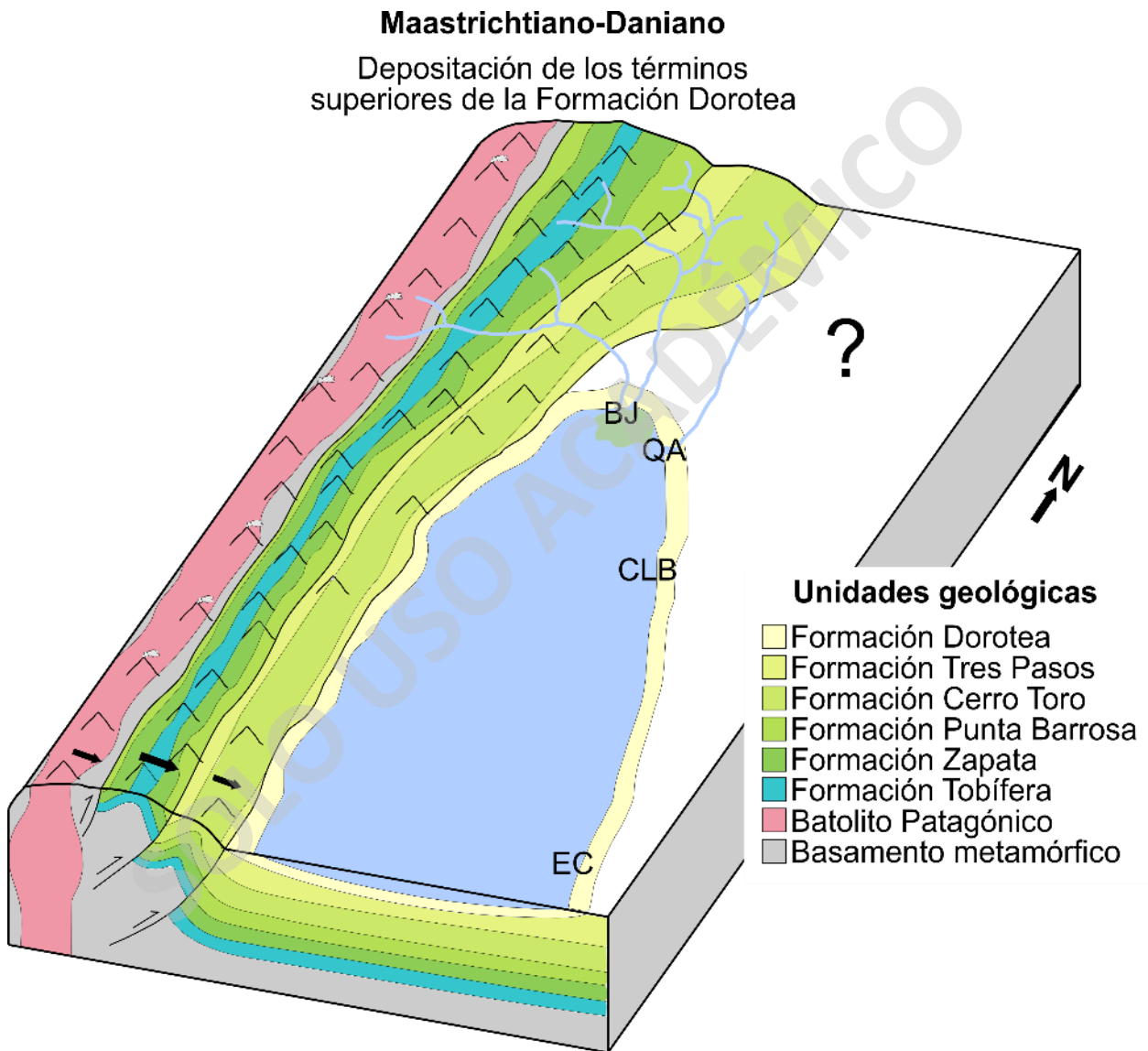


Figura 73. Modelo paleogeográfico de la Cuenca de Magallanes entre las zonas de Sierra Baguales y Cerro Castillo. Se muestra la relación entre las áreas de proveniencia y la cuenca sedimentaria durante el Maastrichtiano-Daniano, en la deposición de los últimos niveles de la Formación Dorotea. La magnitud de las flechas negras hace referencia a la magnitud de aportes de las unidades geológicas interpretadas como fuentes de sedimentos. BJ = Barranca de Julie, QA = Quebrada Arauco, CLB = Cerro La Boina, EC = El Coliseo.

7. Conclusiones

- Las rocas que afloran en la ladera oriental del curso medio del Río Baguales, corresponden a la porción superior de la Formación Dorotea. Localmente, la unidad presenta edades de depositación entre el Maastrichtiano-Daniano. Se compone de areniscas muy finas a gruesas, en menor proporción muy gruesas, de tonalidades amarillentas, grisáceas y verdosas, en menor medida marrones. Se intercalan ocasionales niveles conglomerádicos, generalmente lenticulares, y limolitas. A una altura aproximada a la de la cornisa principal en dicha ladera, le sobreyace mediante una discordancia erosiva los niveles basales de la Formación Man Aike/Miembro Inferior de la Formación Río Turbio, con una edad deposicional al menos desde el Lutetiano. Estos están conformados por areniscas finas a gruesas y conglomerados de espesores centimétricos a métricos, ambas litologías de tonalidades principalmente verdosas a grisáceas.
- Las rocas que afloran en las cercanías del límite internacional en el área de Cerro Castillo, corresponden al contacto entre las formaciones Dorotea y Cerro Dorotea. En dicho sector, los niveles cuspidales de la Formación Dorotea están compuestos de areniscas muy finas a finas, ocasionalmente medias, con tonalidades grisáceas, amarillentas y en menor medida marrones o verdosas. El tope de la unidad podría estar acotado al Maastrichtiano tardío o Daniano temprano. Les sobreyace mediante contacto concordante transicional los niveles basales de la Formación Cerro Dorotea, correspondiendo a areniscas muy finas a gruesas, intercaladas con niveles conglomerádicos, gruesos paquetes de fangolitas y ocasionales láminas o bandas centimétricas de carbón.
- Los términos superiores de la Formación Dorotea en la Provincia de Última Esperanza se desarrollaron en una variedad de ambientes transicionales. En la ladera oriente del curso medio del Río Baguales, se interpreta un sistema deltaico de carga mixta entre arena y grava, con un dominio mixto entre procesos de oleaje y fluviales. Adicionalmente, se reconocen facies de canales intermareales y supramareales que podrían estar asociadas al mismo sistema deltaico o a un estuario dominado por mareas desarrollado contemporáneamente en la misma línea de costa. Al extremo sur de Sierra Baguales y en Cerro Castillo, se interpretan ambientes desde frente de playa (*shoreface*) a anteplaya (*foreshore*).

- Las areniscas de los niveles estudiados correspondientes a la Formación Dorotea, muestran un ambiente tectónico de proveniencia sedimentaria mixto entre las categorías de orógeno reciclado y subordinadamente arco magmático disectado. Las edades de circones detríticos de autores previos sugieren preliminarmente que la principal fuente de sedimentos correspondió al reciclaje de las formaciones Zapata y Punta Barrosa, seguido de aportes desde la Formación Tobífera y en menor medida por la Formación Cerro Toro. Adicionalmente, ocurrió un aporte subordinado desde el Batolito Patagónico y complejos metamórficos paleozoicos.

7.1 Recomendaciones

- Elaborar un mayor número de columnas estratigráficas a detalle en la zona de estudio, a modo de lograr litocorrelaciones locales del techo de la Formación Dorotea, considerando la amplia variabilidad lateral de sus atributos litológicos. De esta manera, se mejorará el entendimiento respecto al sistema deposicional de la unidad.
- Para estudiar la ubicación del límite K-Pg, se pueden realizar análisis bioestratigráficos de colecciones de invertebrados marinos y palinomorfos en las secciones realizadas. De manera complementaria, analizar perfiles de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidos sobre conchillas de microfósiles con mínimos grados de alteración.
- Realizar un mayor número de mediciones de paleocorrientes en las secciones estudiadas, para dar validez o descartar el modelo paleogeográfico propuesto.
- Extraer muestras con objetivos geocronológicos en Cerro La Boina, a modo de corroborar o descartar la correlación del contacto entre las formaciones Dorotea y Man Aike/Río Turbio en dicha localidad. Esto, además, permitiría comprender mejor el hiato estratigráfico entre ambas unidades en Sierra Baguales, al estar ubicada al extremo sur de la sierra.
- Utilizar diversas metodologías para un análisis complementario de proveniencia sedimentaria, tales como dataciones en circones detríticos, geoquímica de roca total en areniscas o ensambles de minerales pesados. De esta manera, se contemplarán fuentes de sedimentos tanto ácidas como básicas.

8. Referencias

- Alarcón, M. (2020). Litoestratigrafía, sedimentología y petrografía sedimentaria de la transición Eoceno-Oligoceno en Sierra Baguales, Provincia de Última Esperanza, Región de Magallanes, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad Austral de Chile, Instituto de Ciencias de la Tierra, Valdivia. 163 p.
- Albano, J., Lombardi, L., Rocha, E., Tobal, J., Fosdick, J., Stevens, A., VanderLeest, R., Ramos, M., Giampaoli, P., Kress, P., Raggio, F. y Ghiglione, M. (2023). Tectonic Evolution of the Eastern Margin of the Southern Patagonian Andes Fold-Thrust Belt: U-Pb Detrital Zircon Geochronology and Kinematic-Structural Modeling. *Tectonophysics*. <http://dx.doi.org/10.2139/ssrn.4153675>
- Allen, R. B. (1982). Geología de la Cordillera Sarmiento, Andes Patagónicos, entre los 51°00' y 52°15' Lat. S, Magallanes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín 38, 46 p.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, N. C., y Fisher, D. (2013). *Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511920202>
- Amorosi, A. (1997). Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109, 135-153.
- Araos, J. (2016). Glacial geomorphology and paleoglacial behavior estimation in Sierra Baguales (50°S): Paleoclimatic factors that controlled glacier variations within the Pleistocene-Holocene regional context. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias, Mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago. 103 p.
- Araos, J., Le Roux, J. y Gutiérrez, N. (2017). Relict glacial landscape in the Sierra Baguales Mountain Range (50°-51° S): evidence of glaciation dynamics and types in the eastern foothills of the southern Patagonian Andes. *Journal of Mountain Science*, 14(2), 282-295. <https://doi.org/10.1007/s11629-016-4151-8>
- Araos, J., Le Roux, J., Kaplan, M. y Spagnolo, M. (2018). Factors controlling alpine glaciations in the Sierra Baguales Mountain Range of southern Patagonia (50°S), inferred from the morphometric analysis of glacial cirques. *Andean Geology*, 45(3), 357-378. <https://dx.doi.org/10.5027/andgeoV45n3-2974>
- Arbe, H. A. (2002). Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. En M.J. Haller (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino. I-8: 103- 128. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires.
- Arche, A. (2010). *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas. 1287 p.
- Barreda, V. D., Palazzesi, L. y Marensi, S. (2009). Palynological record of the Paleogene Río Leona Formation (southernmost South America): Stratigraphical and paleoenvironmental implications. *Review of Paleobotany and Palynology*, 154(1-4), 22-33. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2008.11.005>

- Barreda, V. D., Cúneo, N. R., Wilf, P., Currano, E. D., Scasso, R. A., y Brinkhuis, H. (2012). Cretaceous/Paleogene Floral Turnover in Patagonia: Drop in Diversity, Low Extinction, and a Classopollis Spike. *PLoS ONE*, 7(12), 1-8. <http://dx.doi.org/10.1371/journal.pone.0052455>
- Barwick, J. (1955). The surface stratigraphy of portions of Magallanes Province, Chile. Informe 1.0300.0061, Empresa Nacional del Petróleo [ENAP] (Inédito). 96 p.
- Bell, C. M. y Suárez, M. (2000). The Rio Lácteo Formation of southern Chile. Late Paleozoic orogeny in the Andes of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(1), 133-145. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(00\)00005-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(00)00005-5)
- Bernhardt, A., Jobe, Z. R., Grove, M. y Lowe, D. R. (2012). Palaeogeography and diachronous infill of an ancient deep-marine foreland basin, Upper Cretaceous Cerro Toro Formation, Magallanes Basin. *Basin Research*, 24, 269-294. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00528.x>
- Biblioteca del Congreso Nacional [BCN]. (Sin fecha). *Mapas vectoriales. Mapoteca*. Sistema Integrado de Información Territorial. Recuperado el 7 de julio del 2021 en: https://www.bcn.cl/siit/mapas_vectoriales/index_html
- Biddle, K. T., Uliana, M., Mitchum Jr, M., Fitzgerald, M. y Wright, R. (1986). The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. *Foreland Basins*, 8, 41-61. <https://doi.org/10.1002/9781444303810.ch2>
- Blisniuk, P. M., Stern, L. A., Page Chamberlain, C., Idlerman, B. y Zeitler, P. K. (2005). Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth Planet Science Letters*, 230, 169-186. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.11.015>
- Boggs, S. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy* (4th edition). Pearson Prentice Hall, California University. 662 p.
- Bosellini, A., Mutli, E. y Ricci-Lucchi, F. (1989). Rocce e successioni sedimentarie. Unione Tipografico-Editrice Torinese (UTET), Torino. 395 p.
- Bostelmann, J. E., Le Roux, J., Vásquez, A., Gutiérrez, N., Oyarzún, J., Carreño, C., Torres, T., Otero, R., Llanos, A., Fanning, C. y Hervé, F. (2013). Burdigalian deposits of the Santa Cruz Formation in the Sierra Baguales, Austral (Magallanes) Basin: age, depositional environment and vertebrate fossils. *Andean Geology*, 40, 458-489.
- Bourgeois, J. y Michaud, F. (2002). Comparison between the Chile and Mexico triple junction areas substantiates slab window development beneath northwestern Mexico during the past 12-10 Myr. *Earth Planet Science Letter*, 201, 35-44. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00653-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00653-2)
- Bowman, V. C., Francis, J. E., Riding, J. B., Hunter, S. J., & Haywood, A. M. (2012). A latest Cretaceous to earliest Paleogene dinoflagellate cyst zonation from Antarctica, and implications for phytoprovincialism in the high southern latitudes. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 171, 40-56. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2011.11.004>

- Brandmayr, J. (1945). Contribución al conocimiento geológico del extremo S-SO del territorio de Santa Cruz (región Cerro Cazador-Río Turbio). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 22, 415-443.
- Buatois, L. y Mángano, G. (2011). *Ichnology: Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press. 358 p.
- Calderón, M., Hervé, F., Massonne, H., Tassinari, C., Pankhurst, R., Godoy, E. y Theye, T. (2007). Petrogenesis of the Puerto Edén igneous and metamorphic complex, Magallanes, Chile: Late Jurassic syn-deformational anatexis of metapelites and granitoid magma genesis. *Lithos*, 93(1), 17-38. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.03.044>
- Candle, S. y Leslie, R. B. (1986). Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, 91, 471-496. <http://dx.doi.org/10.1029/JB091iB01p00471>
- Cardozo, N. y Allmendinger, R. W. (2013). Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, 51, 193-205. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.07.021>
- Carrasco, J., Casassa, G. y Rivera, A. (1998). Climatología actual del Campo de Hielo Sur y posibles cambios por el incremento del efecto invernadero. *Anales del Instituto de la Patagonia*. 26, 119-128.
- Carrizo, R., Malumián, N., Náñez, C., Caramés, A. y Concheyro, A. (1990). Micropaleontología y correlación del Terciario del área carbonífera de Río Turbio, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Segundo Simposio sobre el Terciario de Chile, Concepción, 29-50.
- Casadío, S., Griffin, M., Marensi, S., Net, L., Parras, A., Rodríguez Raising, M. y Santillana, S. (2009). Paleontology and sedimentology of middle Eocene rocks in Lago Argentino area, Santa Cruz Province, Argentina. *AMEGHINIANA*, 46(1), 27-47.
- Cecioni, G. (1953). Geología de superficie del departamento de Última Esperanza entre el Cerro Cazador y Puerto Natales. Informe 1.0100.064, ENAP (inédito). 123p.
- Cecioni, G. (1955). Distribuzione verticale di alcune Kosmatice atidae nella Patagonia Cilena. *Bolletino della Società Geologica Italiana*, 74, 141-149.
- Cecioni, G. (1956). Leopoldia (?) paynensis Favre: sua posizione stratigrafica in Patagonia. *Atti della Società Italiana Scienza Naturali e Museo Civico di Storia Naturale di Milano*, 95(2), 135-145.
- Cecioni, G. (1957a). Età della flora del Cerro Guido e stratigrafía del Departamento Última Esperanza. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 76(3), 3-16.
- Cecioni, G. (1957b). Cretaceous flysch and molasse in Departamento Última Esperanza, Magallanes province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 41(3), 538-564.
- Centro de Información de Recursos Naturales [CIREN]. (2016). DEM Alos Palsar Región de Magallanes y de la Antártica Chilena. <https://www.ide.cl/index.php/imagenes-y-mapas-base/item/1569-dem-alos-palsar-region-de-magallanes-y-de-la-antartica-chilena>

- Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M. P. (2007). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. En *Geology of Chile, Chapter 3* (Gibbons, W. y Moreno, T., eds). *Geological Society Special Publication*, 21-116.
- Clyde, W. C., Krause, J. M., De Benedetti, F., Ramezani, J., Cúneo, N. R., Gandolfo, M. A., Haber, P., Whelan, C. y Smith, T. (2021). New South American record of the Cretaceous–Paleogene boundary interval (La Colonia Formation, Patagonia, Argentina). *Cretaceous Research*, 126, 104889. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2021.104889>
- Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. y Fan, J. -X. (2013). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36(3), 199-204.
- Concheyro, A. (1991). Nanofósiles calcáreos de la Formación Man Aike (Eoceno, sudeste del Lago Cardiel). Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 28, 385-399.
- Consejo Federal de Inversiones [CFI]. (1961). Evaluación de los Recursos Naturales de la Argentina. Tomo IV, Vol.1, Recursos hidráulicos superficiales. Buenos Aires. 459p.
- Cortés, R. (1964). Reconocimiento geológico del área Río Las Chinas-Río Bandurrias (Última Esperanza). Informe 1.0100.0089, ENAP (inédito). 12 p.
- Cortés, R., García, F., Céspedes, S. y Aravena, R. (1954). Informe geológico del área comprendida entre Río Rubens y Sierra Dorotea. Informe 1.0100.102, ENAP (inédito). 23 p.
- Crame, J. A., Francis, J. E., Cantrill, D. J., y Pirrie, D. (2004). Maastrichtian stratigraphy of Antarctica. *Cretaceous Research*, 25(3), 411–423. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2004.02.002>
- Cuitiño, J. I. y Scasso, R. A. (2013). Reworked pyroclastic beds in the early Miocene of Patagonia: Reaction in response to high sediment supply during explosive volcanic events. *Sedimentary Geology*, 289, 194-209. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2013.03.004>
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A. y Boyd, R. (1992): Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62, 1130-1146. <https://doi.org/10.1306/D4267A69-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Dalziel, I. W. D. (1981). Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal. *Royal Society of London Philosophical Transactions*, 300(1454), 319–335. <https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0067>
- Daniels, B. G., Hubbard, S. M., Romans, B. W., Malkowski, M. A., Matthews, W. A., Bernhardt, A., Kaempfe, S. A., Jobe, Z. R., Fosdick, J. C., Schwartz, T. M., Fildani, A. y Graham, S. A. (2019). Revised chronostratigraphic framework for the Cretaceous Magallanes-Austral Basin, Última Esperanza Province, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 94, 102209. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.05.025>
- Daniels, B. G., Auchter, N. C., Hubbard, S., Romans, B. W., Matthews, W. A. y Stright, L. (2018). Timing of deep-water slope-evolution constrained by large-n detrital and volcanic ash zircon geochronology, Cretaceous Magallanes Basin, Chile. *The Geological Society of America Bulletin*, 130(3-4), 438-454.

- Dashtgard, S. E., Vaucher, R., Yang, B., y Dalrymple, R. W. (2021). Wave-Dominated to Tide-Dominated Coastal Systems: A Unifying Model for Tidal Shorefaces and Refinement of the Coastal- Environments Classification Scheme. *Geoscience Canada*, 48(1), 5–22. <https://doi.org/10.12789/geocanj.2021.48.171>
- Davidson, J., Mpodozis, C., Godoy, E., Hervé, F. y Muñoz, N. (1989). Jurassic accretion of a high buoyancy guyot in southernmost South America: The Diego Ramírez islands. *Revista Geológica de Chile*, 16(2), 247-251.
- De Mets, C., Gordon, R. C., Argus, D. F. y Stein, S. (1994). Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, 21(20), 2191–2194. <https://doi.org/10.1029/94GL02118>
- DeCelles, P. G., Langford, R. y Schwartz, R. (1983). Two new methods of paleocurrent determination from trough cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(2), 629-642. <https://doi.org/10.1306/212F824C-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Díaz, B., Almonacid, L., Inés, Z., Lautaro, D., Acuña, A. y Casalinuovo, M. (2020). Cuencas de los ríos Vizcachas y Don Guillermo - Caracterización ambiental de cuencas integrantes de sistema hidrográfico de los ríos Vizcachas y Serrano (Rh 11).
- Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En Zuffa, G.G. (eds) *Provenance of Arenites*. NATO ASI Series, 148, 333-361. https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_15
- Dickinson, W. R. y Suczek, C. A. (1979). Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63(12), 2164-2182. <https://doi.org/10.1306/2F9188FB-16CE-11D7-8645000102C1865D>
- Dickinson, W. R., Beard, L., Brakenridge, G., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K., Knepp, R., Lindberg, F. y Ryberg, P. (1983). Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *The Geological Society of America Bulletin*, 94(2), 222-235. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94%3C222:PONAPS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94%3C222:PONAPS%3E2.0.CO;2)
- Douglas, R. y Nestell, M. (1976). Late Paleozoic foraminifera from southern Chile. *U.S. Geological Survey*, 858, 47. <https://doi.org/10.3133/pp858>
- Elliot, D., H., Askin, R. A., Kyte, F., T. y Zinsmeister, W., J. (1994). Iridium and dinocysts at the Cretaceous-Tertiary boundary on Seymour Island, Antarctica: Implications for the K-T event. *Geology*, 22(8), 675–678. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0675:IADATC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0675:IADATC>2.3.CO;2)
- ENADIMSA. (1987-1988). Proyecto de Exploración de los Yacimientos de carbón en la Cuenca Austral Argentina. Yacimientos Carboníferos Fiscales (inédito).
- Endlicher, W. y Santana, A. (1988). El Clima del sur de la Patagonia y sus aspectos ecológicos. Un siglo de mediciones climatológicas en Punta Arenas. *Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales*, 18, 57-86.
- Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R. C., Suárez, M., Lagabrielle, Y., Polvé, M., Bellon, H., Cotten, J., de la Cruz, R. y Guivel, C. (2005). Petrogenesis of the Eocene and Miocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile:

evidence for the participation of two slab windows. *Lithos*, 82(3-4), 315-343. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.09.024>

- Feruglio, E. (1949). Descripción geológica de la Patagonia. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, Tomos I-III: 334 p.
- Fildani, A., Cope, T. D., Graham, S. A. y Wooden, J. L. (2003). Initiation of the Magallanes foreland basin: Timing of the southernmost Patagonian Andes orogeny revised by detrital zircon provenance analysis. *Geology*, 31(12), 1081-1084. <https://doi.org/10.1130/G20016.1>
- Fildani, A. y Hessler, A. (2005). Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes - Magallanes basin, Patagonian Andes. *The Geological Society of America Bulletin*, 117(11-12), 1596-1614. <https://doi.org/10.1130/B25708.1>
- Fildani, A., Romans, B., Fosdick, J., Crane, W. y Hubbard, S. (2008). Orogenesis of the Patagonian Andes as reflected by basin evolution in southernmost South America. Ores and orogenesis: circum-pacific tectonics, geologic evolution, and ore deposits. *Arizona Geological Society Digest*, 22, 259-268.
- Folk, R. L. (1951). Stages of textural maturity in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Research*, 21(3), 127-130. <https://doi.org/10.2110/jsr.21.127>
- Folk, R. L. (1980). *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Publishing Company. 182 p.
- Forsythe, R. y Nelson, E. (1985). Geological manifestations of ridge collision: evidence from the Golfo de Penas-Taitao basin, southern Chile. *Tectonics* 4(5), 477-495. <https://doi.org/10.1029/TC004i005p00477>
- Forsythe, R., Nelson, E., Carr, M. J., Keading, M. E., Hervé, M., Mpodozis, C., Soffia, J. M. y Harambour, S. (1986). Pliocene near trench magmatism in Southern Chile: a possible manifestation of ridge collision. *Geology* 14(1), 23-27. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14%3C23:PNMISC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14%3C23:PNMISC%3E2.0.CO;2)
- Fosdick, J. C., Grove, M., Graham, S. A., Hourigan, J. K., Lovera, O., Romans, B. W. (2015a). Detrital Thermochronologic Record of Foreland Burial Heating, Sedimentary Provenance, and Orogenesis in Patagonia. *Basin Research*, 27(4), 546-572. <http://dx.doi.org/10.1111/bre.12088>
- Fosdick, J. C., Bostelmann, J. E., Leonard, J., Ugalde, R., Oyarzún, J. L. y Griffin, M. (2015b). Timing and rates of foreland sedimentation: New detrital zircon U/Pb geochronology of the Cerro Dorotea, Río Turbio, and Río Guillermo formations, Magallanes basin. XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena. 763-766.
- Fosdick, J. C., Romans, B. W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M. y Graham, S. A. (2011). Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30'S. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (9-10), 1679-1698. <http://dx.doi.org/10.1130/B30242.1>
- Fosdick, J. C., VanderLeest, R. A., Bostelmann, J. E., Leonard, J. S., Ugalde, R., Oyarzún, J. L. y Griffin, M. (2020). Revised timing of Cenozoic Atlantic incursions and changing hinterland sediment sources during southern Patagonia orogenesis. *Lithosphere*, 2020(1), 1-18. <https://doi.org/10.2113/2020/8883099>

- Freile, C. (1972). Estudio palinológico de la Formación Cerro Dorotea (Maastrichtiano-Paleoceno) de la Provincia de Santa Cruz. *Revista del Museo de La Plata, Paleontología*, 38, 39-63.
- Fuenzalida, R. y Covacevich, V. (1988). Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico y Cretácico Inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. En Corvalán, J. y Charrier, R. (eds) V Congreso Geológico Chilena, Concepción, Chile. 3, H159-H183.
- Furque, G. (1973). Descripción geológica de la Hoja 58b Lago Argentino. *Boletín del Servicio Nacional Minero y Geológico*, 140, 1-51.
- Furque, G. y M. Caballé. (1993). Estudio Geológico y Geomorfológico de la Cuenca Superior del Río Turbio, Provincia de Santa Cruz. Consejo Federal de Inversiones. *Serie Investigaciones Aplicadas, Colección Hidrología subterránea*, 6, 8-39.
- Galeazzi, J. S. (1996). Cuenca de Malvinas. In: Ramos V.A., Turic, M.A. (Eds.), Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Relatorio 15, 273-309.
- Garrido, S., Leppe, M., Fauth, G., Pineda, M. V., Margarita, M., Bruno, M. S. R., Ceolin, D., Krahl, G. (2016). Foraminíferos, ostrácodos y nanofósiles calcáreos del cretácico superior (Campaniano-Maastrichtiano) del valle del Río de las Chinas, provincia de Última Esperanza, región de Magallanes y la Antártica Chilena: resultados preliminares. En V Simposio de Paleontología de Chile, 2016, Concepción. Libro de Resúmenes V Simposio de Paleontología de Chile, 37.
- Garzanti, E. (2019). Petrographic classification of sand and sandstone. *Earth-Science Reviews*, 192, 545-563. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.014>
- George, S., Davis, S., Fernández, R., Manríquez, L., Leppe, M., Horton, B. y Clarke, J. (2019). Chronology of deposition and unconformity development across the Cretaceous-Paleogene boundary, Magallanes-Austral Basin, Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 97, 102237. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102237>
- Ghiglione, M. C., Ramos, V., Cuitiño, J. y Barberón, V. (2016). Growth of the Southern Patagonian Andes (46-53°S) and Their Relation to Subduction Processes. En Growth of the Southern Andes (Folguera, A; Naipauer, M.; Sagripanti, L.; Ghiglione, M.; Orts, D.; Giambiagi, L., eds). Springer Earth System Sciences, 201-240. https://doi.org/10.1007/978-3-319-23060-3_10
- Ghiglione, M. C., Suárez, F., Ambrosio, A., Da Poian, G., Cristallini, E. O., Pizzio, M. F. y Reinoso, R. M. (2009). Structure and evolution of the Austral basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 215-226.
- González, E. (2015). Estratigrafía secuencial y sedimentología de la Formación Dorotea (Maastrichtiano), sector río de las Chinas, Región de Magallanes y Antártica Chilena, Chile (50°S). Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago. 140p.

- Gorring, M., Kay, S., Zeitler, R., Ramos, V., Rubiolo, D., Fernández, M. y Panza, J. (1997). Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge colusion at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16(1), 1-17. <http://dx.doi.org/10.1029/96TC03368>
- Gressly, A. (1838). Observations géologiques sur le Jura Soleurois. Nouveaux mémoires de la Société Helvetique des Sciences Naturelles. Neuchatel, 2, 1-112.
- Guerstein, G. R., González Estebenet, M. S., Alperín, M. I., Casadío, S. A. y Archangelsky, S. (2014). Correlation and paleoenvironments of middle Paleogene marine beds based on dinoflagellate cysts in southwestern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 52, 166-178. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.02.011>
- Gutiérrez, N. M. (2017). Evidencias sedimentológicas, paleoclimáticas y paleoecológicas del levantamiento de la cordillera de los andes patagónicos durante el Cenozoico en Sierra Baguales, Provincia de Última esperanza, Magallanes, Chile. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago. 91 p.
- Gutiérrez, N. M., Le Roux, J. P., Vásquez, A., Carreño, C., Pedroza, P., Araos, J., Oyarzún, J. L., Pino, J. P., Rivera, H. A., Hinojosa, L. F. (2017). Tectonic events reflected by palaeocurrents, zircon geochronology, and paleobotany in the Sierra Baguales of Chilean Patagonia. *Tectonophysics*, 695, 76-99. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.12.014>
- Gutiérrez, N. M., Le Roux, J. P., Bostelmann, J. E., Oyarzún, J. L., Vásquez, A., Araos, J., Carreño, C., Ugalde, R., Otero, R., Fanning, C. M. y Hervé, F. (2013). Geology and stratigraphy of Sierra Baguales, Última Esperanza Province, Magallanes, Chile. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 54, 327.
- Harambour, S. y Soffia, J. M. (1988). Transición de margen pasivo a cuenca de antepaís: síntesis evolutiva para el extremo norte de Ultima Esperanza, Magallanes, Chile. V Congreso Geológico Chileno, A385-A402.
- Hauthal, R. (1898). Üeber patagonisches Tertiär. *Zeitschrift der Deutschland Geologische Gessellschaft* 50, 436-440.
- Hervé, F. y Fanning C. M. (2003). Early Cretaceous subduction of continental crust at the Diego de Almagro archipelago, southern Chile. *Episodes*, 26(4), 285-289. <http://dx.doi.org/10.18814/epiugs/2003/v26i4/003>
- Hervé, F., Pankhurst, R. J., Fanning, C. M., Calderón, M. y Yaxley, G. M. (2007a). The South Patagonian batholith: 150 My of granite magmatism on a plate margin. *Lithos*, 97(3-4), 373-394. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.01.007>
- Hervé, F., Fanning, C. M. y Pankhurst, R. J. (2003). Detrital zircon age patterns and provenance of the metamorphic complexes of southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(1), 107-23. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00022-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00022-1)
- Hervé, F., Faundez, V., Calderón, M., Massonne, H. J. y Willner, A. P. (2007b). Chapter 2: Metamorphic and plutonic basement complexes. in: Geology of Chile. Chapter 2 (Gibbons, W. and Moreno, T., editors). *The Geological Society Special Publication*, 5-19.

- Hervé, F., Sepúlveda, V. y Morata, D. (1999). Contrasting geochemistry and metamorphism of pillow basalts in metamorphic complexes from Aysén, S. Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 12(4), 379-388. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(99\)00029-2](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(99)00029-2)
- Hervé, F., Godoy, E., Mpodozis, C. y Fanning, M. (2004). Monitoring magmatism of the Patagonian Batholith through the U–Pb shrimp dating of detrital zircons in sedimentary units of the Magallanes basin. *Bolletino di Geofísica Teorica ed Applicata*, 45, 113–117.
- Hoffstetter, R., Fuenzalida, H. y Cecioni, G. (1957). Lexique stratigraphique international. Amérique Latine, Chili. *Centre National Recherche Scientifique*, 5(7), 444.
- Hubbard, S., Fildani, A., Romans, B., Covault, J. y Mchargue, T. (2010). High-relief slope clinofold development: insights from outcrop, Magallanes basin, Chile. *Journal of Sedimentary Research*, 80, 357–375. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2010.042>
- Hubbard, S. M., Romans, B. W. y Graham, S. A. (2008). Deep-water foreland basin deposits of the Cerro Toro Formation, Magallanes Basin, Chile: architectural elements of a sinuous basin axial channel belt. *Sedimentology*, 55(5), 1333–1359. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00948.x>
- Hünicken, M. (1955). Depósitos Neocretácicos y Terciarios del Extremo SSW de Santa Cruz (Cuenca carbonífera de Río Turbio). *Revista del Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales, Ciencias Geológicas*, 4(1), 1-164.
- Ingersoll, R., Bullard, T., Ford, R., Grimm, J., Pickle, J. y Sares, J. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(1), 103-116.
- Jobe, Z. R., Bernhardt, A. y Lowe, D. R. (2010). Facies and architectural asymmetry in a conglomerate rich submarine channel fill, Cerro Toro formation, Sierra del Toro, Magallanes Basin, Chile. *Journal of Sedimentary Research*, 80, 1085-1108. <http://dx.doi.org/10.2110/jsr.2010.092>
- Johnsson, M. J. (1993): The system controlling the composition of clastic sediments. En Johnsson, M. J. y Basu, A. (eds.), *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America Special Paper*, 284, 1-19. <https://doi.org/10.1130/SPE284-p1>
- Katz, H. R. (1963). Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 47(3), 506–524. <https://doi.org/10.1306/BC743A5D-16BE-11D7-8645000102C1865D>
- Kay, S. M., Ramos, V. A. y Gorrung, M. L. (2002). Geochemistry of Eocene Plateau Basalts related to ridge collision in Southern Patagonia. XV Congreso Geológico Argentino (Calafate). 6 p.
- Kraemer, P. E. (1998). Structure of the Patagonian Andes: Regional balanced cross section at 50°S, Argentina. *International Geological Review*, 40(10), 896-915. <https://doi.org/10.1080/00206819809465244>

- Kurtz, F. (1899). Contribuciones a la Paleophytología argentina, III. Sobre la existencia de una Dakota - Flora en la Patagonia austro - occidental (Cerro Guido). *Revista del Museo de La Plata*, 10, 43-60.
- Lagabrielle, Y., Suarez, M., Rossello, E. A., Hérail, G., Martinod, J., Régnier, M. y De la Cruz, R. (2004). Neogene to Quaternary tectonic evolution of the Patagonian Andes at the latitude of the Chile Triple Junction. *Tectonophysics* 385(1-4), 211–241. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.023>
- Lagally, U. (1975). Geologische Untersuchungen mit Gebiet Lake General Carrera - Lake Cochrane, Prov. Aysen/Chile unter besonderer Berücksichtigung des Grundgebirges und seiner Tektonik. PhD Dissertation, Ludwig-Maximilians - Universität München, Germany (Inédito).
- Le Roux, J. P., Puratich, J., Mourgues, A., Oyarzún, J. L., Otero, R. A., Torres, T. y Hervé, F. (2010). Estuary deposits in the Río Baguales Formation (Chattian-Aquitanean), Magallanes Province, Chile. *Andean Geology*, 37(2), 329-344.
- Leanza, A. F. (1972). Andes Patagónicos Australes. En Leanza, A. F (ed), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 689-706.
- Maceralli, C. E. (1984). Late Cretaceous stratigraphy, sedimentology, and macropaleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula. Unpublished Ph.D. dissertation, The Ohio State University, Columbus. 599 p.
- Macellari, C. E., Barrio, C. A. y Manassero, M. J. (1989). Upper Cretaceous to Paleocene depositional sequences and sandstone petrography of southwestern Patagonia (Argentina and Chile). *Journal of South American Earth Sciences*, 2(3), 223-239. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(89\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0895-9811(89)90031-X)
- Malkowski, M. A., Grove, M. y Graham, S. A. (2016). Unzipping the Patagonian Andes-Longlived influence of rifting history on foreland basin evolution. *Lithosphere*, 8(1), 23-28. <https://doi.org/10.1130/L489.1>
- Malkowski, M. A., Schwartz, T. M., Sharman, G. R., Sickmann, Z. T. y Graham, S.A. (2017). Stratigraphic and provenance variations in the early evolution of the Magallanes-Austral foreland basin: Implications for the role of longitudinal versus transverse sediment dispersal during arc-continent collision. *The Geological Society of America Bulletin*, 129(3-4), 349-371. <https://doi.org/10.1130/B31549.1>
- Malumián, N. (1990). Foraminíferos de la Formación Man Aike (Eoceno, Sureste Lago Cardiel). Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4), 365-385.
- Malumián, N., Panza, J. L., Parisi, C., Nañez, C., Caramés, A. y Torre, E. (2000). Hoja Geológica 5172-III-Yacimiento Río Turbio, provincia Santa Cruz, 1:250.000. Boletín del Servicio Geológico Minero Argentino de Buenos Aires, 247, 108.
- Malumián, N. y Caramés, A. (1997). Upper Campanian-Paleogene from Río Turbio coal measures in southern Argentina: Micropaleontology and the Paleocene/Eocene Boundary. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(2),189-201. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(97\)00015-1](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00015-1)

- Malumián, N. y Náñez, C. (2011). The Late Cretaceous-Cenozoic transgressions in Patagonia and the Fuegian Andes: foraminifera, palaeoecology, and palaeogeography. *Biological Journal of the Linnean Society*, 103(2), 269-288. <https://doi.org/10.1111/j.1095-8312.2011.01649.x>
- Manríquez, L., Lavina, E., Fernández, R., Trevisan, C. y Leppe, M. (2019). Campanian-maastrichtian and eocene stratigraphic architecture, facies analysis, and paleoenvironmental evolution of the northern Magallanes Basin (chilean patagonia). *Journal of South American Earth Sciences*, 93, 102-118. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.04.010>
- Manríquez, L., Leppe, M. y Pineda, V. (2015). Análisis de facies y ambiente de depositación de los depósitos del Valle del río Las Chinas, Provincia de Última Esperanza, Región de Magallanes y Antártica chilena. En XIV Congreso Geológico Chileno, Bioestratigrafía y Paleontología Andina, 631–634.
- Manríquez, L., Lavina, E., Netto, R., Horodyski, R. y Leppe, M. (2021). Evolution of a high latitude high-energy beach system (Maastrichtian–Eocene, Magallanes/Austral Basin, Chilean Patagonia). *Sedimentary Geology*, 426, 106026. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2021.106026>
- Marensi, S. A., Casadio, S. y Santillana, S. N. (2002). La Formación Man Aike al sur de El Calafate (Provincia de Santa Cruz) y su relación con la discordancia del Eoceno medio en la cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(3), 341–344.
- Marensi, S. A., Limarino, C. O., Tripaldi, A. y Net, L. I. (2005). Fluvial systems variations in the Rio Leona Formation: Tectonic and eustatic controls on the Oligocene evolution of the Austral (Magallanes) Basin, southernmost Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19(3), 359-372. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2005.04.008>
- Marensi, S. A., Santillana, S. N., Net, L. I. y Rinaldi, C. A. (2000). Facies conglomerádicas basales para la Formación Río Leona al sur del lago Argentino, Provincia de Santa Cruz, Argentina. II Congreso Latinoamericano de Sedimentología y VIII Reunión Argentina de Sedimentología, Mar del Plata, 109-110.
- Martinic, M. (2005). *Historia del Petróleo en Magallanes*. Unidad de Comunicaciones de ENAP Magallanes. 176 p. <https://www.memoriachilena.gob.cl/602/w3-article-9376.html>
- McArthur, J. M., Crame, J. A., y Thirlwall, M. F. (2000). Definition of Late Cretaceous Stage Boundaries in Antarctica Using Strontium Isotope Stratigraphy. *The Journal of Geology*, 108(6), 623–640. <http://dx.doi.org/10.1086/317952>
- Mella, P. (2001). Control tectónico en la evolución de la cuenca de antepaís de Magallanes, XII Región de Magallanes. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra, Concepción. 149 p.
- Mercerat, A. (1893). Contribución a la geología de la Patagonia. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 36, 65-103.
- Morales, B. (2020). Caracterización estratigráfica, petrográfica y sedimentológica de la Formación Man Aike ("Miembro Inferior de la Formación Río Turbio2) en Sierra Baguales, Provincia

de Última Esperanza, Magallanes, Chile. Tesis para optar al Título de Geólogo. Universidad Mayor, Escuela de Geología, Santiago. 191 p.

- Mpodozis, C., Mella P. E. y Pavda, D. (2011). Estratigrafía y Megasecuencias Sedimentarias en la Cuenca AustralMagallanes, Argentina y Chile. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, 35.
- Munsell Color. (2009). Geological Rock-Color Chart, with genuine Munsell color chips. Geological Society of America. 9 p.
- Muñoz, J. (1981). Inclusiones ultramáficas del manto superior en Meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, (13-14), 63-78.
- Natland M. L., González, E. P., Cañón, A. y Ernst, M. (1974). A System of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *Geological Society of America Bulletin*, Memoir, 139. <https://doi.org/10.1130/MEM139-p1>
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy* (2nd edition). Wiley & Sons. 419 p.
- Niemeyer, H., Skarmeta, J., Fuenzalida, R. y Espinoza, W. (1984). Hojas Península de Taitao y Puerto Aysén, Región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 60, 80.
- Nullo, F., Blasco, G., Risso, C., Combina, A. y Otamendi, J. (2006). Hoja Geológica 5172-i y 5175-ii: El Calafate, Provincia de Santa Cruz, 1:250.000. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina, Buenos Aires, 396, 86.
- Olivares, B., Cembrano, J., Hervé, F., López, G. y Prior, D. (2003). Geometría y cinemática de la Zona de Cizalle Seno Arcabuz, Andes patagónicos, Chile. *Revista Geológica de Chile* 30(1), 39-52. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082003000100003>
- Orton, G. J. y Reading, H. G. (1993). Variability of deltaic processes in terms of sediment supply with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40(3), 475-512. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01347.x>
- Otero, R. A., Oyarzún, J. L., Soto-Acuña, S., Yury-Yáñez, R., Gutiérrez, N., Le Roux, J. P., Torres, T. y Hervé, F. (2013). Neoselachians and chimaeriformes (chondrichthyes) from the latest Cretaceous-Paleogene of Sierra Baguales, southernmost Chile. Chronostratigraphic, paleobiogeographic and paleoenvironmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 48,13-30. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.07.013>
- Otero, R., Suárez, M. y Le Roux, J. (2009). First record of elasmosaurid plesiosaurs (Sauropterygia: Plesiosauria) in upper levels of the Dorotea Formation, Late Cretaceous (Maastrichtian), Puerto Natales, Chilean Patagonia. *Andean Geology*, 36(2), 342-350. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-71062009000200008>.
- Palazzesi, L., Barrera, V. D., Cuitiño, J. L., Guler, M. V., Tellería, M. C. y Santos, R. V. (2014). Fossil pollen records indicate that Patagonian desertification was not solely a consequence of Andean uplift. *Nature communications*, 5(1), 35-58. <http://dx.doi.org/10.1038/ncomms4558>

- Pankhurst, R. J., Riley, T. T., Fanning, C. M. y Kelley, S. P. (2000). Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41(5), 605-625. <https://doi.org/10.1093/petrology/41.5.605>
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M. (2001). The Mina Gonzalito gneiss: Early Ordovician metamorphism in northern Patagonia. Third South American Symposium of Isotope Geology, Pucón, Chile. CD-ROM, SERNAGEOMIN, Santiago, 604–607.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M. y Márquez, M. (2006). Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews*, 76(3-4), 235–257. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.02.001>
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Loske, W. P., Fanning, C. M. y Márquez, M. (2003). Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 16(1), 27–44. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00017-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00017-8)
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C. M. (1998). The Famatinian magmatic arc in the southern Sierras Pampeanas. *Geological Society Special Publication*, 142, 343–367.
- Parras, A., Dix, G. R. y Griffin, M. (2012). Sr-isotope chronostratigraphy of Paleogene-Neogene marine deposits: Austral Basin, southern Patagonia (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 37, 122-135. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2012.02.007>
- Paulcke, W. (1907). Die Cephalopoden der oberen Kreide Sudpatagonicus. *Berchte der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg*, 15, 167-248.
- Pérez, D. (2023). Estratigrafía y sedimentología de la sucesión paleocena en Cerro Castillo y Sierra Dorotea, Provincia de Última Esperanza, Región de Magallanes. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad Austral de Chile, Instituto de Ciencias de la Tierra, Valdivia. 133p.
- Permuy Vidal, C., Moreira, P., Guido, D. M. y Fanning, C. M. (2014). Linkages between the southern Patagonia Pre-Permian basements: New insights from detrital zircons U-Pb SHRIMP ages from the Cerro Negro District. *Geologica Acta*, 12(2), 137-150. <http://dx.doi.org/10.1344/105.000002082>
- Pettijohn, F. J. (1975). *Sedimentary Rocks* (2nd ed.). Harper and Brothers, New York, 628 p.
- Pettijohn, F. J. (1963). Chemical composition of sandstones- excluding carbonate and volcanic sands. En Data of geochemistry 6th ed. *United States Geological Survey Professional Paper*, 440-S, 19. <https://doi.org/10.3133/pp440S>
- Pezzuchi, H. D. (1978). Estudio geológico de la zona de la Estancia Dos Hermanos, Estancia 25 de Mayo y adyacencias, departamento Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral (inérita). Universidad Nacional de La Plata, La Plata.
- Piatnitzky, A. (1938). Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 165, 45-85.

- Ponce, J. J., Carmona, N. y Montagna, A. O. (2018). *Atlas de estructuras sedimentarias inorgánicas y biogénicas: descripción, análisis e interpretación a partir de afloramientos, testigos corona y registros de imágenes de pozo*. Fundación YPF, Universidad Nacional de Río Negro. 166 p.
- Ramos, V. A. (1989). Andean foothills structures in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73(7), 887–903. <http://dx.doi.org/10.1306/44B4A28A-170A-11D7-8645000102C1865D>
- Ramos, V. A. y Kay, S. M. (1992). The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision. *Tectonophysics*, 205(1), 261–282. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90430-E](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(92)90430-E)
- Ramos, V. A. (2008). Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences*, 26(3), 235–251. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.06.002>
- Rapalini, A. E., Hervé, F., Ramos, V. A. y Singer, S. (2001). Paleomagnetic evidence for a very large counterclockwise rotation of the Madre de Dios Archipelago, Southern Chile. *Earth Planetary Science Letters*, 184(2), 471-487. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00339-3](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00339-3)
- Raup, D. M. y Sepkiski, J. J. (1982). Mass extinctions in the marine fossil record. *Science*. 215 (4539), 1501–1503. <https://doi.org/10.1126/science.215.4539.1501>
- Reading, H. G. y Collinson, J. D. (1996): *Clastic coasts. Sedimentary Environments. Processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, 154-231.
- Reguant, S. (1971). Los conceptos de facies en Estratigrafía. *Acta Geológica Hispánica*, 6(4): 97-101.
- Riccardi, A. (1986). Historia del estudio geológico de la Cordillera Patagónica Austral. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 57, 123-147.
- Riccardi, A. y Roller, E. (1980). Cordillera Patagónica Austral. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2: 1173-1306.
- Rivera, H., Le Roux, J., Farías, M., Gutiérrez, N., Sánchez, A. y Sylvia, P. (2020). Tectonic controls on the Maastrichtian-Danian transgression in the Magallanes-Austral foreland basin (Chile): Implications for the growth of the Southern Patagonian Andes. *Sedimentary Geology*, 403. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105645>
- Rivera, H. (2017). Insights into the tectonostratigraphic evolution of the Southern Magallanes basin, Southern Chile, during the Cenozoic. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias Mención Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago. 149 p.
- Rodríguez Raising, M. (2010). Estratigrafía secuencial de los depósitos marinos y continentales del Eoceno – Oligoceno temprano de la cuenca Austral, suroeste de la provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. 203 p.

- Romans, B. W., Fildani, A., Hubbard, S. M., Covault, J. A., Fosdick, J. C., y Graham, S. A. (2011). Evolution of deep-water stratigraphic architecture, Magallanes Basin, Chile. *Marine and Petroleum Geology*, 28(3), 612-628. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.05.002>
- Romans, B. W., Fildani, A., Graham, S. A., Hubbard, S. M. y Covault, J. A. (2010). Importance of predecessor basin history on the sedimentary fill of a retroarc foreland basin: provenance analysis of the Cretaceous Magallanes basin, Chile (50-52°S). *Basin Research*, 22(5), 640-658. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00443.x>
- Rubilar-Rogers, D., Soto Acuña, S., Otero, R. y Yury, R. (2013). First evidence of a dinosaur from Upper Cretaceous levels of the Dorotea Formation, Sierra Baguales, southernmost Chile. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 54, 345-348.
- Russo, A., M. A. Flores y H. Di Benedetto. (1980). Patagonia Austral Extraandina. En Segundo Simposio Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 2, 1431-1462.
- Sánchez, A. (1993). *Las Regiones de Chile*. Universitaria. 262 p.
- Sarricolea, P., Herrera-Ossandon, M. y Meseguer-Ruiz, Ó. (2017). Climatic regionalisation of continental Chile. *Journal of Maps*, 13(2), 66-73. <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1259592>
- Scasso, R. A., Aberhan, M., Ruiz, L., Weidemeyer, S., Medina, F. A., & Kiessling, W. (2012). Integrated bio- and lithofacies analysis of coarse-grained, tide-dominated deltaic environments across the Cretaceous/Paleogene boundary in Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research*, 36, 37–57. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2012.02.002>
- Schwartz, T., Fosdick, J. C. y Graham, S. A. (2016). Using detrital zircon U-Pb ages to calculate Late Cretaceous sedimentation rates in the Magallanes-Austral basin, Patagonia. *Basin Research*, 29(6), 725-746. <https://doi.org/10.1111/bre.12198>
- Schwartz, T. y Graham, S. A. (2015). Stratigraphic architecture of a tide-influenced shelf-edge delta, Upper Cretaceous Dorotea Formation, Magallanes-Austral basin, Patagonia. *Sedimentology*, 62(4), 1039-1077. <http://dx.doi.org/10.1111/sed.12176>
- Scott, K. M. (1966). Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous Flysch sequence, Patagonian Andes, southern Chile. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 50(1), 72–107. <https://doi.org/10.1306/A663389E-16C0-11D7-8645000102C1865D>
- Sdrolias, M. y Müller, R. D. (2006). Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4), 1-40. doi:10.1029/2005GC001090
- Seyedolali, A., Krinsley, D. H., Boggs, S., O'Hara, P. F., Dypvik, H. y Goles, G. (1997). Provenance interpretation of quartz by scanning electron microscope-cathodoluminescence fabric analysis. *Geology*, 25, 789-790. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025%3C0787:PIOQBS%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025%3C0787:PIOQBS%3E2.3.CO;2)

- Scholle, P. A. y Ulmer-Scholle, D. S. (2003). *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. American Association of Petroleum Geologists.
- Shultz, M. R., Fildani, A., Cope, T. A. y Graham, S. A. (2005). Deposition and stratigraphic architecture of an outcropping ancient slope system: Tres Pasos Formation, Magallanes Basin, southern Chile. *Geological Society of London Special Publication*, 244(1), 27–50. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.244.01.03>
- Sickmann, Z., Schwartz, T. y Graham, S. (2018). Refining stratigraphy and tectonic history using detrital zircon maximum depositional age: an example from the Cerro Fortaleza Formation, Austral Basin, southern Patagonia. *Basin Research*, 30, 708-729. <https://doi.org/10.1111/bre.12272>
- Skarmeta, J. y Castelli, J. (1997). Intrusión sintectónica del Granito de las Torres del Paine, Andes patagónicos de Chile. *Revista Geológica de Chile* 24(1), 55-74.
- Somoza, R. y Ghidella, M. (2005). Convergencia en el margen occidental de América del sur durante el Cenozoico: Subducción de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 797-809.
- Somoza, R. y Ghidella, M. (2012). Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science*, 331-332: 152-163. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.003>
- Soto-Acuña, S., Alarcón, J., Guevara, J. P., Fernández, R., González, E., Leppe, M. y Vargas, A. O. (2016). Nuevos hallazgos de reptiles marinos en la Formación Dorotea (Maastrichtiano) en la región de Magallanes, extremo Austral de Chile. *Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados*, Buenos Aires, Argentina 53(6), 76.
- Soto-Acuña, S., Jujihara, T., Novas, F. E., Leppe, M., González, E., Stinnesbeck, W., Isasi, M. P., Rubilar-Rogers, D. y Vargas, A. O. (2014). Hadrosaurios (Ornithopoda: Hadrosauridae) en el Cretácico Superior del extremo austral de América del sur. IV Simposio Paleontología en Chile. Universidad Austral de Chile, Valdivia, Abstracts in Program.
- Steinmann, G. (1883). Reisenotizien aus Patagonien. *Neue jahrbuch für mineralogie, geologie und paläontologie* 2, 255 - 258.
- Stern, C. R. (1980). Geochemistry of Chilean ophiolites: Evidence of the compositional evolution of the mantle source of back-arc basin basalts. *Journal of Geophysical Research*, 85(B2), 955-966. <https://doi.org/10.1029/JB085iB02p00955>
- Suarez, M. y Pettigrew, T. H. (1976). An upper Mesozoic island-arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine*, 113(4), 305–328. <https://doi.org/10.1017/S0016756800047592>
- Tassara, A. y Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15–47°S). *Revista Geológica de Chile*, 30(2), 159-186. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082003000200002>

- Thomas, C. (1949). Geology and petroleum exploration in Magallanes province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 33(9), 1553-1578. <https://doi.org/10.1306/3D933DEE-16B1-11D7-8645000102C1865D>
- Thomson, S. N. y Hervé, F. (2002). New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of southern Chile. *Revista Geológica de Chile* 29(2), 255-271. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082002000200007>
- Torres, T., Cisterna, M., Llanos, A., Galleguillos, H. y Le Roux, J. P. (2009). Nuevos registros de Nothofagus Bl. en Sierra Baguales, Última Esperanza, Patagonia, Chile. Extended Abstracts, XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, Chile, S12–S19.
- Ugalde, R. A. (2014). Contribución al conocimiento de la estratigrafía cenozoica de la Sierra Baguales: la Formación Man Aike (“Las Flores”). Provincia de Última Esperanza, Magallanes. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago. 96 p.
- Ugalde, R. A., Bostelmann, J. E., Fosdick, J., Alarcón, M. y Oyarzún, J. L. (2018). Lithostratigraphy of the Cenozoic sedimentary series of Sierra Baguales, Magallanes, Chile. Libro de actas XV, Congreso Geológico Chileno 2018, Concepción, p. 1357.
- Ulmer-Scholle, D. S., Scholle, P. A., Schieber, J. y Raine, R. J. (2014). *A Color Guide to the Petrography of Sandstones, Siltstones, Shales and Associated Rocks*. The American Association of Petroleum Geologists.
- Van der Plas, L. y Tobi, A. (1965). A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, 263, 87-90. <https://doi.org/10.2475/ajs.263.1.87>
- Varela, R., Basei, M., Cingolani, C.A., Siga Jr., O. y Passarelli, C.R. (2005). El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista geológica de Chile*, 32(2), 167–187. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082005000200001>
- Vellekoop, J., Holwerda, F., Pramparo, M., Willmott P., V., Schouten, S., Cunéo, R., Scasso, R. y Brinkhuis, H. (2017). Climate and sea-level changes across a shallow marine Cretaceous-Palaeogene boundary succession in Patagonia, Argentina. *Palaeontology*. 60, 1-16. <http://dx.doi.org/10.1111/pala.12297>
- Vera, J. A. (1994). *Estratigrafía: Principios y métodos*. Editorial Rueda. 829 p.
- Weltje, G. J. (2002). Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. *Earth Science Reviews*, 57(3-4), 211-253. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00076-9](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00076-9)
- Weltje, G. J. (2006). Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the ‘Dickinson model’. *Geological Society Special Publications*, 264(1), 79-99. <http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.264.01.07>
- Weltje, G. J. y Von Eynatten, H. (2004). Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171(1-4), 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2004.05.007>

- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392.
- Wilckens, O. (1907). Erläuterungen zu R. Hauthals Geologischer Skizze des Gebietes zwischen dem Lago Argentino und dem Seno de la Ultima Esperanza (Südpatagonien). *Berichten der Naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau*, 15, 75-96.
- Wilson, T. J. (1991). Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 89–111. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0098:TFBATF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0098:TFBATF>2.3.CO;2)
- Winn, R.D. y Dott, R.H. (1979). Deep-water fan-channel conglomerates of Late Cretaceous age, southern Chile. *Sedimentology*, 26, 203–228. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1979.tb00351.x>
- Witts, J. D., Bowman, V. C., Wignall, P. B., Alistair Crame, J., Francis, J. E., y Newton, R. J. (2015). Evolution and extinction of Maastrichtian (Late Cretaceous) cephalopods from the López de Bertodano Formation, Seymour Island, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 418, 193–212. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.11.002>
- Zinsmeister, W.J. (1998). Discovery of fish mortality horizon at the K-T boundary on Seymour Island: Re-Evaluation of events at the end of the Cretaceous. *Journal of Paleontology*, 72(3), 556–571.

9. Anexos

Anexo 1. Coordenadas GPS de muestras con cortes transparentes.

Muestra	Latitud	Longitud	Altura (m s.n.m.)	Columna	Unidad
RA210326/5	50,827617° S	72,395481° W	447	Barranca de Julie	Formación Dorotea
RA210327/1	50,827547° S	72,395378° W	449	Barranca de Julie	Formación Dorotea
RA210327/3	50,826648° S	72,395755° W	464	Barranca de Julie	Formación Dorotea
RA210328/10	50,825382° S	72,396957° W	461	Barranca de Julie	Formación Dorotea
RU210327/14	50,827265° S	72,394827° W	472	Barranca de Julie	Formación Dorotea
RU210327/13	50,827118° S	72,394252° W	504	Barranca de Julie	Formación Dorotea
RU21032710	50,82724° S	72,39374° W	513	Barranca de Julie	Formación Dorotea
RU210327/8	50,82653° S	72,34334° W	559	Barranca de Julie	Formación Man Aike/Río Turbio Inferior
RA210328/1	50,838440° S	72,384690° W	572	Quebrada Arauco	Formación Dorotea
RA210328/3	50,838164° S	72,384411° W	583	Quebrada Arauco	Formación Dorotea
RA210328/5	50,838061° S	72,384279° S	588	Quebrada Arauco	Formación Dorotea
RA210328/6	50,837990° S	72,384140° W	594	Quebrada Arauco	Formación Man Aike/Río Turbio Inferior
RA210328/7	50,837990° S	72,384140° W	594	Quebrada Arauco	Formación Man Aike/Río Turbio Inferior
RA210331/3	51,274156° S	72,309110° W	254	El Coliseo	Formación Dorotea
RA210331/4	51,274209° S	72,309001° W	258	El Coliseo	Formación Dorotea
RA210401/3	51,274248° S	72,308928° W	260	El Coliseo	Formación Dorotea
RA210401/5	51,274269° S	72,308885° W	262	El Coliseo	Formación Dorotea
RA210401/6	51,274257° S	72,308779° W	265	El Coliseo	Formación Cerro Dorotea
RA210401/8	51,274239° S	72,308623° W	269	El Coliseo	Formación Cerro Dorotea
RA210401/11	51,27424° S	72, 30851° W	276	El Coliseo	Formación Cerro Dorotea

Anexo 2. Descripciones macroscópicas de muestras.

Sección estratigráfica Barranca de Julie

Muestra RA210326/4: Arenisca muy fina, bien seleccionada. Posee hasta un 2% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 70% cuarzo, 30% líticos oscuros indeterminados y ocasionales cristales de biotita y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado, levemente efervescente en sectores localizados. El empaquetamiento es clasto soportado.

Muestra RA210326/5: Arenisca muy fina (85%) a fina (15%). Selección regular a media. Posee hasta 1% de matriz limosa blanquecina amarillenta. Su composición es 65% cuarzo, 35% líticos oscuros indeterminados y ocasionales cristales de biotita y líticos blanquecinos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a angulosos, con alto grado de esfericidad. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es clasto soportado. Los líticos blanquecinos tienen motas rojizas.

Muestra RA210327/1: Arenisca fina a muy fina, predominantemente fina, con un 5% de clastos tamaño arena media. Selección regular a buena. Posee <1% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 65% cuarzo, 30% líticos oscuros indeterminados, 5% cristales de biotita y ocasional glauconita y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos, con alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado, intensamente efervescente. El empaquetamiento es clasto soportado.

Muestra RA210327/2: Arenisca media (95) a fina (5%), con clastos flotantes tamaño arena gruesa y grava. Selección regular. Posee <1% de matriz limosa blanquecina levemente amarillenta, en sectores localizados hasta 3%. Su composición es 70% cuarzo, 30% líticos oscuros indeterminados y ocasionales feldspatos y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran predominantemente subangulosos, con alto grado de esfericidad. Algunos líticos oscuros se encuentran redondeados, con formas elipsoidales. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es clasto soportado.

Muestra RA210327/3: Arenisca muy fina, con ocasionales clastos tamaño arena media. Selección regular a buena. Posee <1% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 55% cuarzo, 44% líticos oscuros indeterminados, 1% biotita y ocasionales líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos, con alto grado de esfericidad. Un grupo

de líticos oscuros se presentan redondeados. Cemento carbonatado, intensamente efervescente. Empaquetamiento clasto soportado. Algunos líticos oscuros están alterados a clorita. Posee entre un 5 a 10% de moldes de bivalvos desarticulados, bien preservados.

Muestra RA210328/10: Arenisca fina a muy fina, predominantemente fina, con clastos flotantes de tamaño arena media. Selección regular a buena. Posee hasta 1% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 80% cuarzo, 20% líticos oscuros indeterminados y ocasionales cristales de feldespato, biotita, glauconita y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con un alto grado de esfericidad. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es clasto soportado.

Muestra RU210327/14: Arenisca media (25%) a fina (75%). Selección regular a buena. Posee <1% de matriz limosa blanquecina amarillenta. Su composición es 35% cuarzo, 35% feldespatos, 28% líticos oscuros indeterminados, 1% cristales de biotita, 1% líticos rojizos indeterminado. Sus clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con alto grado de esfericidad. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es clasto soportado. Algunos líticos oscuros están alterados a clorita.

Muestra RU210327/13: Arenisca media (80%) a gruesa-muy gruesa (20%). Selección regular. Posee <1% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 64% cuarzo, 35% líticos oscuros indeterminados, 1% feldespatos y ocasionales líticos blanquecinos indeterminados y rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con alto grado de esfericidad. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es clasto soportado. Algunos líticos oscuros están alterados a clorita. Los líticos blanquecinos tienen motas rojizas.

Muestra RU210327/12: Arenisca gruesa (70%) a media (30%), con clastos flotantes tamaño arena muy gruesa a grava. Selección regular a mala. Su composición es 79% cuarzo, 20% líticos oscuros indeterminados, 1% feldespatos y ocasionales cristales de biotita. Entre los fragmentos flotantes de mayor tamaño se identifican líticos blanquecinos con motas rojizas, líticos intrusivos y líticos sedimentarios, no determinados. Los clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con alto grado de esfericidad. En cambio, los fragmentos mayores se encuentran subredondeados a redondeados, con el mismo grado de esfericidad. Cemento carbonatado, levemente efervescente en sectores localizados. El empaquetamiento es clasto soportado. Posee ocasionales moldes de bivalvos desarticulados, moderadamente fracturados. Algunos líticos oscuros están alterados a clorita.

Muestra RU21032710: Arenisca media (55%) a gruesa (40%), con 5% de clastos tamaño arena muy gruesa. Mala selección. Posee <1% de matriz limosa blanquecina amarillenta. Su composición es 75% cuarzo, 25% líticos oscuros indeterminados, 1% cristales de biotita y ocasionales cristales de feldespato y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran angulosos a subredondeados, con moderado grado de esfericidad. Cemento carbonatado. El empaquetamiento es clasto soportado. Posee ocasionales moldes de bivalvos desarticulados, bien preservados, de tamaño <1 cm. Algunos líticos oscuros están alterados a clorita.

Muestra RU2103279: Arenisca media (65%) a fina (35%), regularmente seleccionada. Posee <1% de matriz limosa. Su composición es 24% cuarzo, 73% líticos oscuros indeterminados, 1% feldespato plagioclasa, 2% glauconita y ocasionales cristales de biotita, máficos indeterminados y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos, con moderado grado de esfericidad. Algunos líticos oscuros se encuentran redondeados. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es clasto soportado. Algunos clastos presentan magnetismo.

Muestra RU2103278: Arenisca media (85%) a fina (15%). Selección regular a buena. Su composición es 15% cuarzo, 85% líticos oscuros indeterminados y ocasionales cristales de biotita. Los clastos se encuentran subangulosos con alto grado de esfericidad. Algunos líticos oscuros se encuentran redondeados. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es clasto soportado. Posee hasta un 3% de moldes de bivalvos desarticulados y gastrópodos espiralados, bien preservados. La mayoría de los líticos oscuros se encuentran con alteración a clorita.

Muestra RU210326/1: Conglomerado arenoso. Posee 35% clastos tamaño grava a guija en una matriz de arenisca media. El contraste de granulometría es gradacional. Mala selección. Los fragmentos mayores se componen de 15% cuarzo, 8% líticos volcánicos oscuros, 4% líticos grises indeterminados y 8% líticos de tonalidad verde claro, que incluyen cristales verdosos orientados. La fracción arenosa se compone de 7% cuarzo, 45% líticos grisáceos oscuros indeterminados, 3% feldespatos, 10% glauconita y ocasionales cristales de biotita. Los clastos de los fragmentos mayores se encuentran predominantemente redondeados, con moderado grado de esfericidad. Por otro lado, los clastos de la matriz están predominantemente subangulosos, con alto grado de esfericidad. Cemento férrico en sectores localizados. El empaquetamiento es matriz soportado.

Sección estratigráfica Quebrada Arauco

Muestra RA210328/1: Arenisca media (90%) a fina (10%), bien seleccionada. Posee <1% de matriz limosa blanquecina amarillenta. Su composición es 75% cuarzo, 25% líticos oscuros indeterminados y ocasionales cristales de biotita y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subredondeados a subangulosos, con un alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado, levemente efervescente. El empaquetamiento es clasto soportado. Algunos líticos oscuros y los cristales de biotita están alterados a clorita.

Muestra RA210328/2: Arenisca fina, bien seleccionada. Posee <1% de matriz limosa. Su composición es 77% cuarzo, 20% líticos oscuros indeterminados, 3% feldespatos y ocasionales líticos rojizos indeterminados y glauconita subredondeada. Los clastos se encuentran subangulosos, con un moderado grado de esfericidad. Cemento carbonatado, levemente efervescente en sectores localizados. El empaquetamiento es clasto soportado. Posee ocasionales láminas planares paralelas de fango, de tonalidad gris oscuro, de 1 mm de espesor y hasta 5 cm de continuidad lateral.

Muestra RA210328/3: Arenisca media (95%) a fina (5%), bien seleccionada. Con <1% de matriz limosa blanquecina amarillenta. Su composición es 85% cuarzo, 15% líticos oscuros indeterminados y ocasional glauconita y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran predominantemente subangulosos, con un alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado. El empaquetamiento es clasto soportado. Algunos líticos oscuros están alterados a clorita.

Muestra RA210328/4: Arenisca media (90%) a fina (10%), selección regular. Posee hasta un 3% de matriz limosa blanquecina amarillenta. Su composición es 85% cuarzo; 15% líticos oscuros indeterminados y ocasional glauconita subredondeada. Los clastos se encuentran predominantemente subangulosos, con un moderado grado de esfericidad. Cemento carbonatado. El empaquetamiento es clasto soportado. Algunos líticos oscuros están alterados a clorita. Posee ocasionales intraclastos de arenisca menores a 1 cm de tamaño, subredondeados, de color pardo oscuro.

Muestra RA210328/5: Arenisca media (50%) a gruesa (50%), selección regular. Posee <1% de matriz limosa blanquecina, pero en sectores localizados alcanza hasta un 5%. Su composición es 65% cuarzo, 15% líticos oscuros indeterminados, 19% feldespatos, 1% biotita y ocasional glauconita y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a angulosos, con un alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado, intensamente efervescente. Su

empaquetamiento es clasto soportado con parches matriz soportado. Algunos líticos oscuros se están alterados a clorita. Posee estratificación plano paralela mal desarrollada, con sutiles intercalaciones entre niveles de arenisca media y arenisca gruesa.

Muestra RA210328/6: Arenisca media, bien seleccionada. Posee <1% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 60% cuarzo, 30% líticos oscuros indeterminados, 1% feldespato plagioclasa, 9% glauconita y ocasionales cristales de biotita y líticos blanquecinos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con un alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado, efervescente en sectores localizados. El empaquetamiento es clasto soportado. Los líticos blanquecinos indeterminados poseen motas de color rojizo.

Muestra RA210328/7: Arenisca fina a muy fina, predominantemente fina, con clastos flotantes de tamaño arena media. Selección regular. Posee hasta 1% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 65% cuarzo, 30% líticos oscuros indeterminados, 5% glauconita subredondeada y ocasionales cristales de biotita y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado, levemente efervescente en sectores localizados. El empaquetamiento es clasto soportado. Algunos líticos oscuros están alterados a clorita.

Sección estratigráfica El Coliseo

Muestra RA210401/13: Arenisca muy fina, bien seleccionada. Posee hasta 1% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 92% cuarzo, 7% líticos oscuros indeterminados, 1% lítico rojizo indeterminado y ocasional glauconita redondeada. Los clastos se encuentran predominantemente subredondeados, con alto grado de esfericidad. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es clasto soportado. Posee láminas oscuras de <1 mm de espesor y hasta 1 cm de continuidad lateral.

Muestra RA210331/2: Arenisca muy fina, bien seleccionada. Posee hasta 3% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 65% cuarzo, 34% líticos oscuros indeterminados, 1% biotita y ocasionales líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con alto grado de esfericidad. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es clasto soportado.

Muestra RA210331/3: Arenisca muy fina, con ocasionales clastos tamaño arena fina. Bien seleccionada. Posee hasta 3% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 60% cuarzo,

40% líticos oscuros indeterminados y ocasionales cristales de biotita y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado.

Muestra RA210331/4: Arenisca fina (40%) a muy fina (60%). Selección regular a buena. Posee <1% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 60% cuarzo, 39% líticos oscuros indeterminados, 1% biotita y ocasional glauconita y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado. El empaquetamiento es clasto soportado. Tiene ocasionales pátinas anaranjadas entre clastos.

Muestra RA210401/1: Arenisca fina, con ocasionales clastos tamaño arena media. Selección regular. Posee 5% de matriz limosa blanquecina y hasta 10% en sectores localizados. Su composición es 45% cuarzo, 50% líticos oscuros indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado, levemente efervescente en sectores localizados. El empaquetamiento es clasto soportado, con parches matriz soportado.

Muestra RA210401/2: Arenisca fina (90%) a muy fina (5%). Selección regular. Posee hasta un 5% de matriz limosa blanquecina amarillenta. Su composición es 60% cuarzo, 39% líticos oscuros indeterminados, 1% biotita y ocasionales líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos, con alto grado de esfericidad. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es clasto soportado. Tiene ocasionalmente láminas de limolita de tonalidad grisácea, de <1 mm de espesor y hasta 1 cm de continuidad lateral.

Muestra RA210401/3: Arenisca media (40%) a fina (60%), con ocasionales clastos tamaño arena gruesa. Selección regular a buena. Posee <1% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 54% cuarzo, 44% líticos oscuros indeterminados, 1% biotita, 1% feldespatos y ocasional glauconita y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos, con alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado. El empaquetamiento es clasto soportado. Tiene ocasionales pátinas anaranjadas entre clastos.

Muestra RA210401/4: Arenisca fina (85%) a media (15%). Selección regular a buena. Posee hasta 1% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 70% cuarzo, 25% líticos oscuros indeterminados, 2% líticos rojizos indeterminados, 2% biotita y 1% feldespatos. Los clastos se encuentran angulosos a subredondeados, con alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado.

El empaquetamiento es clasto soportado con parches matriz soportado. Tiene ocasionales láminas oscuras de fangolita, de <1 mm de espesor y hasta 5 mm de continuidad lateral.

Muestra RA210401/5: Arenisca fina (80%) a media (20%), con ocasionales clastos tamaño arena muy gruesa. Selección regular a buena. Posee <1% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 55% cuarzo, 40% líticos oscuros indeterminados, 1% feldespatos, 3% biotita y 1% líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con un moderado grado de esfericidad. Cemento carbonatado. El empaquetamiento es clasto soportado. Entre los clastos tamaño arena gruesa, algunos líticos oscuros presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa. La muestra posee ocasionales láminas oscuras de fangolita, de <1 mm de espesor y hasta 7 mm de continuidad lateral. Tiene ocasionales pátinas anaranjadas entre clastos.

Muestra RA210401/6: Arenisca conglomerádica, mal seleccionada. Posee 5% clastos tamaño grava, 10% tamaño arena gruesa a muy gruesa, 70% arena media y 15% arena fina. Contiene <1% de matriz limosa blanquecina amarillenta. Los fragmentos mayores de tamaño grava corresponden a un 4% de líticos volcánicos oscuros, 5% feldespatos y 1% de cuarzo. Se encuentran redondeados a subredondeados, algunos con formas elipsoidales. La composición de la fracción arenosa es 25% cuarzo, 65% líticos oscuros y ocasionales líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos a subredondeados, con moderado a bajo grado de esfericidad. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es matriz soportado. Algunos líticos oscuros están alterados a clorita y/o epidota.

Muestra RA210401/7: Arenisca fina a muy fina, predominantemente fina (75%), con 5% de clastos tamaño arena gruesa a muy gruesa, 10% tamaño arena media y clastos flotantes tamaño grava. Mala selección. Posee hasta un 10% de matriz limosa blanquecina amarillenta. Su composición es 45% cuarzo, 55% líticos oscuros indeterminados y ocasionales líticos rojizos indeterminados. Los fragmentos se encuentran subangulosos a subredondeados, con alto grado de esfericidad. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es clasto soportado con parches matriz soportado. Los clastos tamaño grava se encuentran redondeados y con alto grado de esfericidad. Entre ellos se observa que los líticos oscuros tienen textura porfírica.

Muestra RA210401/8: Arenisca muy fina (95%) a fina (5%), con ocasionales clastos de tamaño hasta arena muy gruesa. Selección regular a buena. Posee hasta 1% de matriz limosa. Su composición es 50% cuarzo, 47% líticos oscuros indeterminados, 1% biotita y 2% líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos, con alto grado de esfericidad. Cemento

carbonatado. El empaquetamiento es clasto soportado. Posee moldes de bivalvos de 2,5 cm largo y 0,5 cm ancho. Posee estructuras elipsoidales blanquecinas, paralelas entre sí, diferenciables del resto de la roca por su mayor porcentaje de cemento carbonatado (fuertemente efervescentes). Algunos líticos oscuros están alterados a clorita.

Muestra RA210401/11: Arenisca muy fina (95%) a fina (5%), con ocasionales clastos de tamaño hasta arena muy gruesa. Posee hasta un 3% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 50% cuarzo, 50% líticos oscuros indeterminados y ocasionales cristales de biotita y líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos, con alto grado de esfericidad. Cemento indeterminado. El empaquetamiento es clasto soportado.

Muestra RA210401/12: Arenisca muy fina, bien seleccionada. Posee hasta 3% de matriz limosa blanquecina. Su composición es 65% cuarzo, 34% líticos oscuros indeterminados, 1% biotita y ocasionales líticos rojizos indeterminados. Los clastos se encuentran subangulosos, con alto grado de esfericidad. Cemento carbonatado. El empaquetamiento es clasto soportado.

SOLO USO ACADÉMICO

Anexo 3. Descripción petrográfica de la muestra RA210326/5.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
97%	<1%	3%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	99%	1%	0%
Tamaño moda	0,15 mm	Arenisca fina	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita feldespática
Garzanti (2018)	Cuarzosa lito-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,04-0,2	Angulosos a subangulosos	45	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,05-0,2	Subangulosos a subredondeados	8	Subhedrales
Feldespato plagioclasa	0,05-0,15	Subangulosos a subredondeados	7	Subeuhedrales
Biotita	0,1-0,3	Angulosos	2	Euhedrales
Mica blanca	0,1-0,2	Angulosos	1	Euhedrales
Clorita	0,1-0,2	Angulosos	<1	Subhedrales
Hornblenda			0	
Epidota	0,05-0,15	Subredondeados a subangulosos	1	Anhedrales
Glauconita	0,1-0,2	Redondeados	2	Anhedrales
Opacos	0,05-0,1	Subredondeados a subangulosos	1	Subanhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,1-0,2	Subredondeados	2	
Metamórfico foliado	0,1-0,2	Subredondeados	2	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,1-0,2	Subredondeados	2	
Plutónico	0,1-0,2	Subredondeados	<1	
Volcánico	0,1-0,2	Subredondeados a subangulosos	10	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,1-0,15	Subredondeados	5	
Fangolita	0,1-0,2	Subredondeados a redondeados	5	
Cuarzo policristalino radial	0,2	Subredondeados	<1	
Indeterminado moteado	0,1-0,2	Subredondeados a subangulosos	1	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,2	Subredondeados a subangulosos	2	
Indeterminado alterado a illita	0,1	Redondeados	1	
Fósiles				
Indeterminados	0,1-0,6	Redondeados a angulosos	<1	
Total del esqueleto			97	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco masivo	3
Silíceo	Ocluyente masivo	<1

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a muy fino	Cuarzo, subordinados feldespatos

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Desde puntual a completo, predominantemente tangente	Clasto soportado	Buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Corte no orientado respecto al plano de estratificación del afloramiento.
Feldespatos alterados a minerales de arcillas. Biotita parcialmente alterada a clorita.
Micas orientadas misma en una misma dirección. Gran parte con los planos de clivaje deformados por los clastos circundantes (Figura 49A).
Clastos flotantes de hasta 0,8 mm (arena gruesa), subangulosos a subredondeados.
Cemento silíceo en sectores localizados del corte, asociado a granos de cuarzo.

Anexo 4. Descripción petrográfica de la muestra RA210327/1.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
95%	<1%	5%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	100%	<1%	0%
Tamaño moda		0,2 mm	Arenisca fina

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Arenisca lítica cuarzo-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,05-0,3	Angulosos a subangulosos	35	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,1-0,2	Subangulosos a subredondeados	2	Subhedrales
Feldespato plagioclasa	0,1-0,2	Subangulosos a subredondeados	8	Subhedrales
Biotita	0,1-1,2	Angulosos	3	Subeuhedrales
Mica blanca	0,3-0,5	Angulosos	1	Subeuhedrales
Clorita	0,1-0,2	Angulosos	1	Subeuhedrales
Hornblenda			0	
Epidota	0,1-0,15	Subredondeados a subangulosos	1	Anhedrales
Glauconita	0,15	Redondeados	<1	Anhedrales
Opacos	0,05-0,2	Subredondeados a subangulosos	3	Subanhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,15-0,25	Subredondeados	2	
Metamórfico foliado	0,2-0,3	Subredondeados	3	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,1-0,2	Subredondeados	3	
Plutónico	0,15-0,25	Subredondeados	<1	
Volcánico	0,1-0,3	Subredondeados a subangulosos	20	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,05-0,2	Subredondeados	5	
Fangolita	0,2	Redondeados	3	
Cuarzo policristalino radial	0,15	Subredondeados	<1	
Indeterminado moteado	0,1-0,2	Redondeados	1	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,2	Subredondeados	3	
Indeterminado alterado a illita	0,1-0,2	Subredondeados	1	
Fósiles				
Indeterminados	1,5	Redondeados	<1	
Total del esqueleto			95	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco masivo	1
Clorita	Circungranular isópaco masivo	<1
Carbonatado	Poiquilotópico	4

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a muy fino	Cuarzo, subordinados feldespatos

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Predominantemente tangente	Clasto soportado	Regular a buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Corte no orientado respecto al plano de estratificación del afloramiento.
Feldespatos alterados a minerales de arcillas.
Ocasionales clastos de cuarzo monocristalino bien redondeados.
Clastos flotantes de hasta 1,4 mm (arena muy gruesa), subredondeados.
Micas orientadas misma en una misma dirección. Gran parte con los planos de clivaje deformados por los clastos circundantes.
Laminación plano paralela. El corte posee láminas cuyo material no está presente, pero contienen restos de biotitas orientadas.
Trazas fósiles indeterminadas (Figura 49C). IB=1. Formas rectas y alargadas, perpendiculares a la laminación. Sin pared. Se observa una leve disrupción en los clastos y una sutil tonalidad oscura en el corte.

Anexo 5. Descripción petrográfica de la muestra RA210327/3.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
93%	<1%	7%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	97%	3%	0%
Tamaño moda		0,1 mm	Arenisca muy fina

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita feldespática
Garzanti (2018)	Cuarzosa lito-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,05-0,2	Angulosos a subredondeados	45	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,1-0,2	Subangulosos a subredondeados	5	Subhedrales
Feldespato plagioclasa	0,1-0,2	Subangulosos a subredondeados	5	Subhedrales
Biotita	0,1-0,5	Subangulosos	1	Euhedrales
Mica blanca	0,15	Subangulosos	<1	Subhedrales
Clorita	0,1-0,3	Subangulosos	<1	Subeuhedrales
Hornblenda			0	
Epidota	0,05-0,11	Subredondeados a subangulosos	1	Anhedrales
Glauconita	0,1-0,2	Redondeados	3	Anhedrales
Opacos	0,04-0,1	Subredondeados a subangulosos	2	Subanhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,1-0,2	Subredondeados	<1	
Metamórfico foliado	0,1-0,2	Subredondeados	3	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,1	Subredondeados	3	
Plutónico			0	
Volcánico	0,1-0,3	Subredondeados	10	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,1-0,2	Subredondeados	5	
Fangolita	0,15-0,3	Subredondeados	3	
Cuarzo policristalino radial	0,1	Subredondeados	<1	
Indeterminado moteado	0,1-0,15	Subredondeados a redondeados	<1	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,2	Subredondeados	2	
Indeterminado alterado a illita	0,15	Redondeados	<1	
Fósiles				
Indeterminados	0,3-0,5	Subangulosos a subredondeados	<1	
Invertebrados indeterminados	0,1-1,5	Subangulosos a subredondeados	5	
Bivalvos	0,9	Subredondeados	<1	
Total del esqueleto			93	

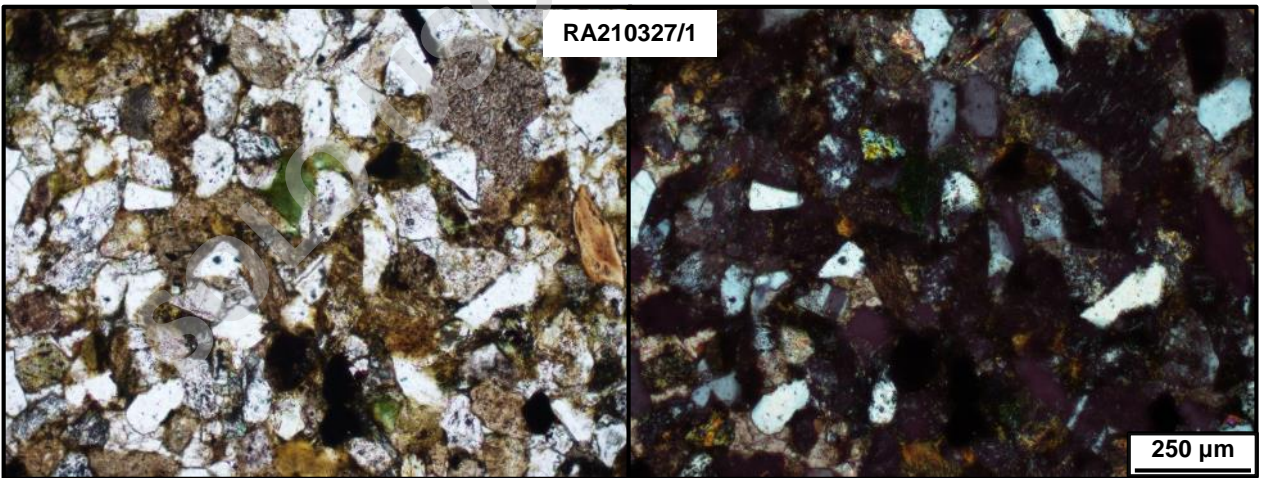
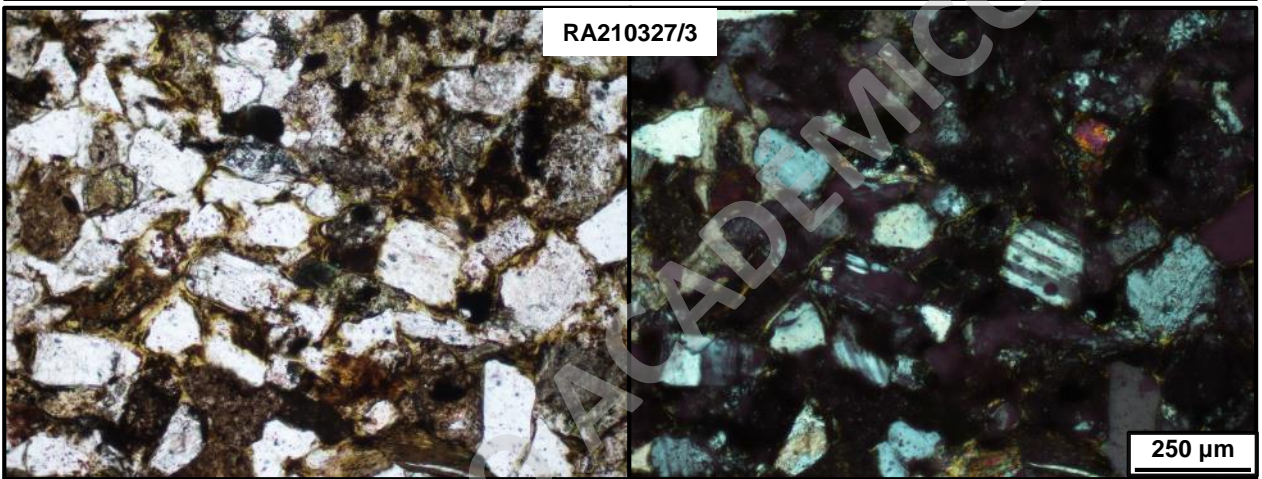
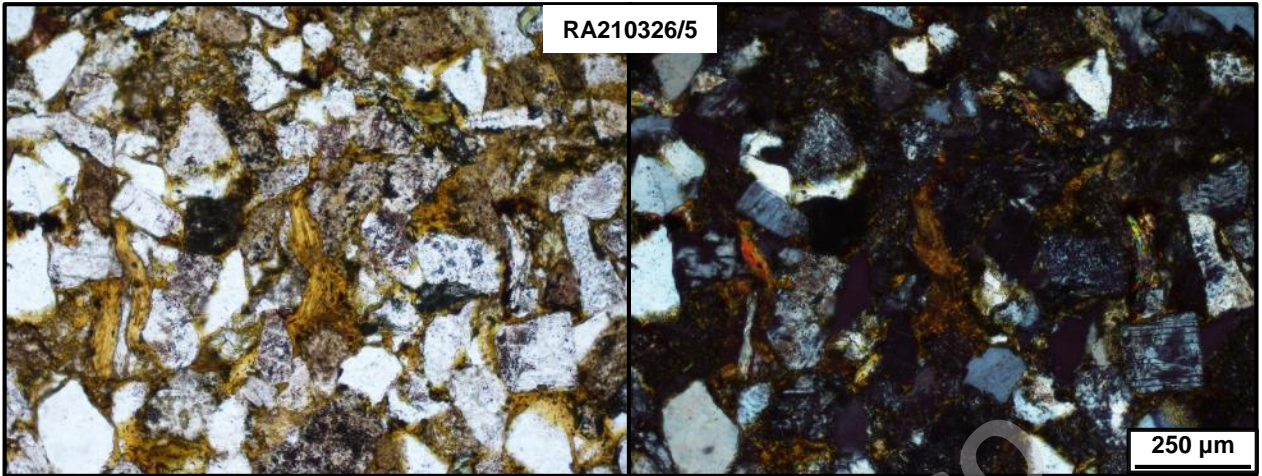
Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco masivo	<1
Carbonatado	Poiquilotópico	7

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a muy fino	Cuarzo, subordinados feldespatos

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Predominantemente tangente	Clasto soportado	Regular a buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Corte no orientado respecto al plano de estratificación del afloramiento.
Feldespatos alterados a minerales de arcillas. Algunos cristales de plagioclasa intensamente alterados a carbonatos.
Clastos flotantes de hasta 1,5 mm (arena muy gruesa), subangulosos a subredondeados (Figura 50B).
Micas, bioclastos y líticos alargados se encuentran orientados en una misma dirección (Figura 50B).
Trazas fósiles indeterminadas. IB=2. Formas rectas alargadas a irregulares alargadas. Desde subverticales a subhorizontales respecto a la orientación preferente de los clastos. Sin pared. Se observa una leve disrupción en los clastos y una sutil tonalidad oscura en el corte.



Anexo 6. Descripción petrográfica de la muestra RA210328/10.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
97%	1%	2%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	98%	1%	1%
Tamaño moda		0,15 mm	Arenisca fina

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Arenisca lítica cuarzo-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,04-0,3	Angulosos a subredondeados	40	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,15-0,25	Subangulosos a subredondeados	4	Subhedrales
Feldespato plagioclasa	0,15-0,3	Subangulosos a subredondeados	6	Subeuhedrales
Biotita	0,1-0,5	Subangulosos	1	Euhedrales
Mica blanca			0	
Clorita	0,2-0,3	Subangulosos	1	Euhedrales
Hornblenda			0	
Epidota	0,1-0,2	Subredondeados	1	Anhedrales
Glauconita	0,1-0,2	Redondeados	1	Anhedrales
Opacos	0,1-0,15	Subredondeados a subangulosos	1	Subhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,15-0,3	Subredondeados	1	
Metamórfico foliado	0,3-0,5	Subredondeados	4	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,2-0,3	Subredondeados a subangulosos	4	
Plutónico	0,3	Subredondeados	<1	
Volcánico	0,2-0,6	Subredondeados	20	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,15-0,3	Subredondeados	5	
Fangolita	0,15-0,3	Subredondeados a redondeados	5	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado	0,1-0,15	Subredondeados	<1	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,2	Redondeados	1	
Indeterminado alterado a illita	0,3-0,5	Subredondeados	1	
Fósiles				
Invertebrados Indeterminados	0,1-0,3	Redondeados	1	
Total del esqueleto			97	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco masivo	1
Silíceo	Ocluyente masivo	<1

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a arcilla	Cuarzo, subordinados feldespatos. Fracción arcillosa color pardo.

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Tangente a puntual	Clasto soportado	Buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Feldespatos alterados a minerales de arcillas, ocasionalmente a sericita.
Cemento silíceo asociado a granos de cuarzo.
Trazas fósiles indeterminadas. IB=2. Formas irregulares, sin orientación preferente. Sin pared. Se observa una sutil tonalidad oscura en el corte.

Anexo 7. Descripción petrográfica de la muestra RU210327/14.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
95%	<1%	5%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	100%	<1%	<1%
Tamaño moda		0,2 mm	Arenisca fina

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita arcósica
Folk (1980)	Arcosa lítica
Garzanti (2018)	Arenisca feldespática lítica

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,1-0,5	Angulosos a subangulosos	7	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,1-0,5	Angulosos	8	Subeuhedrales
Feldespato plagioclasa	0,1-0,5	Angulosos	40	Euhedrales
Biotita	0,3-0,9	Angulosos	2	Euhedrales
Mica blanca	0,2-0,3	Angulosos	<1	Euhedrales
Clorita	0,2-0,3	Angulosos	1	Euhedrales
Hornblenda	0,3	Angulosos	<1	Euhedrales
Epidota			0	
Glauconita			0	
Opacos	0,04-0,2	Subredondeados a subangulosos	<1	Subhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico			0	
Metamórfico foliado	0,3-0,5	Subredondeados a subangulosos	3	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,2-0,6	Subredondeados	1	
Plutónico	0,6	Subredondeados	<1	
Volcánico	0,2-0,4	Subredondeados a redondeados	25	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,3-0,6	Subredondeados	5	
Fangolita			0	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado			0	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,3	Subredondeados	1	
Indeterminado alterado a illita	0,2-0,3	Redondeados	2	
Fósiles			0	
Total del esqueleto			95	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco acicular, ocluyente masivo	5
Silíceo	Ocluyente masivo, ocluyente isópaco masivo	<1

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a arcilla	Cuarzo, subordinados feldespatos. Fracción arcillosa color pardo.

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Tangente a puntual	Clasto soportado	Regular

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Submadura	Mala

Observaciones
Corte no orientado respecto al plano de estratificación del afloramiento.
Gran parte de los cristales de biotita con de clivaje deformados por los clastos circundantes.
Además de fangolitas, el corte presenta clastos de líticos correspondientes a arenisca muy fina.

Anexo 8. Descripción petrográfica de la muestra RU210327/13.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
90%	4%	6%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	95%	4%	1%
Tamaño moda		0,3-0,5 mm	Arenisca media

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Arenisca lítica cuarzo-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,04-1	Subangulosos a redondeados	30	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,3-0,8	Subangulosos a subredondeados	8	Subhedrales
Feldespato plagioclasa	0,04-0,8	Subangulosos a subredondeados	7	Subeuhedrales
Biotita			0	
Mica blanca			0	
Clorita			0	
Hornblenda			0	
Epidota	0,2	Subredondeados	<1	Anhedrales
Glauconita			0	
Opacos	0,05-0,2	Subredondeados a subangulosos	1	Subeuhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,4-0,6	Subredondeados	1	
Metamórfico foliado	0,2-0,3	Subredondeados a subangulosos	2	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,3-0,8	Subredondeados	4	
Plutónico			0	
Volcánico	0,3-1,5	Redondeados a subredondeados	35	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,2-0,6	Subredondeados a redondeados	2	
Fangolita	0,5-1	Redondeados	3	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado			0	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,2	Subredondeados a subangulosos	<1	
Indeterminado alterado a illita			0	
Fósiles				
			0	
Total del esqueleto			90	

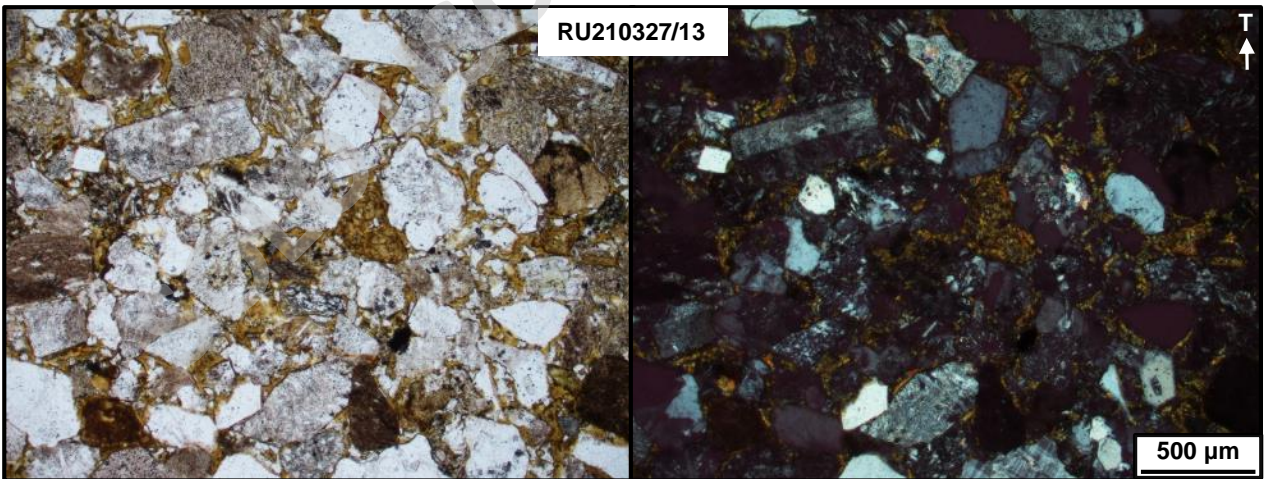
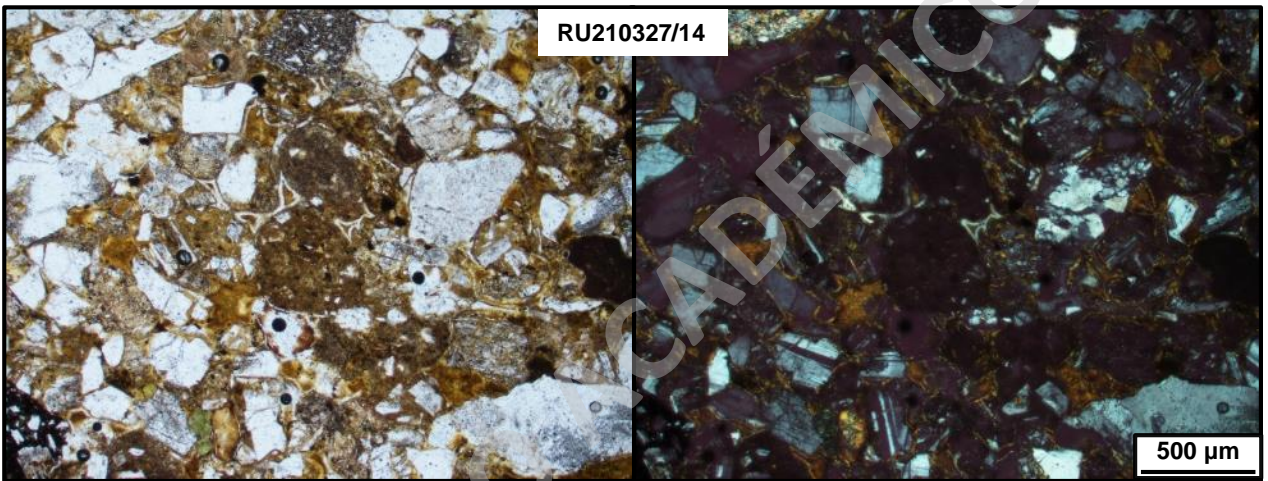
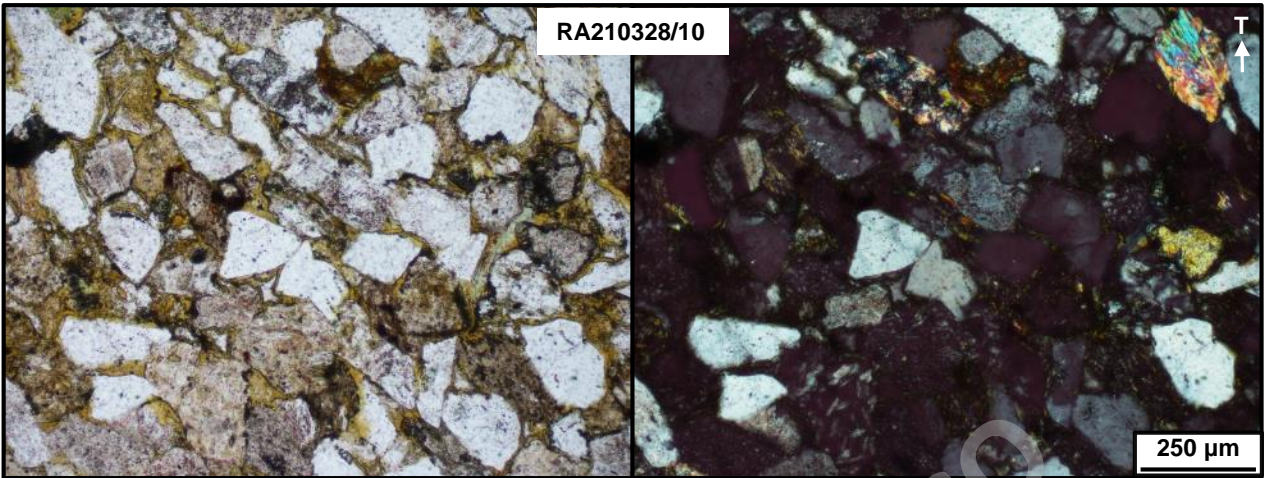
Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco acicular	6

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a arcilla	Cuarzo, subordinados feldespatos. Fracción arcillosa color pardo.

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Predominantemente tangente	Clasto soportado	Mala

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Submadura	Mala

Observaciones
Feldespatos alterados a minerales de arcillas.
Además de fangolitas, el corte presenta clastos de líticos correspondientes a arenisca muy fina (Figura 51).



Anexo 9. Descripción petrográfica de la muestra RU210327/10.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
90%	<1%	10%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
<1%	97%	2%	1%
Tamaño moda	0,4 mm	Arenisca media	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita feldespática
Garzanti (2018)	Cuarzosa lito-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,02-0,8	Angulosos a subangulosos	45	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,2-0,6	Subangulosos a subredondeados	5	Subhedrales
Feldespato plagioclasa	0,1-0,8	Subangulosos a subredondeados	5	Subeuhedrales
Biotita	0,3-0,7	Subangulosos a subredondeados	2	Euhedrales
Mica blanca			0	
Clorita			0	
Hornblenda			0	
Epidota			0	
Glauconita	0,2-0,3	Redondeados	<1	Anhedrales
Opacos	0,1-0,2	Subredondeados	1	Subanhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,4-0,8	Subredondeados	1	
Metamórfico foliado	0,3-0,6	Subredondeados	2	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,3-0,6	Subredondeados	1	
Plutónico			0	
Volcánico	0,3-0,6	Subredondeados	15	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,3-0,8	Subredondeados	5	
Fangolita	0,5-1	Subredondeados	5	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado			0	
Indeterminado alterado a clorita	0,3	Redondeados a subangulosos	1	
Indeterminado alterado a illita	0,3	Redondeados	<1	
Fósiles				
Bivalvos	1-10	Subredondeados	3	
Total del esqueleto			90	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco acicular	1
Silíceo	Ocluyente masivo	<1
Carbonatado	Poiquilótópico	9

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a arcilla	Cuarzo, subordinados feldespatos. Fracción arcillosa color pardo.

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Predominantemente tangente	Clasto soportado	Regular

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Submadura	Mala

Observaciones
Feldespatos alterados a minerales de arcillas.
Gran parte de los cristales de biotita con planos de clivaje deformados por los clastos circundantes.
Clastos alargados orientados con la estratificación
Además de fangolitas, el corte presenta clastos de líticos correspondientes a arenisca muy fina.
Cemento de illita/esmectita es más abundante en torno a algunos feldespatos y líticos indeterminados alterados.
Cemento silíceo en sectores localizados del corte, asociado a granos de cuarzo.
Clastos flotantes de hasta 2 mm (grava), subredondeados a redondeados.
Hacia el techo cambia gradualmente a matriz soportado.

Anexo 10. Descripción petrográfica de la muestra RU210327/8.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
90%	2%	8%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	95%	5%	<1%
Tamaño moda	0,35 mm	Arenisca media	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Arenisca lítica cuarzo-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,05-0,6	Angulosos a subangulosos	25	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,3-0,5	Subangulosos a subredondeados	3	Euhedrales
Feldespato plagioclasa	0,04-0,7	Subangulosos a subredondeados	7	Euhedrales
Biotita	0,2-0,3	Angulosos	3	Euhedrales
Mica blanca			0	
Clorita	0,2-0,3	Angulosos	1	Subhedrales
Hornblenda			0	
Epidota				
Glaucónita	0,1-0,3	Redondeados	7	Anhedrales
Opacos	0,1-0,15	Subredondeados a subangulosos	1	Subanhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,5-1,2	Subredondeados	1	
Metamórfico foliado	0,3-0,5	Subredondeados a subangulosos	3	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,2-0,4	Subredondeados	3	
Plutónico	0,3-0,5	Subredondeados a subangulosos	1	
Volcánico	0,1-0,6	Subredondeados	25	
Cuarzo policristalino volcánico	0,3-0,4	Subredondeados	1	
Chert	0,2-0,6	Subredondeados	2	
Fangolita	0,6-0,8	Subredondeados	1	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado	0,1-0,2	Subredondeados	<1	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,2	Subredondeados	1	
Indeterminado alterado a illita	0,1	Subredondeados	2	
Fósiles				
Bivalvos	0,8-1,5	Redondeados a angulosos	3	
Total del esqueleto			90	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco acicular, ocluyente radial	8
Feldespato	Mosaico, drusa	<1

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a arcilla	Cuarzo, subordinados feldespatos. Fracción arcillosa color pardo

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Predominantemente tangente	Clasto soportado.	Regular a mala

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Submadura	Mala

Observaciones
Feldespatos alterados a minerales de arcillas, algunos intensamente a minerales de illita o carbonatos. Biotita parcial a totalmente alterada a clorita.
Clastos de glauconita levemente fracturados. Pequeñas fracturas perpendiculares a la superficie del grano (Figura 51D).
Sectores irregulares del corte matriz soportados (Figura 51E).

Anexo 11. Descripción petrográfica de la muestra RA210328/1.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
90%	<1%	10%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	97%	3%	0%
Tamaño moda	0,4 mm	Arenisca media	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Cuarzosa lítica

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,04-0,7	Angulosos a subredondeados	45	Subeuhedrales
Feldespatos potásico	0,2-0,5	Subangulosos	4	Subeuhedrales
Feldespatos plagioclasa	0,2-0,5	Subangulosos	1	Subeuhedrales
Biotita			0	
Mica blanca			0	
Clorita			0	
Hornblenda			0	
Epidota			0	
Glauconita	0,1-0,2	Redondeados	<1	Anhedrales
Opacos	0,05-0,2	Subredondeados	1	Subanhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,4-0,8	Subredondeados a subangulosos	5	
Metamórfico foliado	0,2-0,8	Subredondeados	3	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,3-0,6	Subredondeados a subangulosos	5	
Plutónico	0,8	Subredondeados	<1	
Volcánico	0,4-0,8	Subredondeados	15	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,3-1	Subredondeados	5	
Fangolita	0,4-0,5	Subredondeados a redondeados	5	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado			0	
Indeterminado alterado a clorita	0,3-0,4	Redondeados	1	
Indeterminado alterado a illita			0	
Fósiles				
			0	
Total del esqueleto			90	

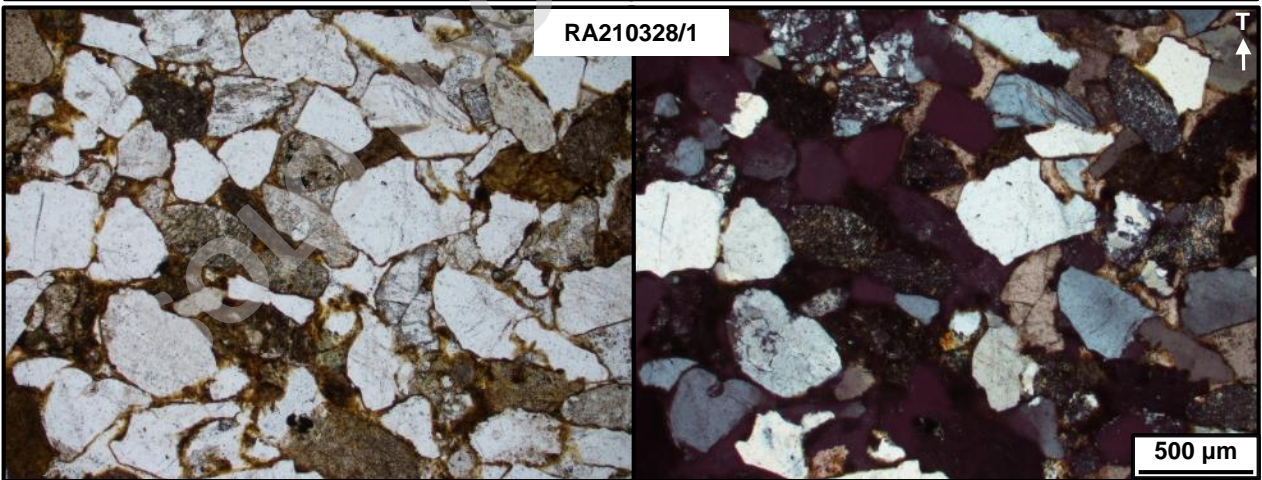
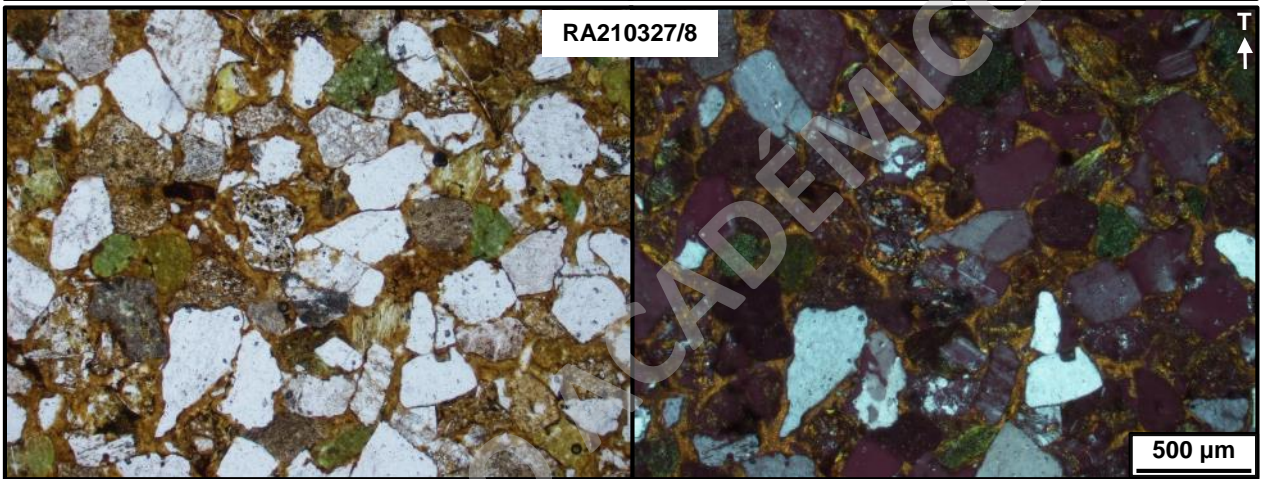
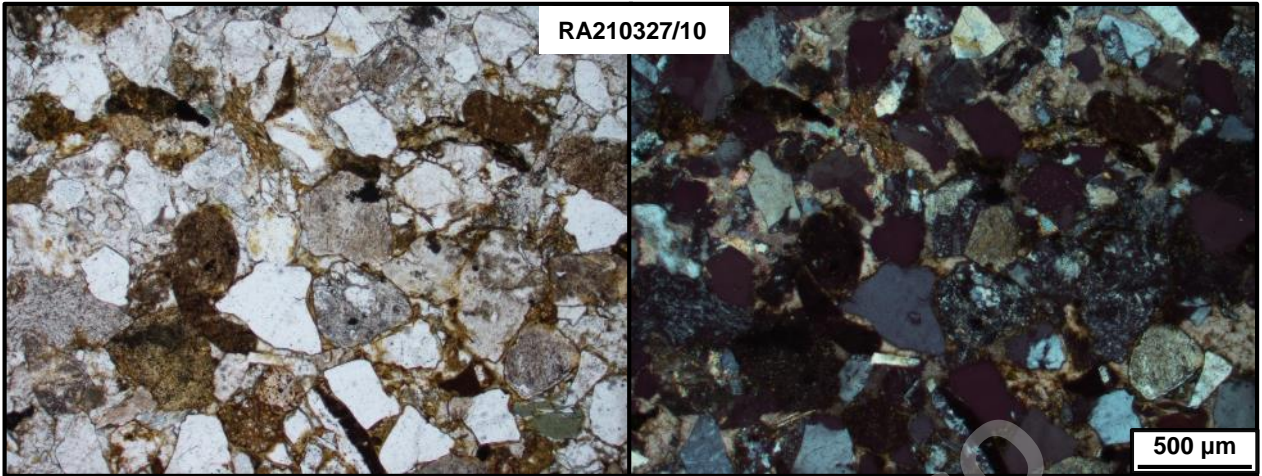
Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco masivo, ocluyente masivo	5
Silíceo	Mosaico	<1
Carbonatado	Poiquilotópico	5

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a muy fino	Cuarzo, subordinados feldespatos

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Tangente a puntual	Clasto soportado	Regular a buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Feldespatos alterados a minerales de arcillas.
Clastos de glauconita leve a fuertemente fracturados. Fracturas perpendiculares a la superficie del grano.



Anexo 12. Descripción petrográfica de la muestra RA210328/3.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
90%	<1%	10%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	97%	3%	0%
Tamaño moda	0,4 mm	Arenisca media	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Cuarzosa lítica

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,05-0,8	Angulosos a subredondeados	50	Subhedrales
Feldespatos potásico	0,2-0,7	Subredondeados	4	Subhedrales
Feldespatos plagioclasa	0,2-0,5	Subredondeados	1	Subhedrales
Biotita	0,5	Subangulosos a subredondeados	2	Subeuhedrales
Mica blanca	0,3-0,4	Subangulosos a subredondeados	<1	Subeuhedrales
Clorita	0,3-0,4	Subangulosos a subredondeados	1	Subeuhedrales
Hornblenda			0	
Epidota			0	
Glaucónita	0,2-0,3	Redondeados	2	Anhedrales
Opacos	0,05-0,5	Subredondeados a subangulosos	1	Subhedrales
Calcita	0,25	Subredondeados	1	Anhedrales
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,3-0,5	Subredondeados	3	
Metamórfico foliado	0,3-0,5	Subredondeados	4	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,2-0,6	Subredondeados	5	
Plutónico	0,5	Subredondeados	<1	
Volcánico	0,2-0,4	Subredondeados	3	
Cuarzo policristalino volcánico	0,3	Subredondeados	<1	
Chert	0,3-0,4	Subredondeados	5	
Fangolita	0,3-0,5	Subredondeados	5	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado	0,2	Redondeados	2	
Indeterminado alterado a clorita	0,3-0,5	Redondeados a subangulosos	1	
Indeterminado alterado a illita			0	
Fósiles				
			0	
Total del esqueleto			90	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco masivo, ocluyente masivo	<1
Silíceo	Mosaico	<1
Carbonatado	Poiquilotópico	10

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a muy fino	Cuarzo, subordinados feldespatos

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Tangente a puntual	Clasto soportado	Buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Feldespatos alterados a minerales de arcillas. Biotita parcialmente alterada a clorita.
Gran parte de las micas con planos de clivaje deformados por los clastos circundantes.
Algunos clastos de glauconita moderadamente fracturados.
Trazas fósiles indeterminadas, IB=2-3. Desde formas irregulares a rectas alargadas. No se distingue una orientación preferente. Sin pared. Se observa una sutil tonalidad oscura en el corte.

Anexo 13. Descripción petrográfica de la muestra RA210328/5.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
85%	<1%	15%	0%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	99%	1%	0%
Tamaño moda	0,35 mm	Arenisca media	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Cuarzosa lítica

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,04-0,8	Angulosos a subredondeados	45	Subeuhedrales
Feldespatos potásico	0,3-0,5	Subangulosos a subredondeados	3	Subeuhedrales
Feldespatos plagioclasa	0,4-0,6	Subangulosos a subredondeados	4	Subeuhedrales
Biotita			0	
Mica blanca			0	
Clorita			0	
Hornblenda			0	
Epidota	0,1-0,5	Subredondeados	<1	Anhedrales
Glauconita	0,1-0,3	Redondeados	1	Anhedrales
Opacos	0,1-0,3	Redondeados a subangulosos	<1	Subanhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,3-0,6	Subredondeados a subangulosos	3	
Metamórfico foliado	0,4-0,8	Subredondeados	2	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,4-0,6	Subredondeados	5	
Plutónico	0,4-0,5	Subredondeados a subangulosos	1	
Volcánico	0,5-1	Subredondeados	10	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,3-0,9	Subredondeados	5	
Fangolita	0,8-1	Subredondeados	5	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado			0	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,15	Redondeados	<1	
Indeterminado alterado a illita	0,1-0,15	Redondeados	<1	
Otros				
Oolitos	0,3-0,5	Redondeados	1	
Total del esqueleto			85	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco masivo	<1
Carbonatado	Circungranular isópaco masivo, poiquilotópico	15

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a muy fino	Cuarzo, subordinados feldespatos

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Desde flotante a tangente, predominantemente tangente	Clasto soportado	Regular

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Submadura	Mala

Observaciones
Feldespatos alterados a minerales de arcillas. Algunos intensamente alterados a calcita. Este último atributo también ocurre en fenocristales de algunos líticos volcánicos.
Núcleos de los oolitos corresponden a cristales de calcita.

Anexo 14. Descripción petrográfica de la muestra RA210328/6.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
97%	<1%	3%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	99%	1%	0%
Tamaño moda	0,4 mm	Arenisca media	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Arenisca lítica cuarzo-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,1-0,4	Angulosos a subredondeados	25	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,3-0,5	Subangulosos	2	Subeuhedrales
Feldespato plagioclasa	0,3-0,5	Subangulosos	10	Subeuhedrales
Biotita			0	
Mica blanca			0	
Clorita			0	
Hornblenda			0	
Epidota			0	
Glauconita	0,1-0,4	Redondeados	15	Anhedrales
Opacos	0,06-0,1	Subangulosos	1	Subhedrales
Calcita	0,1-0,5	Redondeados a angulosos	5	Anhedrales
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,3-0,5	Subredondeados	1	
Metamórfico foliado	0,3-0,4	Redondeados	1	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,3-0,5	Subredondeados	1	
Plutónico	0,2	Subredondeados	<1	
Volcánico	0,2-0,5	Subredondeados	30	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,3-0,4	Subredondeados	4	
Fangolita	0,3-1	Subredondeados	<1	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado	0,2-0,3	Redondeados	<1	
Indeterminado alterado a clorita	0,3-0,5	Redondeados	2	
Indeterminado alterado a illita	0,3	Redondeados	<1	
Fósiles				
			0	
Total del esqueleto			97	

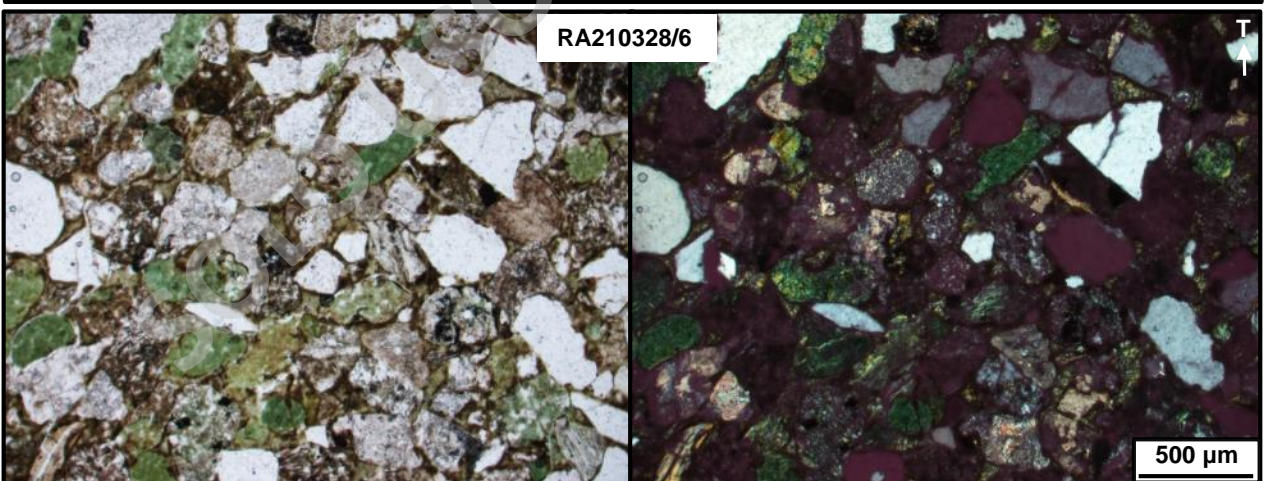
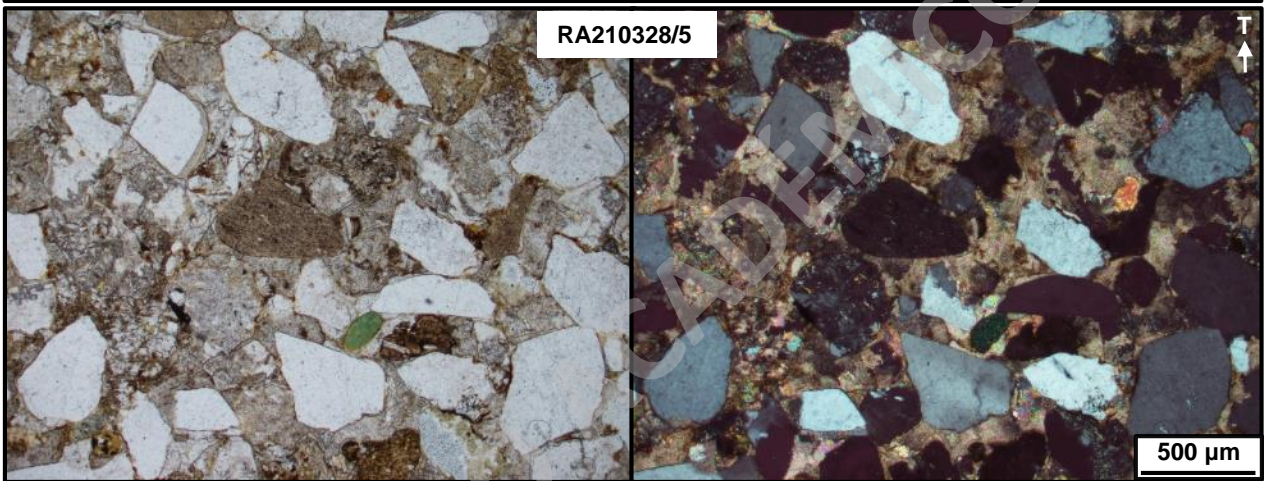
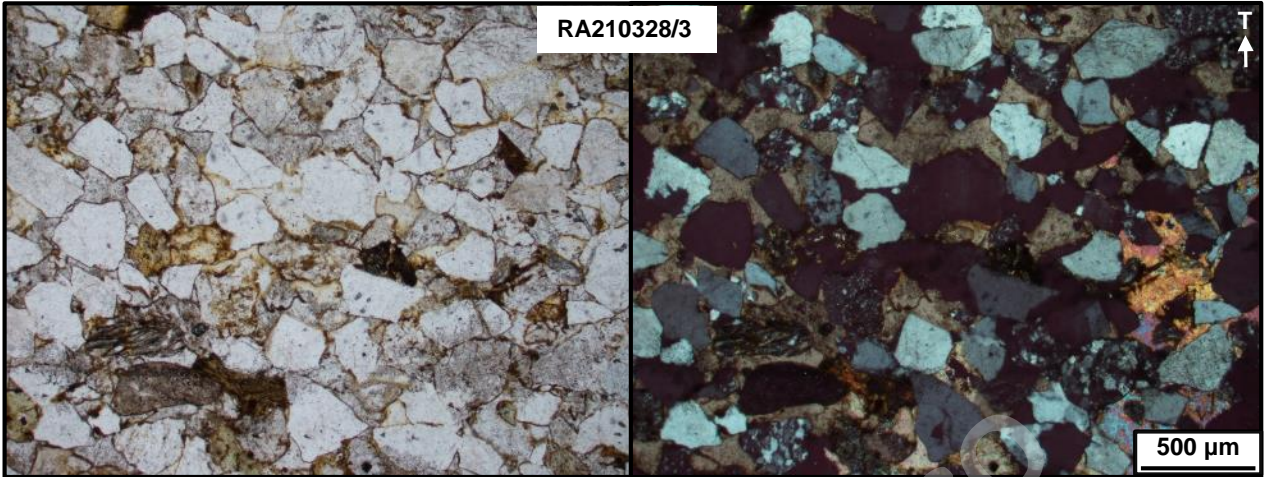
Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Clorita	Circungranular isópaco acicular	3

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a muy fino	Cuarzo, subordinados feldespatos

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Tangente	Clasto soportado	Regular a buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Feldespatos alterados a minerales de arcillas.
Clastos de glauconita leve a moderadamente fracturados.



Anexo 15. Descripción petrográfica de la muestra RA210328/7.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
90%	9%	1%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	90%	5%	5%
Tamaño moda	0,1 mm, 0,2 mm	Arenisca fina a muy fina	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Arenisca lítica cuarzo-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,04-0,5	Angulosos a subredondeados	30	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,04-0,4	Subangulosos a subredondeados	2	Subhedrales
Feldespato plagioclasa	0,04-0,4	Subangulosos a subredondeados	8	Subeuhedrales
Biotita	0,2-0,4	Angulosos	<1	Euhedrales
Mica blanca	0,1-1	Angulosos	<1	Euhedrales
Clorita			0	
Hornblenda			0	
Epidota	0,05-0,1	Subangulosos	<1	Subhedrales
Glaucónita	0,1-0,4	Redondeados	10	Anhedrales
Opacos	0,05-0,25	Subangulosos a subredondeados	1	Subhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,3-0,4	Subredondeados	2	
Metamórfico foliado	0,3-0,4	Subredondeados a subangulosos	1	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,15-0,3	Subredondeados a subangulosos	3	
Plutónico	0,3	Subredondeados	<1	
Volcánico	0,2-1	Redondeados a subredondeados	25	
Cuarzo policristalino volcánico	0,4	Subredondeados	<1	
Chert	0,1-0,4	Subredondeados	5	
Fangolita	0,3-0,5	Subredondeados a redondeados	1	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado	0,2	Redondeados a subredondeados	<1	
Indeterminado alterado a clorita	0,2-0,3	Redondeados	2	
Indeterminado alterado a illita	0,1-0,2	Subangulosos a subredondeados	<1	
Fósiles				
Materia orgánica	0,5	Redondeados	<1	
Total del esqueleto			90	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco masivo	<1
Carbonatado	Poiquilótópico	1

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a arcilla.	Cuarzo, subordinados feldespatos. Fracción arcillosa color pardo.

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Flotante a tangente	Predominante clasto soportado	Mala

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Inmadura	Mala

Observaciones
Feldespatos alterados a minerales de arcillas.
En general clastos de glauconita sin fracturas. Algunos levemente fracturados.
Materia orgánica se puede encontrar en cúmulos alargados milimétricos con bordes rojizos.
Los clastos de mayor tamaño se encuentran mejor redondeados.
Láminas plano paralelas de fangolita con materia orgánica (Figura 53C).
Posible traza fósil indeterminada. IB=1, ocurrencia ocasional. Forma recta y alargada, subvertical. Sin pared, con relleno de clastos tamaño limo a arcilla (Figura 53D).

Anexo 16. Descripción petrográfica de la muestra RA210331/3.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
95%	1%	2%	2%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	98%	1%	1%
Tamaño moda	0,1 mm	Arenisca muy fina	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Arenisca lítica cuarzo-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,05-0,2	Angulosos a subredondeados	35	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,1-0,25	Subangulosos a subredondeados	5	Subeuhedrales
Feldespato plagioclasa	0,05-0,2	Subangulosos a subredondeados	7	Subeuhedrales
Biotita	0,1-0,15	Subangulosos a subredondeados	1	Euhedrales
Mica blanca	0,1-0,2	Subangulosos a subredondeados	<1	Subeuhedrales
Clorita	0,1-0,2	Subangulosos a subredondeados	1	Subeuhedrales
Hornblenda			0	
Epidota	0,05-0,1	Subangulosos a subredondeados	2	Subanhedrales
Glauconita	0,1-0,15	Redondeados	1	Anhedrales
Opacos	0,05-0,1	Subangulosos	3	Subhedrales
Calcita	0,15	Subredondeados	1	Anhedrales
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,15-0,25	Subredondeados	1	
Metamórfico foliado	0,2-0,3	Subredondeados	5	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,15-0,2	Subredondeados a subangulosos	3	
Plutónico	0,1-0,2	Subredondeados a subangulosos	<1	
Volcánico	0,1-0,2	Subredondeados	15	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,1-0,2	Subredondeados	8	
Fangolita	0,1-0,2	Subredondeados	2	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado	0,1-0,15	Subredondeados	2	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,2	Subredondeados a subangulosos	2	
Indeterminado alterado a illita			1	
Fósiles				
			0	
Total del esqueleto			95	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco masivo	1
Carbonatado	Poiquilotópico	1

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a arcilla	Cuarzo, subordinados feldespatos. Fracción arcillosa color pardo.

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Tangente a puntual	Clasto soportado	Buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Feldespatos alterados a minerales de arcillas.
Micas orientadas misma en una misma dirección. Gran parte con los planos de clivaje deformados por los clastos circundantes.
Cemento silíceo asociado a granos de cuarzo.

Anexo 17. Descripción petrográfica de la muestra RA210331/4.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
95%	2%	1%	2%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	97%	2%	1%
Tamaño moda	0,1 mm, 0,15 mm	Arenisca fina a muy fina	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Cuarzosa lito-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,04-0,2	Angulosos a subredondeados	40	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,1-0,2	Subangulosos a subredondeados	4	Subeuhedrales
Feldespato plagioclasa	0,1-0,2	Subangulosos a subredondeados	6	Subeuhedrales
Biotita	0,1-0,15	Subangulosos	2	Euhedrales
Mica blanca	0,25	Subangulosos	<1	Euhedrales
Clorita	0,4	Subangulosos	1	Euhedrales
Hornblenda			0	
Epidota	0,05-0,1	Angulosos a subredondeados	1	Anhedrales
Glauconita	0,1	Subredondeados	<1	Anhedrales
Opacos	0,05-0,1	Subangulosos a subredondeados	1	Subanhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,1-0,25	Subredondeados	1	
Metamórfico foliado	0,1-0,3	Subredondeados	4	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,1-0,2	Subredondeados a subangulosos	3	
Plutónico	0,2	Subredondeados a subangulosos	<1	
Volcánico	0,1-0,3	Subredondeados a subangulosos	20	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,1-0,2	Subredondeados a subangulosos	5	
Fangolita	0,1-0,2	Subredondeados	2	
Cuarzo policristalino radial	0,15	Subredondeados	<1	
Indeterminado moteado	0,1-0,2	Subredondeados	1	
Indeterminado alterado a clorita	0,15-0,2	Subangulosos a subredondeados	2	
Indeterminado alterado a illita	0,15	Subredondeados	1	
Fósiles				
Materia orgánica	1,5	Subredondeados	1	
Total del esqueleto			95	

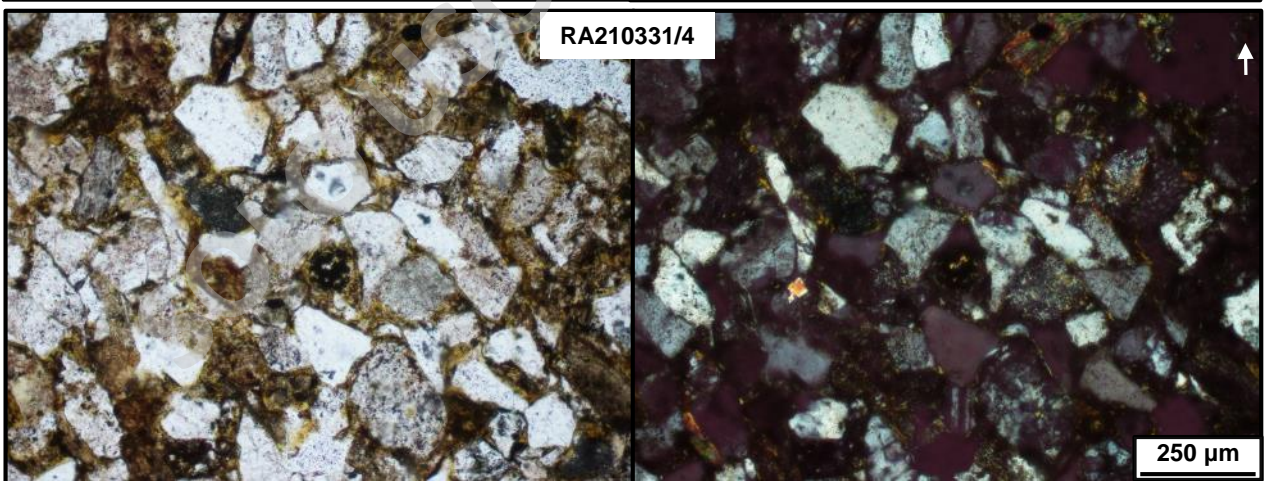
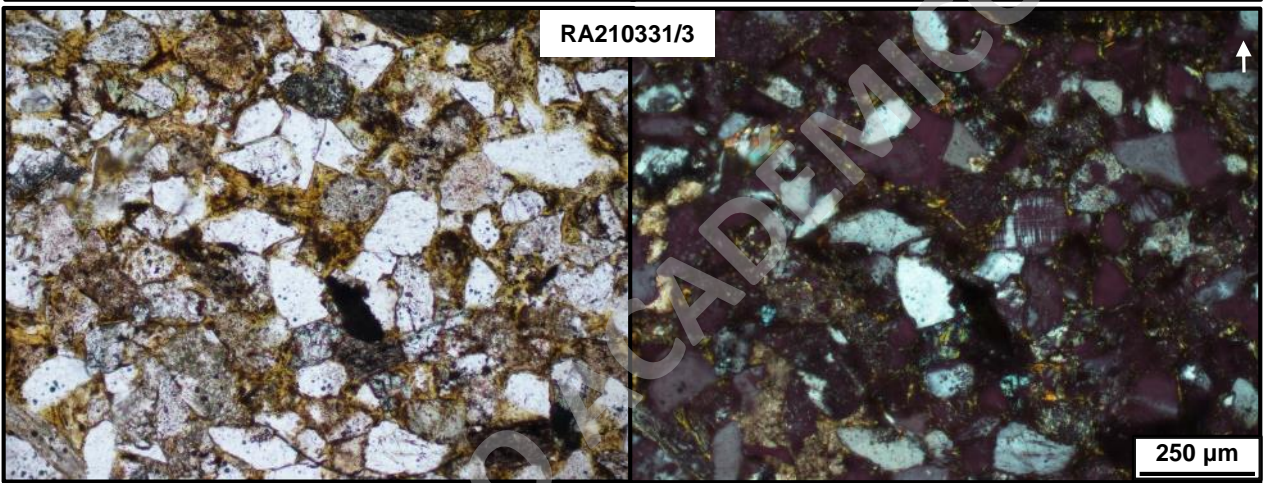
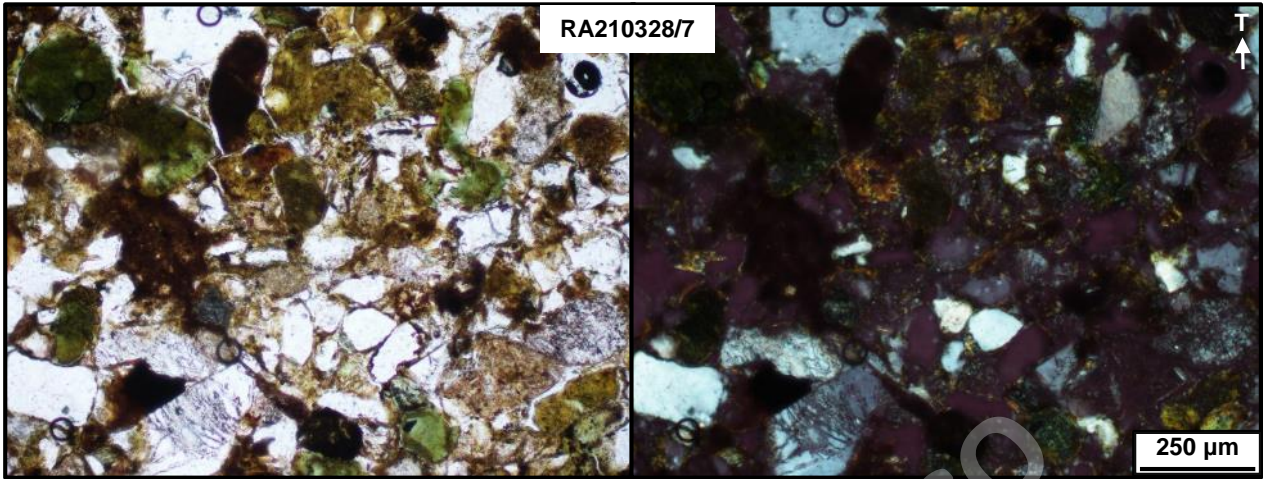
Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circumgranular isópaco masivo, circumgranular isópaco acicular	1

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a arcilla	Cuarzo, subordinados feldespatos. Fracción arcillosa color pardo.

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Tangente a puntual	Clasto soportado	Regular a buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Feldespatos alterados a minerales de arcillas.
Micas orientadas misma en una misma dirección. Gran parte con los planos de clivaje deformados por los clastos circundantes.
Líticos de fangolita corresponden a intraclastos.
Materia orgánica se presenta en cúmulos alargados milimétricos con bordes rojizos, paralelos a la estratificación (Figura 54B).
Sectores irregulares del corte matriz soportado (Figura 54C). Posible traza fósil indeterminada. IB=1. Forma recta y alargada, subvertical. Sin pared, con relleno de clastos tamaño limo a arcilla
Trazas fósiles indeterminadas, IB=2. Desde formas irregulares a rectas alargadas. Sin orientación preferente. Sin pared. Se observa una sutil tonalidad oscura en el corte.



Anexo 18. Descripción petrográfica de la muestra RA210401/3.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
95%	2%	2%	1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	97%	1%	2%
Tamaño moda	0,1 mm, 0,15 mm	Arenisca fina a media	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Arenisca lítica cuarzo-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,05-0,6	Angulosos a subredondeados	35	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,3-0,6	Subangulosos	5	Euhedrales
Feldespato plagioclasa	0,1-0,5	Subangulosos a subredondeados	10	Euhedrales
Biotita	0,2-0,4	Subangulosos	3	Euhedrales
Mica blanca	0,2-0,4	Subangulosos	1	Euhedrales
Clorita	0,2-0,3	Subangulosos	1	Euhedrales
Hornblenda			0	
Epidota	0,05-0,1	Subangulosos a subredondeados	1	Subhedrales
Glauconita			0	
Opacos	0,05-2,5	Subangulosos a subredondeados	1	Subhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,2-0,5	Subredondeados	1	
Metamórfico foliado	0,2-0,4	Subredondeados	4	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,1-0,3	Subredondeados	5	
Plutónico			0	
Volcánico	0,2-0,4	Subredondeados	20	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,1-0,2	Subredondeados	5	
Fangolita	0,1-0,3	Subredondeados	1	
Cuarzo policristalino radial	0,3	Subredondeados	<1	
Indeterminado moteado			0	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,2	Subredondeados	2	
Indeterminado alterado a illita			0	
Fósiles				
			0	
Total del esqueleto			95	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco masivo	1
Carbonatado	Poiquilotópico	1

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a arcilla	Cuarzo, subordinados feldespatos. Fracción arcillosa color pardo.

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Tangente a puntual	Clasto soportado	Regular a buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Bordes del corte con mucha porosidad.
Feldespatos alterados a minerales de arcillas.

Anexo 19. Descripción petrográfica de la muestra RA210401/5.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
95%	1%	3%	1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	98%	1%	1%
Tamaño moda		0,2 mm	Arenisca fina

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Cuarzosa lito-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,04-0,6	Angulosos a subredondeados	40	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,1-0,3	Subredondeados	2	Subhedrales
Feldespato plagioclasa	0,1-0,3	Angulosos a subredondeados	8	Subeuhedrales
Biotita	0,2-0,6	Subangulosos a subredondeados	5	Euhedrales
Mica blanca			0	
Clorita			0	
Hornblenda	0,2	Angulosos	<1	Euhedrales
Epidota	0,1-0,2	Subredondeados	1	Anhedrales
Glauconita	0,1-0,2	Redondeados	<1	Anhedrales
Opacos	0,04-0,2	Subangulosos a subredondeados	1	Subeuhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,3-0,4	Subredondeados	1	
Metamórfico foliado	0,2-0,5	Subredondeados	2	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,15-0,3	Subredondeados a subangulosos	4	
Plutónico	0,3-0,5	Subangulosos	<1	
Volcánico	0,2-0,3	Subredondeados a subangulosos	25	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,1-0,2	Subredondeados	3	
Fangolita	0,2-0,8	Redondeados	1	
Cuarzo policristalino radial	0,3	Subredondeados	<1	
Indeterminado moteado			0	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,2	Redondeados	1	
Indeterminado alterado a illita	0,1-0,3	Redondeados	1	
Fósiles				
			0	
Materia orgánica				
	2,5 mm	Redondeados	1	
Total del esqueleto			95	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco,	1
	Ocluyente masivo,	
Silíceo	mosaico	1
Carbonatado	Poiquilotópico	1

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a arcilla	Cuarzo, subordinados feldespatos. Fracción arcillosa color pardo.

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Tangente a completo	Clasto soportado	Regular a buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Feldespatos alterados a minerales de arcillas.
Micas orientadas misma en una misma dirección. Gran parte con los planos de clivaje deformados por los clastos circundantes.
Cemento silíceo asociado a granos de cuarzo.
Cemento carbonatado y cemento silíceo rellenando espacios posteriormente al cemento de illita/esmectita.
Clastos flotantes de hasta 1,2 mm (arena muy gruesa), subangulosos a subredondeados.
Sectores irregulares del corte matriz soportado.
Laminación plano paralela. Láminas de fangolita con continuidad lateral de hasta 1 cm. En ocasiones con motas alargadas milimétricas de materia orgánica (Figura 55B).

Anexo 20. Descripción petrográfica de la muestra RA210401/6.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
80%	20%	<1%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
4%	76%	8%	12%
Tamaño moda	Multimodal	Arenisca fangosa	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Grauvaca lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Arenisca lítica cuarzo-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,04-0,8	Angulosos a subredondeados	30	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,15-0,6	Subangulosos a subredondeados	3	Subeuhedrales
Feldespato plagioclasa	0,2-0,8	Subangulosos a subredondeados	7	Euhedrales
Biotita	0,2-1	Subangulosos a subredondeados	1	Euhedrales
Mica blanca	0,3-0,4	Subangulosos	<1	Euhedrales
Clorita	0,2-0,3	Subredondeados	<1	Subeuhedrales
Hornblenda			0	
Epidota	0,1-0,15	Subredondeados a subangulosos	1	Subanhedrales
Glauconita	0,05-0,2	Redondeados	1	Anhedrales
Opacos	0,1-0,2	Subredondeados	2	Subanhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,3-0,6	Subredondeados	2	
Metamórfico foliado	0,2-1,1	Redondeados	3	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,3-2,5	Subredondeados	5	
Plutónico	2,5	Redondeados	<1	
Volcánico	0,3-2,2	Subredondeados a subangulosos	15	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,15-2,5	Redondeados a subredondeados	3	
Fangolita	0,5-1	Redondeados a subredondeados	3	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado	0,3	Subredondeados	1	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,2	Subredondeados	3	
Indeterminado alterado a illita			0	
Fósiles				
			0	
Total del esqueleto			80	

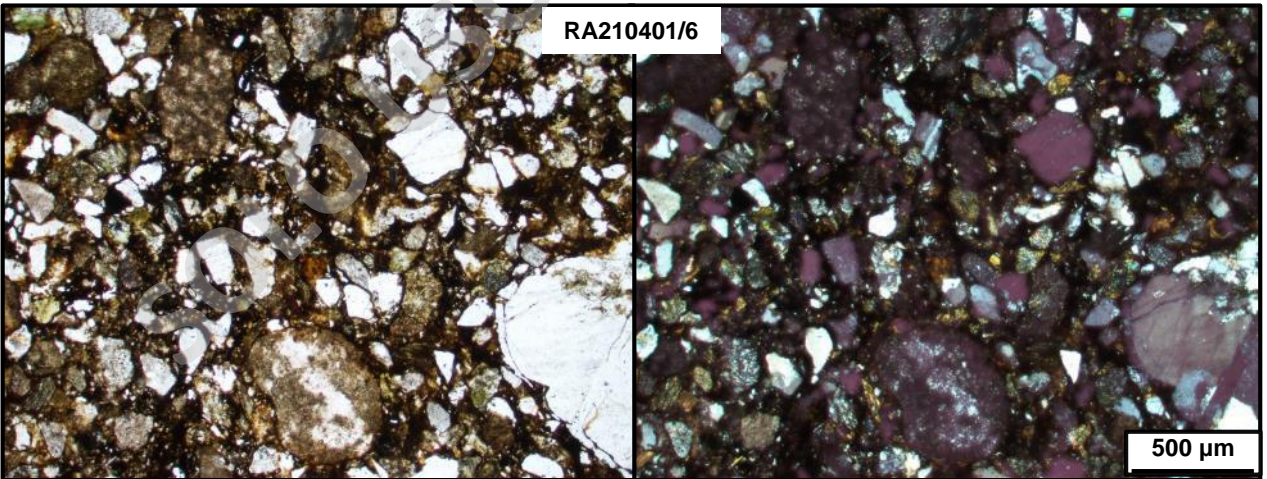
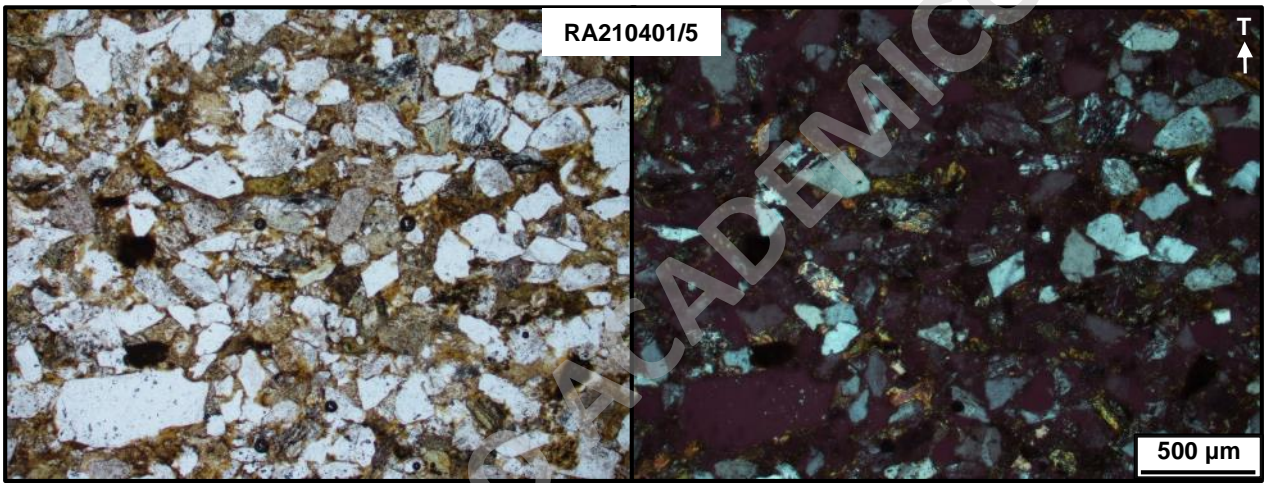
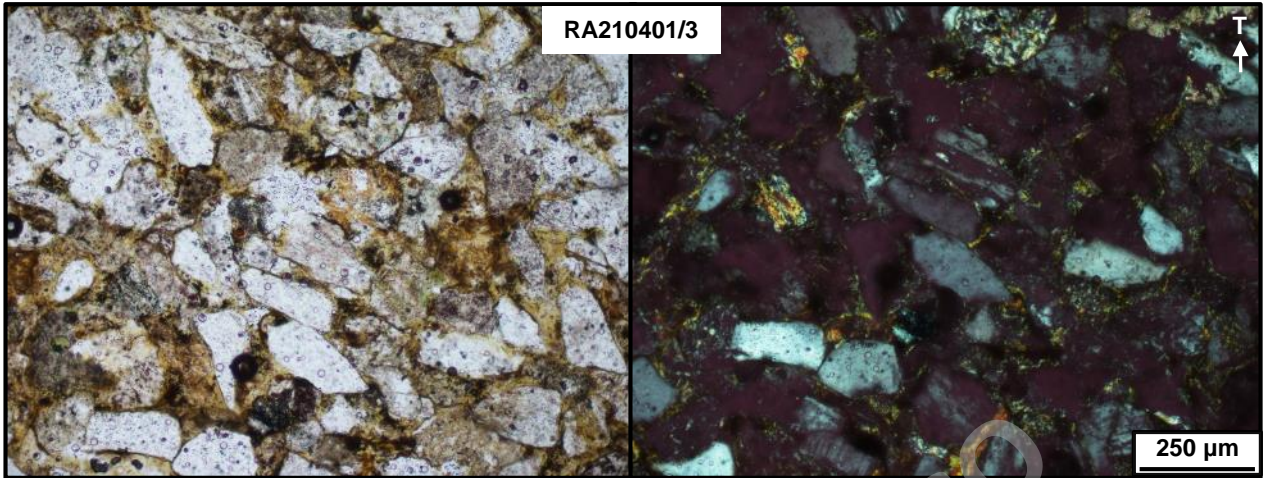
Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco	<1
Silíceo	Ocluyente masivo	<1

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a arcilla, predominante arcilla	Cuarzo, subordinados feldespatos. Fracción arcillosa color pardo.

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Desde flotante a tangente	Predominante clasto soportado	Muy mala

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Inmadura	Mala

Observaciones
Corte no orientado respecto al plano de estratificación del afloramiento.
Feldespatos alterados a minerales de arcillas.
Líticos de fangolita corresponden a intraclastos.
Clastos de mayor tamaño mejor redondeados.
Porcentaje de matriz variable irregularmente.
Cemento silíceo asociado a granos de cuarzo.



Anexo 21. Descripción petrográfica de la muestra RA210401/8.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
85%	2%	13%	<1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	97%	1%	2%
Tamaño moda	0,1 mm	Arenisca muy fina	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Cuarzosa lito-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,04-0,2	Angulosos a subredondeados	35	Subeuhedrales
Feldespato potásico	0,1-0,2	Subangulosos a subredondeados	3	Subeuhedrales
Feldespato plagioclasa	0,1-0,2	Subangulosos	7	Subeuhedrales
Biotita	0,1-0,2	Subangulosos	2	Euhedrales
Mica blanca	0,15	Subangulosos	<1	Euhedrales
Clorita	0,1-0,15	Subangulosos	<1	Euhedrales
Hornblenda	0,1	Angulosos	<1	Euhedrales
Epidota	0,05-0,1	Subredondeados	2	Anhedrales
Glaucónita	0,05-0,3	Redondeados	1	Anhedrales
Opacos	0,05-0,1	Subangulosos a subredondeados	3	Subanhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico	0,1-0,2	Subredondeados a subangulosos	<1	
Metamórfico foliado	0,1-0,3	Subredondeados	5	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,1-0,15	Subredondeados	5	
Plutónico	0,3	Subredondeados	<1	
Volcánico	0,1-0,2	Subredondeados	7	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,1-0,15	Subredondeados	10	
Fangolita	0,2-0,3	Subredondeados	1	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado	0,1-0,15	Subredondeados	2	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,25	Subredondeados	1	
Indeterminado alterado a illita	0,1	Subredondeados a subangulosos	1	
Fósiles				
			0	
Total del esqueleto			85	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco	1
Carbonatado	Poiquilotópico	12

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a arcilla, predominante arcilla	Cuarzo, subordinados feldespatos. Fracción arcillosa color pardo.

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Predominantemente tangente	Clasto soportado	Buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Corte no orientado respecto al plano de estratificación del afloramiento.
Feldespatos alterados a minerales de arcillas.
Ocasionales clastos de glauconita fracturados.
Líticos de fangolita corresponden a intraclastos.
La matriz se presenta ocasionalmente en sectores localizados del corte, los cuales coinciden con la ausencia de cemento carbonático.
Clastos flotantes de hasta 0,5 mm (arena media), subredondeados a subangulosos.
Algunos clastos alargados orientados en una misma dirección.
Trazas fósiles indeterminadas, IB=2-3. Desde formas irregulares a formas irregulares alargadas. Subhorizontales (Figura 56B) a sin orientación. Sin pared. Se observa una sutil tonalidad oscura en el corte.

Anexo 22. Descripción petrográfica de la muestra RA210401/11.

Esqueleto	Matriz	Cemento	Porosidad
98%	<1%	1%	1%

Grava	Arena	Limo	Arcilla
0%	100%	<1%	0%
Tamaño moda	0,1 mm	Arenisca muy fina	

Clasificación	
Pettijohn (1975)	Arenita lítica
Folk (1980)	Litarenita
Garzanti (2018)	Cuarzosa lito-feldespática

Componentes del esqueleto				
Mineral	Tamaños (mm)	Redondeamiento	Porcentaje absoluto (%)	Forma cristales
Cuarzo monocristalino	0,05-0,2	Angulosos a subredondeados	45	Subeuhedrales
Feldespatos potásico	0,8-1,2	Subangulosos a subredondeados	1	Subhedrales
Feldespatos plagioclasa	0,1-0,2	Angulosos a subangulosos	9	Subeuhedrales
Biotita	0,1-0,3	Angulosos	5	Euhedrales
Mica blanca			0	
Clorita	0,1	Angulosos	<1	Euhedrales
Hornblenda	0,1	Angulosos	<1	Euhedrales
Epidota	0,05-0,1	Angulosos a subredondeados	1	Subhedrales
Glauconita			0	
Opacos	0,05-0,2	Subredondeados	1	Anhedrales
Calcita			0	
Otros			0	
Líticos				
Cuarzo policristalino metamórfico			0	
Metamórfico foliado	0,1-0,2	Subredondeados	5	
Cuarzo policristalino indeterminado	0,1-0,2	Subredondeados	5	
Plutónico			0	
Volcánico	0,1-0,2	Subredondeados	10	
Cuarzo policristalino volcánico			0	
Chert	0,05-0,1	Subredondeados	10	
Fangolita	0,1	Subredondeados	1	
Cuarzo policristalino radial			0	
Indeterminado moteado	0,1	Subredondeados	1	
Indeterminado alterado a clorita	0,1-0,15	Redondeados a subangulosos	4	
Indeterminado alterado a illita			0	
Fósiles				
			0	
Total del esqueleto			98	

Cementos		
Composición	Tipo	Porcentaje (%)
Illita/esmectita	Circungranular isópaco	<1
Carbonatado	Poiquilótópico	1

Matriz	
Tamaño	Composición
Limo medio a muy fino	Cuarzo, subordinados feldespatos

Características texturales		
Contacto ente clastos	Empaquetamiento	Selección
Tangente a completo	Clasto soportado	Muy buena

Madurez de la roca	
Madurez textural	Madurez composicional
Madura	Mala

Observaciones
Corte no orientado respecto al plano de estratificación del afloramiento.
Feldespatos alterados a minerales de arcillas. Clastos de biotita parcialmente alterados a clorita.
Cemento carbonatado localizado hacia la base. Cemento de illita/esmectita localizado hacia el techo.
Clastos alargados orientados en una misma dirección. Gran parte de los cristales de biotita con planos de clivaje deformados por los clastos circundantes.
Trazas fósiles indeterminadas, IB=1. Formas rectas alargadas, subverticales. Sin pared. Se observa una leve irrupción en los clastos y una sutil tonalidad oscura en el corte.

