

CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA, PETROGRÁFICA Y
SEDIMENTOLÓGICA DE LA FORMACIÓN MAN AIKE (“MIEMBRO
INFERIOR DE LA FORMACIÓN RÍO TURBIO”) EN SIERRA BAGUALES,
PROVINCIA DE ÚLTIMA ESPERANZA, MAGALLANES, CHILE

MEMORIA ENTREGADA A LA UNIVERSIDAD MAYOR EN CUMPLIMIENTO DE LOS
REQUISITOS PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO:

BRAULIO JESÚS MORALES TAPIA

PROFESOR GUÍA:

RAÚL AGUSTÍN UGALDE PERALTA

PROFESOR CO-GUÍA:

JUAN ENRIQUE BOSTELMANN TORREALBA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

EDWIN JONATHAN GONZÁLEZ ABARCA

SANTIAGO DE CHILE

NOVIEMBRE, 2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

POR: Braulio Jesús Morales Tapia

FECHA: Noviembre del 2020

PROFESOR GUÍA: Raúl Agustín Ugalde Peralta

PROFESOR CO-GUÍA: Juan Enrique Bostelmann Torrealba

CARACTERIZACIÓN ESTRATIGRÁFICA, PETROGRÁFICA Y SEDIMENTOLÓGICA DE LA FORMACIÓN MAN AIKE (“MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN RÍO TURBIO”) EN SIERRA BAGUALES, PROVINCIA DE ÚLTIMA ESPERANZA, MAGALLANES, CHILE

La Cuenca de Magallanes, ubicada en el extremo austral de Sudamérica, presenta uno de los registros geológicos más completos del continente. Durante décadas, las unidades cenozoicas en Chile y Argentina han sido definidas de manera independiente entre ambos países, a pesar de que correspondan a las mismas unidades litoestratigráficas que cruzan el límite internacional. Debido a esto, en la actualidad no se ha podido lograr un consenso acerca de la distribución espacio-temporal de las unidades paleógenas entre y dentro de ambos países. En particular, la Formación Man Aike (o Miembro Inferior de la Formación Río Turbio) es una unidad sedimentaria marina, de edad Eoceno Medio, que fue definida en la Provincia de Santa Cruz, Argentina. Su presencia dentro del área de Sierra Baguales, Provincia de Última Esperanza, Chile, no es ajena a este problema lo cual ha generado incertidumbre sobre el comportamiento de los procesos sedimentarios paleógenos en territorio chileno. Por esta razón, el siguiente trabajo consiste en caracterizar de manera estratigráfica, sedimentológica y petrográfica la Formación Man Aike, con el objetivo de comprender los procesos sedimentarios que están involucrados en la evolución de los Andes Patagónicos Australes durante el Paleógeno. En primer lugar, se delimitó estratigráficamente la unidad en estudio, reconociéndose que esta descansa en disconformidad sobre los estratos de la Formación Dorotea, de edad Cretácico Superior-Paleoceno Inferior, y subyace de manera abrupta a un horizonte glauconítico, portador de varias superficies de la lcnofacies de *Glossifungites*, que marca el comienzo del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio. Este nivel guía, de gran extensión regional y fácil reconocimiento, posee glauconita de origen autóctono a parautóctono, siendo correlacionable con el horizonte glauconítico basal de la secuencia VI de Rodríguez Raising (2010). Mediante un análisis de facies sedimentarias se infirió una depositación dentro de un ambiente deltaico de grano grueso con una fuerte progradación hacia el sureste. De esta manera, en Estancia 3R se hallan las facies más proximales relacionadas a canales distributarios y barras de desembocadura, mientras que en el Puesto Las Flores se encuentran las facies más distales y marinas asociadas al frente deltaico y la plataforma continental. Adicionalmente, una correlación litológica de los estratos que contienen información geocronológica y bioestratigráfica permitió sugerir que la base de la Formación Man Aike se sitúa entre los 46 y 42 Ma, en cambio su techo se encontraría próximo a los 40 Ma. De la misma manera, la información geocronológica junto con el estudio petrográfico sugiere una significativa proveniencia del arco magmático con una fluctuante contribución de la faja plegada y corrida Patagónica. Así, se reconocieron dos petrofacies: una inferior con una alta razón de cuarzo total/fragmentos líticos volcánicos resultado de un intenso reciclaje de la faja plegada y corrida Patagónica entre los 46 y 42 Ma; y una superior con un alto contenido de fragmentos líticos volcánicos que sugiere una consolidación del aporte sedimentario resultante del arco magmático hasta los 40 Ma.

ABSTRACT

STRATIGRAPHIC, PETROGRAPHIC AND SEDIMENTOLOGICAL CHARACTERIZATION OF THE MAN AIKE FORMATION (“LOWER MEMBER OF THE RIO TURBIO FORMATION”) IN THE SIERRA BAGUALES, ULTIMA ESPERANZA PROVINCE, MAGALLANES, CHILE

The Magallanes Basin, located at the southern tip of South America, presents one of the most complete geological records on the continent. For decades, the Cenozoic units in Chile and Argentina have been defined independently between both countries, even though they correspond to the same lithostratigraphic units that cross the international boundary. Due to this, at present it has not been possible to reach a consensus about the spatio-temporal distribution of Paleogene units between and within both countries. In particular, the Man Aike Formation (or Lower Member of the Rio Turbio Formation) is a marine sedimentary unit, of Middle Eocene age, which was defined in the Santa Cruz Province, Argentina. Its presence within the Sierra Baguales area, Ultima Esperanza Province, Chile, is not unrelated to this problem, which has generated uncertainty about the behavior of paleogene sedimentary processes in Chilean territory. For this reason, the following work consists of characterizing the Man Aike Formation in a stratigraphic, sedimentological and petrographic way, with the objective of understanding the sedimentary processes that are involved in the evolution of the Southern Patagonian Andes during the Paleogene. In the first place, the unit under study was stratigraphically delimited, recognizing that it rests in unconformity on the layers of the Dorotea Formation, of Upper Cretaceous-Lower Paleocene age, and abruptly underlies a glauconitic horizon, carrying several surfaces of the *Glossifungites* ichnofacies, which marks the beginning of the Upper Member of the Rio Turbio Fm. This guide level, of great regional extension and easy recognition, has glauconite of autochthonous to parautochthonous origin, being correlated with the basal glauconitic horizon of the sequence VI of Rodríguez Raising (2010). Through an analysis of sedimentary facies, was inferred a deposition within a coarse-grained deltaic environment with strong progradation towards the southeast. Thereby, in Estancia 3R there are the most proximal facies related to distributary channels and mouth bars, while in Puesto Las Flores there are the most distal and marine facies associated with the delta front and the continental shelf. Additionally, a lithological correlation of the strata containing geochronological and biostratigraphic information would suggest that the base of the Man Aike Formation would be located between 46 and 42 Ma, while its top would be close to 40 Ma. In the same way, the geochronological information together with the petrographic study suggests a significant provenance of the magmatic arc with a fluctuating contribution from the Patagonian fold and thrust belt. Thus, two petrofacies were recognized: a lower one with a high ratio of total quartz/volcanic lithic fragments resulting from an intense recycling of the Patagonian fold and thrust belt between 46 and 42 Ma; and an upper one with a high content of volcanic lithic fragments that suggests a consolidation of the sedimentary contribution resulting from the magmatic arc up to 40 Ma.

“Ver es, en cierto sentido, un arte que debe aprenderse”

(William Herschel, 1738-1822)

Por este motivo,

*“En cuestiones de ciencia, la autoridad de miles no vale más que el humilde
razonamiento de un único individuo”*

(Galileo Galilei, 1564-1642)

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quisiera expresar mi más sincero agradecimiento a los profesores Raúl Ugalde y Enrique Bostelmann por transmitirme con enorme generosidad sus experiencias y conocimientos; por facilitarme bibliografía; por brindarme su tiempo para resolver dudas; como también por orientarme, alentarme y apoyarme con gran paciencia.

También quisiera agradecer a José Luis Oyarzún y a Nathalie Reffer por darse siempre el tiempo de recibirnos cada vez que se necesitó en Puerto Natales; por ser grata la estadía; por su entusiasmo y disposición; al igual que por su ayuda y colaboración en terreno. De igual manera, se agradece a Matías “El Némesis” Alarcón por su ayuda y colaboración en la campaña del 2020. Y un agradecimiento especial al fernet natalino, un manjar de dioses.

Aprovechando la ocasión, se agradece a la Universidad Mayor por brindarme las instalaciones para realizar este trabajo. Aquí también aprovecho de agradecer a la gente que conocí en este lugar: Aaron, Beltrán, Benja, Álvaro, Diego, Pipe, entre otros; por su amistad y los momentos inolvidables juntos.

Quisiera agradecer a todos los jefes que he tenido a lo largo de estos años (Carolina, Maribel, Dominic, Leonel, Marlene, Lefi, entre otros) por su comprensión y flexibilidad, en especial, cuando tenía que salir de Santiago semanas enteras debido a los terrenos. Aprovecho también de agradecer a la Anita, Diego, Vitoco, Leo “El Pibe” Campos y la Bea por todos los turnos que tuvieron que cubrir en mi ausencia como también por los momentos épicos e inolvidables.

Obviamente, gracias especiales a la Biblioteca de Santiago por ser un lugar público propicio para la lectura y fomentación cultural. Esta demás decir que gran parte de esta tesis fue escrita en aquel maravilloso lugar, al igual que otros proyectos personales y espero seguir usándola en un futuro próximo.

Dicho esto, también quisiera agradecer a todos los lectores que dan parte de su tiempo para leer esta tesis, aunque sea solo un pequeño fragmento. Espero que sea de su agrado.

¡¡¡Gracias!!!

Tabla de contenido

Capítulo 1

Presentación del estudio.....	1
1.1. Introducción	1
1.2. Ubicación y zona de estudio	2

Capítulo 2

Marco geológico regional	5
2.1. Unidades morfoestructurales.....	5
2.2. Estructura de los Andes Patagónicos.....	6
2.3. Evolución geotectónica	9
2.3.1. Régimen extensivo	9
2.3.2. Régimen compresivo	10
2.4. Batolito Surpatagónico	15
2.5. Registro litoestratigráfico de la Cuenca de Magallanes	16
2.5.1. Mesozoico	16
2.5.2. Cenozoico	19
2.6. Modelo cinemático de la faja plegada y corrida Patagónica	26

Capítulo 3

Marco geológico local	32
3.1. Geología de Sierra Baguales	32
3.2. Propuestas estratigráficas.....	34
3.3. La Formación Man Aike en Sierra Baguales	37

Capítulo 4

Marco teórico	41
4.1. Análisis de proveniencia sedimentaria	41
4.1.1. Introducción	41
4.1.2. Conteos Modales.....	42
4.1.3. Factores que afectan la composición de las areniscas	45
4.1.4. Clasificación del ambiente tectónico de proveniencia	45

Capítulo 5	
Formulación del estudio	51
5.1. Hipótesis de trabajo	51
5.2. Objetivos	51
5.3. Metodología	52
5.3.1. Trabajo de terreno	52
5.3.2. Construcción de las columnas estratigráficas	54
5.3.3. Trabajo de gabinete	57
 Capítulo 6	
Estratigrafía	60
6.1. Edad de las unidades en la Provincia de Última Esperanza	61
6.2. Sección estratigráfica Chorrillo de La Barranca - Pampa Tiburón	65
6.2.1. Formación Dorotea	65
6.2.2. Formación Man Aike (~ Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio).....	70
6.2.3. Miembro Superior de la Formación Río Turbio	81
6.3. Sección estratigráfica Chorrillo Las Flores	87
 Capítulo 7	
Análisis e interpretación de facies	93
7.1. Asociaciones de facies	96
7.1.1. Formación Dorotea	96
7.1.2. Formación Man Aike (~ Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio).....	99
7.1.3. Miembro Superior de la Formación Río Turbio	106
7.2. Interpretación general de paleoambientes	109
7.2.1. Formación Dorotea	109
7.2.2. Formación Man Aike (~ Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio).....	110
7.2.3. Miembro Superior de la Formación Río Turbio	111
 Capítulo 8	
Petrografía sedimentaria	113
8.1. Clasificación de muestras	114
8.1.1. Clasificación textural y composicional.....	114
8.2. Análisis petrográfico de los componentes detríticos y cementos	117
8.2.1. Formación Dorotea	117
8.2.2. Formación Man Aike (~ Miembro Inferior de la Formación Río Turbio)	122

8.2.3. Miembro Superior de la Formación Río Turbio	128
8.3. Tendencia composicional de las unidades	134
Capítulo 9	
Proveniencia sedimentaria	137
9.1. Conteo Modal.....	137
9.2. Ambiente tectónico de proveniencia.....	139
9.3. Petrofacies y estadios deposicionales.....	143
Capítulo 10	
Discusiones	145
10.1. Un análisis a la estratigrafía de la Fm. Río Baguales descrita por Le Roux <i>et al.</i> (2010)	145
10.2. Relación con trabajos previos e implicancias locales	149
10.3. Proveniencia sedimentaria y contexto geológico	152
10.3.1. Proveniencia de la Fm. Dorotea.....	153
10.3.2. Proveniencia de la Fm. Man Aike (~ Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio)	156
10.3.3. Proveniencia del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio.....	158
10.4. Correlaciones estratigráficas e implicancias regionales.....	162
10.4.1. El Calafate (sur de Lago Argentino).....	163
10.4.2. Distrito Carbonífero de Río Turbio	166
10.5. La influencia del régimen tectónico paleógeno en el estilo de sedimentación y las relaciones de contacto	172
Capítulo 11	
Conclusiones	177
Recomendaciones	179
Bibliografía.....	180

Índice de figuras

Figura 1. Mapa y vías de acceso a la zona de estudio. El cuadro encierra el área de estudio (Sierra Baguales). Modificado de González (2015).	3
Figura 2. Fotografía aérea del Servicio Aerofotogramétrico (SAF), captada en 1998 a una escala de 1:70.000 e identificada con el número de serie 012015.....	4
Figura 3. Extensión de la Cuenca de Magallanes dentro de la Patagonia Austral. Nótese que el mayor espesor de los sedimentos de antepaís se concentra en los alrededores de la Península de Brunswick. Modificado de Ghiglione <i>et al.</i> (2016).	7
Figura 3. Secciones estructurales que muestran como varían los dominios morfotectónicos de la faja plegada y corrida Patagónica respecto a su latitud. La ubicación de las secciones se muestra en la figura 4. Modificado de Ghiglione <i>et al.</i> (2016).	8
Figura 5. Evolución tecno-estratigráfica de la región patagónica con los respectivos ambientes deposicionales de las unidades litoestratigráficas. Modificado de González (2015) en base a la información de Fosdick <i>et al.</i> (2011) y Fosdick <i>et al.</i> (2015b; 2020).	14
Figura 6. Tabla que correlaciona las unidades meso-cenozoicas aflorantes en las provincias de Última Esperanza (Chile) y Santa Cruz (Argentina).....	25
Figura 7. Modelo cinemático de la faja plegada y corrida Patagónica en la provincia de Última Esperanza (51°30'S). Modificado de Fosdick <i>et al.</i> (2011).	30
Figura 8. A) Mapa geológico del área comprendida entre las latitudes 50°30'S y 51°30'S, abarcando las provincias de Última Esperanza (Chile) y Santa Cruz (Argentina). B) Sección estructural de la transecta B – B' del mapa geológico. Modificado de Fosdick <i>et al.</i> (2011).	31
Figura 9. Mapa geológico de Sierra Baguales. Extraído de Gutiérrez <i>et al.</i> (2013).	33
Figura 10. Muestra las distintas propuestas estratigráficas planteadas a lo largo de la historia en Sierra Baguales, Provincia de Última Esperanza.	36
Figura 11. Mapa geológico de la zona de El Calafate. La distribución geográfica de la Formación Man Aike es inferida a partir del trabajo de Furque y Camacho (1972). Modificado de Rodríguez Raising (2010).	39
Figura 12. Mapa geológico del distrito carbonífero de Río Turbio (Malumíán <i>et al.</i> , 2000). Modificado de Rodríguez Raising (2010) para señalar las secciones de Hünicken (1955).	40
Figura 13. Ábaco para el cálculo del error cometido en el proceso de conteo en función del número de puntos contabilizados y del porcentaje del componente analizado. Modificado de Van der Plas y Tobi (1965) y Arribas (2010).	43
Figura 14. Representación esquemática de los criterios del método de conteo modal Gazzi-Dickinson. Modificado de Arribas (2010).	44
Figura 15. Diagramas ternarios que muestran la relación entre la composición de las areniscas y el ambiente tectónico de proveniencia. Modificado de Dickinson <i>et al.</i> (1983).	49
Figura 16. Diagramas ternarios de proveniencia tectónica. Modificado de Dickinson (1985).....	50
Figura 17. Imágenes satelitales (Landsat/Copernicus) del software Google Earth.	55
Figura 18. Ubicación de las secciones menores y panorámicas del Chorrillo de La Barranca, Barranca de Teresa y Pampa Tiburón.	56
Figura 19. Simbología utilizada en este trabajo.	59
Figura 20. Panorámicas aguas abajo del chorrillo en estudio. La ubicación de las fotografías es mostrada por la Figura 18.	62
Figura 21. Columna estratigráfica de la transecta Chorrillo de La Barranca – Pampa Tiburón. Escala 1:1.150.	63
Figura 22. Columna estratigráfica de la transecta Chorrillo Las Flores. Escala 1:1.150.	64
Figura 23. Imágenes del contacto discordante/paraconcordante entre las formaciones Dorotea y Man Aike.	67

Figura 24. Atributos de campo en la porción cuspidal de la Fm. Dorotea.....	68
Figura 25. Columna estratigráfica 1:275, que refleja los primeros 44 m de sección. El contacto entre las formaciones Dorotea y Man Aike se ubica a la altura de los 41,8 m de sección.	69
Figura 26. Vista de la parte media-baja del Chorrillo de La Barranca, aguas arriba. En este lugar se levantó S2, para complementar la sucesión sedimentaria cubierta por derrubios en S1.	71
Figura 27. Imágenes de la porción inferior de la Fm. Man Aike (o Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio).....	72
Figura 28. Columna estratigráfica 1:275, que refleja la altura estratigráfica entre los 45 y 89 m de sección. Todo el tramo corresponde a la Formación Man Aike/ Miembro Inferior de la Formación Río Turbio.	73
Figura 29. Afloramiento de la Fm. Man Aike (o Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio). Corresponde al mismo afloramiento estudiado por Le Roux <i>et al.</i> (2010). En la última cornisa se encuentra el horizonte glauconítico que marca el inicio del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio.	75
Figura 30. Imágenes de la porción media de la Fm. Man Aike (o Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio).	76
Figura 31. Columna estratigráfica 1:275, que refleja la altura estratigráfica entre los 89 y 136 m de sección. Todo el tramo corresponde a la Formación Man Aike/ Miembro Inferior de la Formación Río Turbio..	77
Figura 32. Características de campo de la porción superior de la Fm. Man Aike (o Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio)..	79
Figura 33. Columna estratigráfica 1:275, que refleja la altura estratigráfica entre los 136 y 182 m de sección. El contacto entre la Formación Man Aike y el Miembro Superior de la Formación Río Turbio se ubica a la altura de los 150,6 m de sección.....	80
Figura 34. Imágenes del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio.	84
Figura 35. Atributos de campo en el techo de la sección estratigráfica (Miembro Superior de la Fm. Río Turbio).....	85
Figura 36. Columna estratigráfica 1:275, que refleja la parte superior de la sección en estudio dentro de Pampa Tiburón (altura estratigráfica entre los 183 y 223,6 m de sección). Todo el tramo corresponde al Miembro Superior de la Formación Río Turbio.	86
Figura 37. Atributos de campo de la primera parte de la columna estratigráfica del Chorrillo Las Flores, correspondiente a la Fm. Man Aike.	88
Figura 38. Primera parte de la columna estratigráfica del Chorrillo Las Flores, correspondiente a la Fm. Man Aike. Escala 1:275.....	89
Figura 39. Atributos de campo de la segunda parte de la columna estratigráfica del Chorrillo Las Flores, correspondiente a la Fm. Man Aike.....	91
Figura 40. Segunda parte de la columna estratigráfica del Chorrillo Las Flores, correspondiente a la Fm. Man Aike. Escala 1:275.....	92
Figura 41. Ambientes sedimentarios para las unidades paleógenas. El caso deltaico se basa en pág. 300-301 de Boggs (2006) y pág. 185 de Nichols (2009). El caso estuarino se basa en el modelo de Dalrymple <i>et al.</i> (2010).	112
Figura 42. Diagramas ternarios de Folk <i>et al.</i> (1970).....	116
Figura 43. Imágenes de las láminas delgadas de la Fm. Dorotea (parte cuspidal), tomadas en nícoles paralelo (N/) y cruzado (NX)..	121
Figura 44. Imágenes de las láminas delgadas de la Fm. Man Aike (Fm. Río Turbio Mbr. Inferior), tomadas en nícoles paralelo (N/) y cruzado (NX)..	126
Figura 45. Imágenes de las láminas delgadas de la Fm. Man Aike (Fm. Río Turbio Mbr. Inferior), tomadas en nícoles paralelo (N/) y cruzado (NX)..	127
Figura 46. Imágenes de las láminas delgadas del Mbr. Superior de la Fm. Río Turbio, tomadas en nícoles paralelo (N/) y cruzado (NX).....	132

Figura 47. Imágenes de las láminas delgadas del Mbr. Superior de la Fm. Río Turbio, tomadas en nícoles paralelo (N/) y cruzado (NX).....	133
Figura 48. Perfiles petrológicos que muestran la tendencia composicional de cada unidad. Estos fueron realizados en base a las descripciones macroscópicas.	135
Figura 49. Perfiles petrográficos que reflejan las variaciones composicionales de las unidades en función de la altura estratigráfica.....	136
Figura 50. Diagrama QmPK. Nótese que las muestras se encuentran enumeradas de base a techo y con su respectiva altura estratigráfica (A.E.).....	139
Figura 51. Diagrama QpLvmLsm. Nótese que las muestras se encuentran enumeradas de base a techo y con su respectiva altura estratigráfica (A.E.).....	140
Figura 52. Diagrama QtFL. Nótese que las muestras se encuentran enumeradas de base a techo y con su respectiva altura estratigráfica (A.E.)..	141
Figura 53. Diagrama QmFLt. Nótese que las muestras se encuentran enumeradas de base a techo y con su respectiva altura estratigráfica (A.E.).....	142
Figura 54. Correlación estratigráfica entre el presente trabajo en Estancia 3R y el estudio de Le Roux <i>et al.</i> (2010). Las líneas rojas representan el límite sugerido para las unidades dentro de Le Roux <i>et al.</i> (2010). Nótese que la posición estratigráfica de la edad U-Pb de Le Roux (2012) sale publicada en el trabajo de Otero <i>et al.</i> (2013).	148
Figura 55. Variaciones laterales de las facies sedimentarias en la transecta noroeste-sureste de Sierra Baguales. La segunda sección estratigráfica del Chorrillo Las Flores corresponde al trabajo de Ugalde (2014). Las edades U-Pb son extraídas de Otero <i>et al.</i> (2013) y George <i>et al.</i> (2019). La información de la lcnofacies de <i>Glossifungites</i> se encuentra publicada en Le Roux <i>et al.</i> (2010) y Ugalde (2014).	151
Figura 56. Ambientes tectónicos de proveniencia sedimentaria sugeridos para las Fms. Dorotea y Calafate.....	154
Figura 57. Actividad tectónica y proveniencia sedimentaria inferida de datos geocronológicos en la cúspide de la Fm. Dorotea y base de la Fm. Man Aike. La información geocronológica deriva de George <i>et al.</i> (2019).	155
Figura 58. Ambientes tectónicos de proveniencia sedimentaria sugeridos para las Fms. Man Aike y Río Turbio. Información petrográfica extraída de Soto (2019), Leonard <i>et al.</i> (2020) y este trabajo.....	159
Figura 59. Actividad tectónica y proveniencia sedimentaria inferida de datos geocronológicos en las unidades cenozoicas. La información geocronológica deriva de Fosdick <i>et al.</i> (2015b; 2020).	160
Figura 60. Actividad relativa de la faja plegada y corrida Patagónica en base a un recopilatorio de datos geocronológicos U-Pb. La información geocronológica deriva de los trabajos de Fosdick <i>et al.</i> (2015b), Gutiérrez <i>et al.</i> (2017), Sickmann <i>et al.</i> (2018), George <i>et al.</i> (2019) y Fosdick <i>et al.</i> (2020).....	161
Figura 61. Correlación estratigráfica entre el sur del Lago Argentino y Sierra Baguales. Los perfiles utilizados provienen del trabajo de Casadío <i>et al.</i> (2009) o Rodríguez Raising (2010).	165
Figura 62. Correlación estratigráfica entre las áreas de Río Turbio y Sierra Baguales. Nótese que la posición de cada secuencia estratigráfica dentro de los perfiles de Hünicken (1955) fue estimada en base a las descripciones y correlaciones propuestas por Rodríguez Raising (2010).	171
Figura 63. Variaciones eustáticas durante la depositación de las unidades de antepaís en el paralelo de los 51°S. La información del nivel del mar global deriva de Miller <i>et al.</i> (2005). Tasas de convergencia entre las placas de Fénix/Aluk, Farallón y Antártica contra la placa Sudamericana para los 49°S, de Sdrolías y Müller (2006) y Somoza y Ghidella (2012). La actividad de la faja plegada y corrida Patagónica se encuentra documentada en Kraemer <i>et al.</i> (2002) y Fosdick <i>et al.</i> (2011).....	176

Índice de tablas

Tabla 1. Parámetros de los granos. Modificado de Ingersoll <i>et al.</i> (1984).	44
Tabla 2. Relación entre la composición de las areniscas y la proveniencia tectónica. Modificado de Dickinson (1985).	48
Tabla 3. Escala de intensidad de la bioturbación, diseñada para permitir la comparación entre depósitos de diferentes lugares. Modificado de Drosser y Bottjer (1986 en pág. 176 de Nichols, 2009).	53
Tabla 4. Coordenadas geográficas de las 7 secciones menores levantadas en la transecta Chorrillo de La Barranca – Pampa Tiburón.	54
Tabla 5. Análisis e interpretación de facies.	94
Tabla 6. Criterios para la identificación y diferenciación de glauconita autóctona y alóctona. Modificado de Amorosi (1997).	113
Tabla 7. Clasificación textural y composicional de las muestras según la nomenclatura de Folk <i>et al.</i> (1970). Nótese que en la clasificación textural se adiciona el tamaño de grano.	115
Tabla 8. Puntos contados con el método Gazzi-Dickinson.	138
Tabla 9. Porcentajes de los componentes detríticos de cada diagrama ternario de Dickinson <i>et al.</i> (1983).....	138

Capítulo 1

Presentación del estudio

1.1. Introducción

La Cuenca de Magallanes, situada en la Patagonia Austral, presenta uno de los registros geológicos más continuos de Sudamérica. Este registro geológico es, a su vez, uno de los ejemplos más prominentes de acoplamiento entre procesos de subducción y eventos climáticos, magmáticos, deformacionales y sedimentarios (Ghiglione *et al.*, 2016). En Chile, gran parte de la estratigrafía cenozoica de esta cuenca de antepaís se encuentra restringida a los alrededores del límite internacional con Argentina. Como consecuencia, la estratigrafía presente en Sierra Baguales (Provincia de Última Esperanza) corresponde a la continuidad geográfica de las unidades encontradas en la Provincia de Santa Cruz, Argentina. No obstante, en Sierra Baguales no se ha podido determinar un consenso acerca de las distribuciones espacio-temporales y las relaciones de contacto de las unidades paleógenas.

El primer estudio geográfico y geológico formal de la región es publicado por Hauthal (1898 en Brandmayr, 1945), abarcando el área comprendida entre Lago Argentino y el Seno Última Esperanza (Rodríguez Raising, 2010; Ugalde, 2014). Sin embargo, no fue hasta la década de los 50, con las definiciones de las formaciones Río Baguales y Las Flores (Cecioni, 1957; Hoffstetter *et al.*, 1957), que comenzaron a nombrarse unidades litoestratigráficas dentro del área de Sierra Baguales. A través de los años, las inconsistencias e inadecuadas descripciones han conllevado al descarte de estas unidades, ya sea por prioridades nomenclaturales (Bostelmann *et al.*, 2013) o debido a que no cumplen los estándares para ser categorizadas como formaciones (Ugalde, 2014).

En la última década se han realizado una serie de trabajos que buscan redefinir los límites estratigráficos de la sucesión cenozoica dentro del área de Sierra Baguales (e.g. Bostelmann *et al.*, 2013; Gutiérrez *et al.*, 2013; Ugalde, 2014; Gutiérrez *et al.*, 2017; Ugalde *et al.*, 2018). Estos trabajos se encargan de estudiar aspectos fosilíferos, litológicos y cronoestratigráficos, como también promover posibles correlaciones estratigráficas a escala local y regional. Así, de este modo, buscan llegar a un consenso respecto a la nomenclatura y continuidad geográfica de las unidades a través del límite internacional.

El presente trabajo se enmarca con este mismo propósito, pero se enfoca principalmente en el estudio de las unidades eocenas conocidas históricamente como las formaciones Man Aike y Río Turbio, en las áreas de Lago Argentino y Río Turbio, respectivamente. En particular, se busca conocer los límites estratigráficos que definen a cada una de las unidades, como también sus respectivos ambientes tectónicos de proveniencia sedimentaria. De esta manera, en base a estudios estratigráficos, petrográficos y sedimentológicos, se espera comprender los procesos sedimentarios que están vinculados a la evolución de los Andes Patagónicos Australes durante el Paleógeno.

1.2. Ubicación y zona de estudio

Sierra Baguales se encuentra en el extremo nororiental de la Provincia de Última Esperanza, Región de Magallanes y de la Antártica Chilena, Chile, aproximadamente a 120 kilómetros al noreste de la ciudad de Puerto Natales. El acceso a la zona de estudio desde esta última localidad se hace mediante la Ruta 9 (Figura 1). Específicamente, el trabajo se concentró al norte de la Estancia 3R (Figura 2) y en los alrededores del Puesto Las Flores.

El área de estudio se caracteriza por un clima de estepa fría donde las masas de aire originadas por el frente polar llegan con poco contenido de humedad después de atravesar las cumbres cordilleranas del occidente (García *et al.*, 2015; Araos *et al.*, 2018). De esta manera, las precipitaciones se concentran en la porción occidental, cercana a los Campos de Hielo Sur de la Patagonia, con precipitaciones anuales de 10.000 mm (Garreaud, 2007). Mientras que, en la porción oriental, el clima se vuelve árido con precipitaciones anuales que no superan los 200 mm en Lago Argentino (Strelin *et al.*, 2011). Del mismo modo, al sur de Sierra Baguales, se registran precipitaciones anuales de 650 mm desde una estación meteorológica (< 100 m de altitud) en Torres del Paine (Peña y Gutiérrez, 1992; Araos, 2016).

Esta área es drenada principalmente por el Río Baguales, ubicado a los 50°44'S y 72°24' O, y comprende parte de las estribaciones de los Andes Surpatagónicos (Araos *et al.*, 2018). A la altura de la Estancia La Cumbre este río converge con el Río Bandurrias, de orientación NO-SE (Figura 2). Estos valles post-glaciales presentan, principalmente, una morfología de praderas suaves (Strelin *et al.*, 2011). Sin embargo, las cumbres más prominentes de Sierra Baguales alcanzan alturas máximas de 1.800 m.s.n.m., exhibiendo morfologías aserradas con amplios circos glaciales, resultantes de las glaciaciones de estilo alpina que afectaron al área de estudio (Strelin *et al.*, 2011; Araos, 2016; Araos *et al.*, 2018).

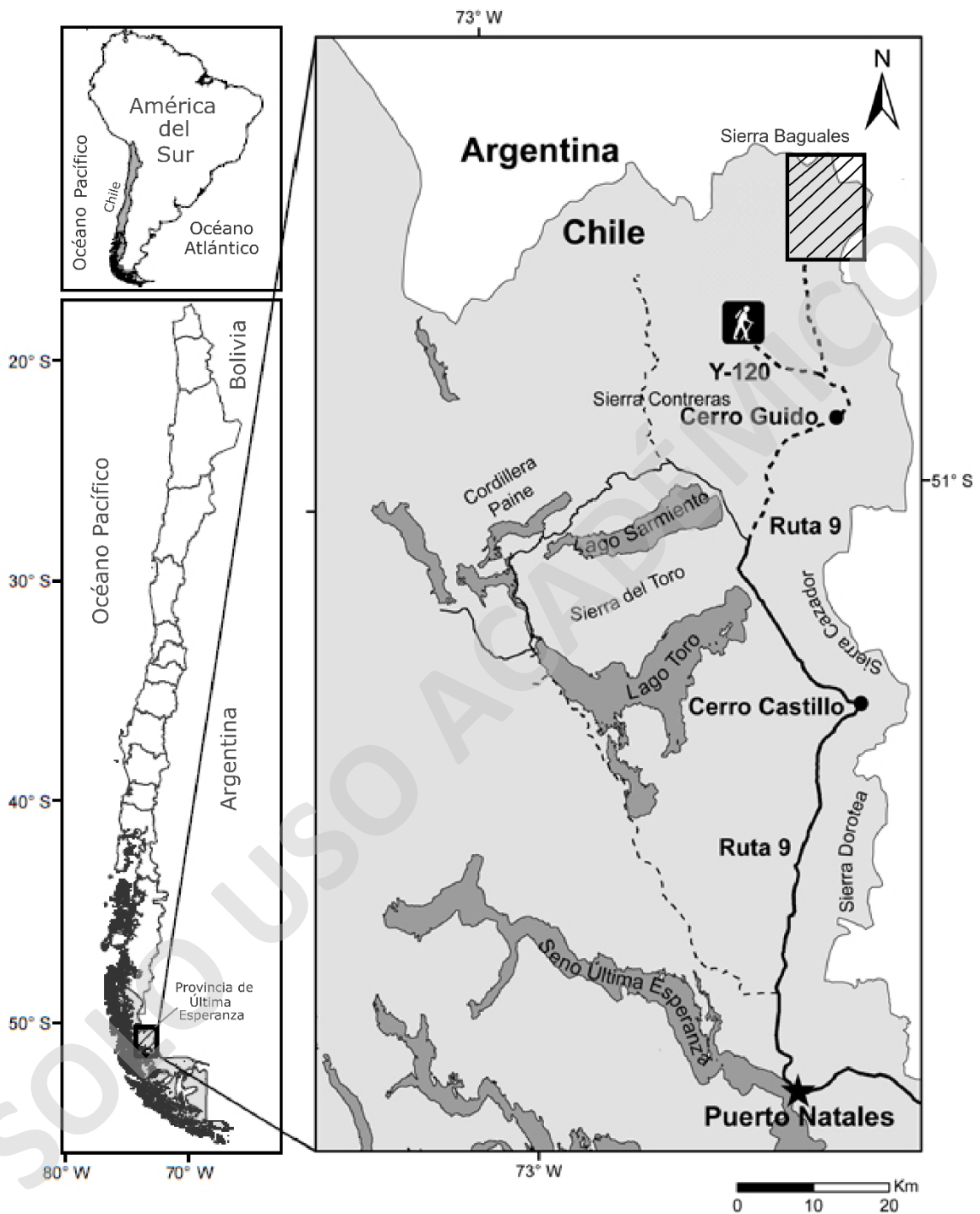


FIGURA 1. MAPA Y VÍAS DE ACCESO A LA ZONA DE ESTUDIO. EL CUADRO ENCIERRA EL ÁREA DE ESTUDIO (SIERRA BAGUALES). MODIFICADO DE GONZÁLEZ (2015).

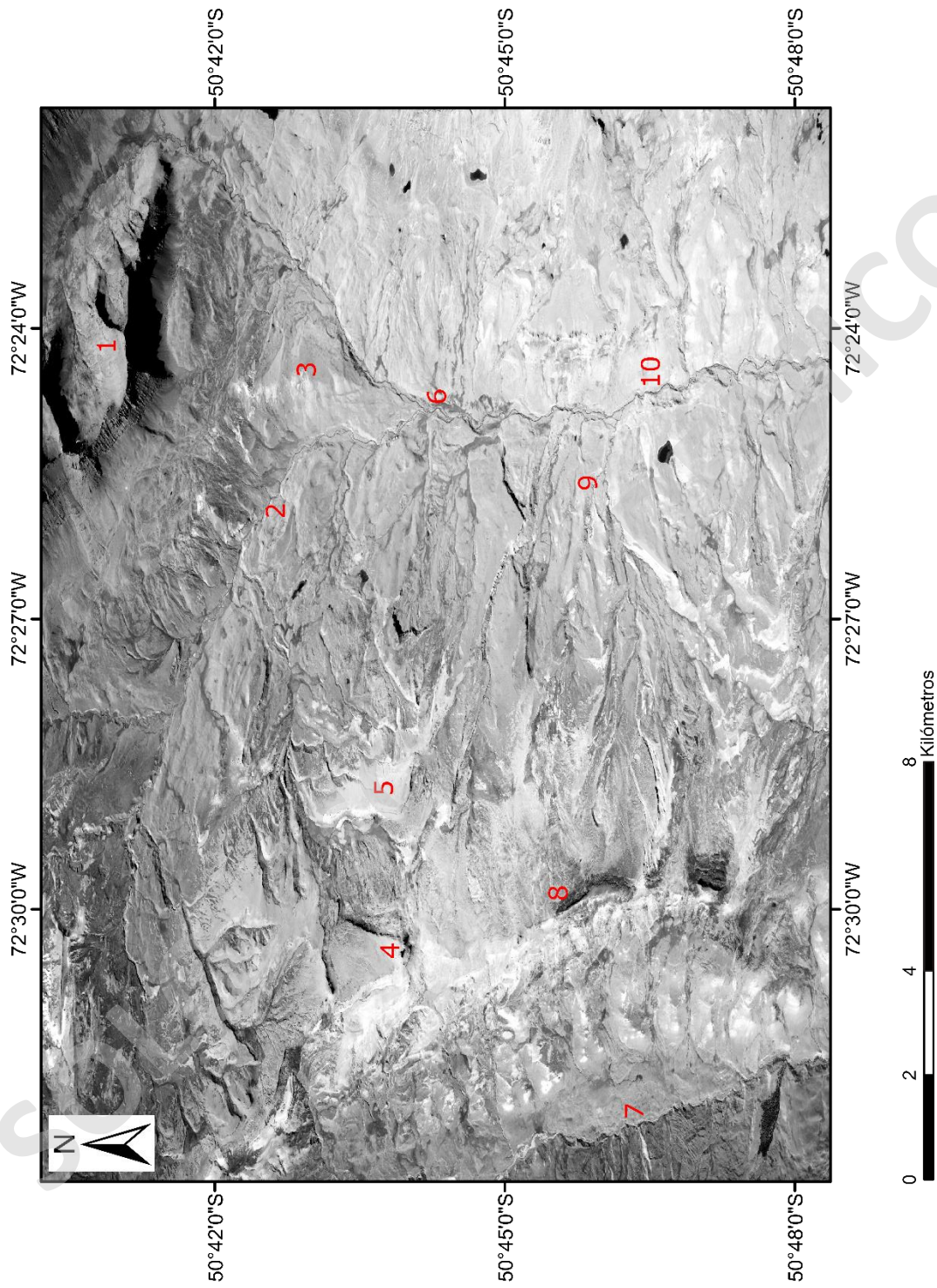


FIGURA 2. FOTOGRAFÍA AÉREA DEL SERVICIO AEROFOTOGRAMÉTRICO (SAF), CAPTADA EN 1998 A UNA ESCALA DE 1:70.000 E IDENTIFICADA CON EL NÚMERO DE SERIE 012015. EN ELLA, SE PRESENTA EL ÁREA DE SIERRA BAGUALES CON SU RESPECTIVA TOPONIMIA. 1: CERRO CONO, 2: RÍO BANDURRIAS, 3: MORRO BAYO, 4: LAS TETAS DE LAS CHINAS, 5: PAMPA TIBURÓN, 6: ESTANCIA LA CUMBRE, 7: RÍO LAS CHINAS, 8: CERRO DONOSO, 9: ESTANCIA 3R Y 10: RÍO BAGUALES.

Capítulo 2

Marco geológico regional

2.1. Unidades morfoestructurales

Actualmente, en la Patagonia Austral existen diversas configuraciones subductantes debajo de la placa Sudamericana. En particular, a la altura de la Península de Taitao (47°S), se encuentra el punto triple que separa las placas de Nazca, Antártica y Sudamericana, convirtiendo a este lugar en el límite entre dos dinámicas de subducción distintas debajo de la misma placa Sudamericana (Pankhurst y Hervé, 2007) (Figura 3).

Como resultado, se desarrollan tres dominios morfoestructurales relevantes: (1) Archipiélago Patagónico, (2) Cordillera Patagónica y (3) Cuenca de Magallanes o Austral (Natland *et al.*, 1974).

El Archipiélago Patagónico presenta abundantes canales, senos, islas y penínsulas a lo largo de la costa pacífica, extendiéndose de una manera relativamente continua hasta el Cabo de Hornos (Andrade, 1991). Se caracteriza por corresponder a la continuación austral de la Cordillera de la Costa (Natland *et al.*, 1974). El relieve en esta zona se encuentra moldeado intensamente por los hielos y las adversas y rigurosas condiciones climáticas (Andrade, 1991).

La Cordillera Patagónica (o los Andes Patagónicos) corresponden al accidente orográfico más prominente en la región. Se sitúa al este de la unidad anterior, con una orientación norte-sur que cambia al sur de los 52°S volviéndose noroeste-sureste (Natland *et al.*, 1974). La unidad alcanza una altitud promedio de 2500 m.s.n.m., la cual va disminuyendo hacia el sur a medida que se adentra en el mar (Malumián *et al.*, 2013). La acción glacial ha sido el factor fundamental del moldeamiento de su morfología (Andrade, 1991).

La Cuenca de Magallanes (utilizada en Chile) o Austral (utilizada en Argentina) se extiende inmediatamente al este de la Cordillera Patagónica, abarcando una superficie de 230.000 km², con una longitud de 700 km y un ancho máximo de 370 km hasta el Océano Atlántico. Los límites orientales de la cuenca se encuentran definidos por la presencia del Arco Río Chico-Dungeness y su transición con la Cuenca de las Malvinas (Malumián *et al.*, 2013) (Figura 3).

2.2. Estructura de los Andes Patagónicos

La estructura de los Andes Patagónicos ha sido dividida en tres zonas morfoestructónicas, descritas de oeste a este como: el dominio del basamento (deformación frágil de piel gruesa), el dominio interno de la faja plegada y corrida (deformación dúctil de piel fina) y el dominio externo de la faja plegada y corrida (Kraemer, 1998; Ghiglione *et al.*, 2009; 2016).

El dominio del basamento incluye las rocas metamórficas paleozoicas y los depósitos sin-rift del Jurásico Superior. Toda esta secuencia es intruida por rocas de arco magmático calco-alcalinas del Batolito Patagónico (Hervé *et al.*, 2007; Calderón *et al.*, 2007). Las rocas del Jurásico Superior forman afloramientos alargados con orientaciones N a NNE que representan la inversión de un importante depocentro extensional, el cual se cabalga hacia el este sobre la faja plegada y corrida (Ghiglione *et al.*, 2009). En este sector hay alzamiento por retrocorrimientos con vergencia hacia el oeste que reducen el espesor de los depósitos sin-rift jurásicos hacia el este (Figura 4), indicando la inversión total de un depocentro extensional a lo largo del margen oeste (Kraemer, 1998; Ghiglione *et al.*, 2016).

El dominio interno de la faja plegada y corrida está compuesto por estructuras dúctiles caracterizadas por cabalgamientos, pliegues y retrocorrimientos con ejes orientados N-S. Los paquetes estructurales involucrados son principalmente la secuencia de antepaís del Cretácico Inferior y Superior (Kraemer, 1998). El dominio interno presenta fuertes variaciones en el ancho, a lo largo de su rumbo, que toman lugar en discretas zonas de transición E-W (Ghiglione *et al.*, 2009), especialmente notorias en la costa sur de Lago Argentino (Figura 4C). En el sector norte de la cuenca, el dominio interno desaparece, siendo reemplazado por una 'zona triangular' donde el basamento paleozoico interactúa directamente con el dominio externo de la faja plegada y corrida (Ramos, 1989; Ghiglione *et al.*, 2016) (Figura 4A).

El dominio externo (deformación de piel fina) de la faja plegada y corrida involucra las secuencias del Cretácico Superior al Mioceno (Kraemer, 1998). Estas son cabalgadas con una vergencia hacia el oeste, formando un monoclinial frontal, mientras que los pliegues y cabalgamientos de piel fina con vergencia hacia el este son desarrollados en el borde oriental (Ghiglione *et al.*, 2016). El estilo estructural del dominio externo genera un monoclinial y a su vez una 'zona triangular', donde las secuencias maastrichtianas-cenozoicas son cabalgadas al oeste sobre una capa acuñada del Cretácico Superior (Ghiglione *et al.*, 2009) (Figura 4A).

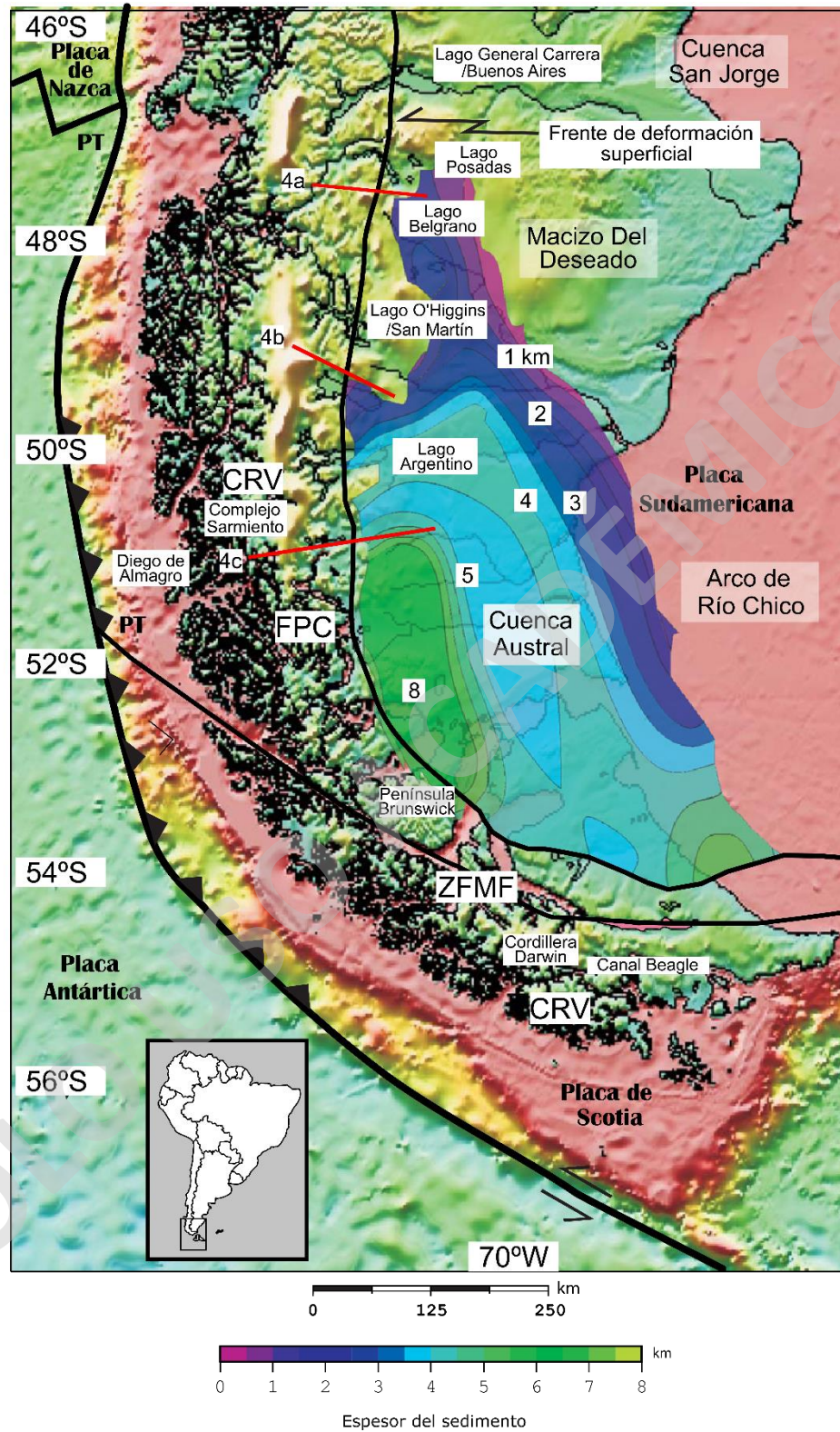


FIGURA 3. EXTENSIÓN DE LA CUENCA DE MAGALLANES DENTRO DE LA PATAGONIA AUSTRAL. NÓTESE QUE EL MAYOR ESPESOR DE LOS SEDIMENTOS DE ANTEPAÍS SE CONCENTRA EN LOS ALREDEDORES DE LA PENÍNSULA DE BRUNSWICK. FPC: FAJA PLEGADA Y CORRIDA; CRV: CUENCA DE ROCAS VERDES; PT: PUNTO TRIPLE; ZFMF: ZONA DE FALLA DE MAGALLANES-FAGNANO. MODIFICADO DE GHIGLIONE *ET AL.* (2016).

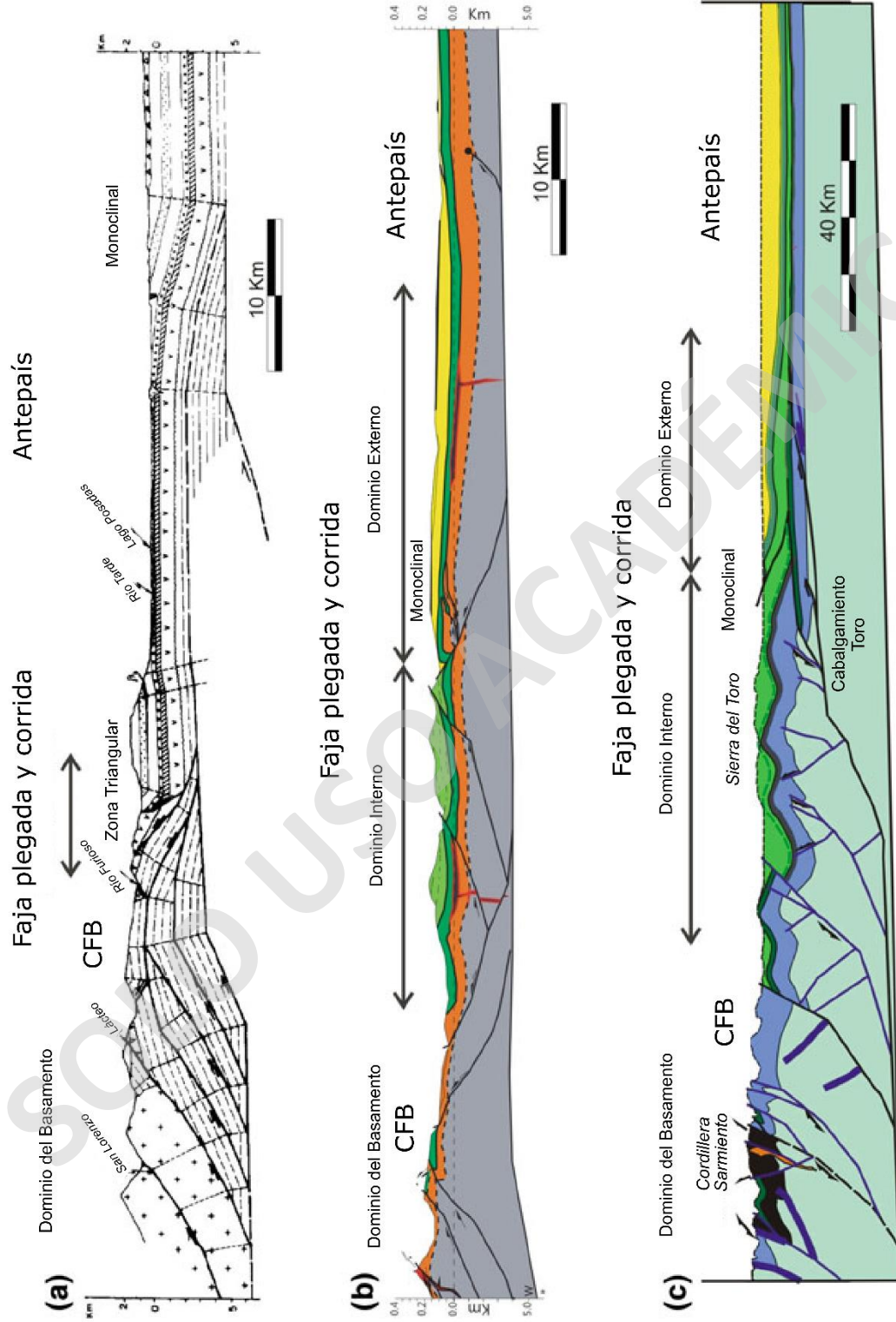


FIGURA 4. SECCIONES ESTRUCTURALES QUE MUESTRAN COMO VARIAN LOS DOMINIOS MORFOTECTÓNICOS DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA PATAGÓNICA RESPECTO A SU LATITUD. LA UBICACIÓN DE LAS SECCIONES SE MUESTRA EN LA FIGURA 3. A: LAGOS BELGRANO-POSADAS, B: LAGO VIEDMA Y C: ÚLTIMA ESPERANZA. CFB: CABALGAMIENTO TORO. MODIFICADO DE GHIGLIONE ET AL. (2016).

2.3. Evolución geotectónica

Generalmente, la evolución de la Patagonia Austral se divide en dos regímenes tectónicos distintos. Un régimen extensivo durante el Jurásico Medio al Cretácico Inferior caracterizado por la apertura de cuencas extensionales (e.g. Cuenca de Rocas Verdes) y un extenso volcanismo bimodal, que culminó con una subsidencia térmica y posterior transgresión marina a inicios del Cretácico (Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008). Por otro lado, el régimen compresivo comenzó a desarrollarse paulatinamente a finales del Cretácico Inferior, dando origen a los Andes Patagónicos y a la Cuenca de Magallanes (Charrier *et al.*, 2007; Malkowski *et al.*, 2016). Dentro de este nuevo contexto tectónico se destaca el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes en el Cretácico Superior, la colisión de la dorsal oceánica Farallón-Fénix/Aluk en el Paleógeno y la subducción de la dorsal oceánica de Chile durante el Mioceno (Ghiglione *et al.*, 2016) (Figura 5).

2.3.1. Régimen extensivo

Durante el Jurásico Medio-Superior, la Patagonia austral experimentó una continua atenuación cortical producto del considerable ascenso diapírico del manto, el cual causó el desmembramiento de Gondwana y culminaría con la apertura del Océano Atlántico (Dalziel *et al.*, 1974; Dalziel, 1981; Charrier *et al.*, 2007; Malkowski *et al.*, 2016).

En sus inicios, el régimen extensivo provocó la apertura de diversos sistemas de rift, de orientación noroeste-sureste, contemporáneos a un extenso volcanismo félsico derivado de la anatexia cortical (Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008). La orientación generalizada de estas cuencas sugeriría un control heredado por fallas preexistentes en el basamento Permo-Triásico y/o Paleozoico (Charrier *et al.*, 2007). Al mismo tiempo, la Patagonia Austral era cubierta por extensos mantos de ignimbritas riolíticas pertenecientes a la provincia ácida de Chon-Aike (Bruhn *et al.*, 1978; Kay *et al.*, 1989; Mpodozis y Ramos, 2008). Esta enorme provincia magmática exhibe un claro diacronismo entre el volcanismo Jurásico Medio de la Patagonia extra-Andina y el volcanismo Jurásico Superior de la Cordillera Andina, mostrando una disminución regular de edades desde el ENE (187 Ma) al OSO (144 Ma) a lo largo de 650 km (Pankhurst *et al.*, 2000). En la Patagonia extra-Andina, específicamente en los macizos Norpatagónico y El Deseado, se halla representada por las formaciones Marifil y Chon Aike (Ghiglione *et al.*, 2016; Malkowski *et al.*, 2017). Mientras que en la porción suroeste se encuentra representada en Argentina por la Formación El Quemado (Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008; Ghiglione *et al.*, 2016) y en Chile por la Formación Tobífera (Thomas, 1949), engranando lateralmente con los

complejos ofiolíticos de Sarmiento (51°S y 52°S) y Tortuga (55°S), relictos de la Cuenca de Rocas Verdes (Dalziel, 1981; Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008).

La Cuenca de Rocas Verdes se formó al sur de los 50°S y representa un caso extremo de extensión que progresó hasta la ruptura de la corteza continental y la generación de nueva corteza oceánica, documentada en los incompletos complejos ofiolíticos anteriormente mencionados (Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008). Dalziel (1981) sugiere que la cuenca alcanzó los 50 km de ancho en su límite norte y superó los 100 km de ancho en la Isla Grande de Tierra del Fuego. Por otra parte, dataciones radiométricas de U-Pb (Mukasa y Dalziel, 1996; Calderón *et al.*, 2007) indican que la apertura de la cuenca ocurrió durante los 152 y 142 Ma, estando asociada a un magmatismo bimodal (Charrier *et al.*, 2007). Tradicionalmente, esta cuenca ha sido interpretada como una cuenca marginal de trasarco, derivado de un sistema de subducción inclinado hacia el este en el margen pacífico durante el Jurásico Superior (Dalziel, 1981). Sin embargo, hasta la fecha sigue siendo un aspecto controversial si corresponde a una cuenca marginal de trasarco o una cuenca de rift abortada (Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008; Malkowski *et al.*, 2017).

La fase de rifting y ruptura que dio origen a la Cuenca de Rocas Verdes culminó en una etapa de subsidencia térmica y transgresión marina en el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Charrier *et al.*, 2007; Ghiglione *et al.*, 2016). Esto resultó en una acumulación del cortejo sedimentario marino constituido por las areniscas transgresivas de la Formación Springhill y las lutitas negras ricas en materia orgánica de las formaciones Zapata (en Chile) y Río Mayer (en Argentina), las cuales constituyen el principal reservorio y roca madre de hidrocarburos de la Cuenca Austral (Katz, 1963; Wilson, 1991; Mpodozis y Ramos, 2008; Ghiglione *et al.*, 2016). De esta misma manera, la sedimentación y subsidencia continuaron a lo largo de 20 Ma antes de que comenzara la sedimentación de la cuenca de antepaís (Fildani y Hessler, 2005; Calderón *et al.*, 2007; Fosdick *et al.*, 2011).

2.3.2. Régimen compresivo

A finales del Cretácico Inferior comenzó una inversión tectónica marcada por el acortamiento inicial de la faja plegada y corrida Patagónica, el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes y la temprana subsidencia por flexión de la Cuenca Austral-Magallanes (Natland *et al.*, 1974; Wilson, 1991; Fildani *et al.*, 2003; Fosdick *et al.*, 2013; George *et al.*, 2019). Posiblemente, la transición en el régimen tectónico se debió a una acelerada tasa de convergencia en el margen

Pacífico, sumado a un incremento en las tasas de expansión del Océano Atlántico Sur (Dalziel, 1981; Fosdick *et al.*, 2011; Ghiglione *et al.*, 2016).

La arquitectura heredada de la Cuenca de Rocas Verdes influyó en la configuración inicial de la Cuenca de Magallanes (Fildani y Hessler, 2005; Malkowski *et al.*, 2016). Una litosfera más rígida y menos atenuada en el norte sería la causa de una profundización de la cuenca hacia el sur, con una pendiente deposicional inclinada en esta misma dirección, paralela al eje de la cuenca (Wilson, 1991; Romans *et al.*, 2009; Fosdick *et al.*, 2015a; Ghiglione *et al.*, 2016). A su vez, esto condicionó una subsidencia diacrónica hacia el sur de la cuenca de antepaís, cuya aparición comenzó a los 115 Ma en los 48°S y a los 89 Ma en la latitud de los 55°S (Malkowski *et al.*, 2017). La parte occidental de la cuenca, adyacente a la faja plegada y corrida Patagónica, se vio notablemente afectada por la carga tectónica y una corteza continental atenuada, induciendo una intensa subsidencia por flexión que sería responsable de la sedimentación marino-profunda que depositaría más de 5000 m de espesor en la Provincia de Última Esperanza (Wilson, 1991; Fosdick *et al.*, 2011). La Formación Cerro Toro representa el clímax de la sedimentación marino-profunda, con sobre 2000 m de espesor de secuencias ricas en lutitas (Katz, 1963; Crane y Lowe, 2008; Ghiglione *et al.*, 2016). La depositación a lo largo del Cretácico Superior se caracteriza tanto por una progradación hacia el sur como también una somerización de los depósitos marino-profundos a depósitos de talud y deltaicos representados por las formaciones Tres Pasos y Dorotea, respectivamente (Romans *et al.*, 2009; Schwartz y Graham, 2015; Daniels *et al.*, 2017; Gutiérrez *et al.*, 2017). Edades de U-Pb (George *et al.*, 2019) sugieren que la depositación marino-somera de la Formación Dorotea se extendió hasta inicios del Paleoceno Inferior.

A partir del Paleoceno Inferior se pierde la continuidad del registro geológico, expresado en una disconformidad entre las formaciones Dorotea/Cerro Dorotea y Man Aike/Río Turbio que representa un hiato estratigráfico de ~ 20 Ma (Malumián y Caramés, 1997; Marensi *et al.*, 2002; George *et al.*, 2019; Manríquez *et al.*, 2019). Históricamente, ha sido asociada al alzamiento y posterior erosión de la parte interna de la faja plegada y corrida Patagónica durante el Paleógeno (Malumián *et al.*, 2000; Fosdick *et al.*, 2011; Fosdick *et al.*, 2015a; Ghiglione *et al.*, 2016). Fosdick *et al.* (2015a), mediante datos de trazas de fisión en apatito, sugirieron que se necesitaron enormes tasas de sedimentación (~ 0,3-0,5 mm/año) y erosión (~ 0,5-2,7 mm/año) entre los 70 y 54-46 Ma, respectivamente, para crear una sobrecarga sedimentaria de al menos 5 km de espesor, capaz de alcanzar las temperaturas de enterramiento de la Fm. Dorotea (164-180°C), previas a la depositación de las formaciones Man Aike y Río Turbio durante el Eoceno Medio.

Estas elevadas tasas de sedimentación y erosión son típicas de cinturones orogénicos activos (e.g. Einsele *et al.*, 1996). Sin embargo, datos de reflectancia de vitrinita (Fosdick *et al.*, 2015a; George *et al.*, 2019) sugieren una remoción limitada de la sobrecarga sedimentaria durante la génesis de la inconformidad, siendo asociada principalmente a la colisión de la dorsal sísmica de Farallón-Fénix/Alux (y posterior desarrollo de una ventana astenosférica), al cese del acortamiento y rebote isostático del antepaís y a una somerización del slab durante la primera parte del Paleógeno (George *et al.*, 2019).

En el Eoceno Medio-Superior las formaciones Río Turbio y Man Aike representan la depositación de ambientes marino-someros a estuarinos, al este de la faja plegada y corrida Patagónica (Malumián y Caramés, 1997; Casadío *et al.*, 2009; Rodríguez Raising, 2010). La sedimentación de estas unidades sugiere una continuidad del aporte sedimentario proveniente de las fuentes andinas desde el Cretácico Superior (Fosdick *et al.*, 2015a; Manríquez *et al.*, 2019; George *et al.*, 2019). Sin embargo, estudios locales como Le Roux *et al.* (2010), Pearson *et al.* (2012) y Gutiérrez *et al.* (2017), sugieren que el aporte de sedimentos provendría del noreste pudiendo asociarse a un alto topográfico situado al este de la región de antepaís, como el bulbo anterior. En particular, una sedimentación de grano grueso caracteriza al Miembro Inferior de la Formación Río Turbio, correlacionable con la Formación Man Aike (Ugalde, 2014), lo que sugeriría una reactivación del frente andino durante el Eoceno Medio (Kraemer *et al.*, 2002; Marensi *et al.*, 2002; Ramos, 2002). Por otro lado, el Miembro Superior de la Formación Río Turbio presenta una sedimentación de grano fino, reflejando un periodo de estabilidad tectónica dentro de la Cuenca de Magallanes caracterizado por el cese de la deformación (Kraemer *et al.*, 2002; Leonard *et al.*, 2020) y bajas tasas de sedimentación (Pearson *et al.*, 2012), que comenzaron en el Eoceno Medio alto y se extendieron durante gran parte del Oligoceno.

A finales del Oligoceno, comienza la depositación del sistema fluvial que daría origen a las formaciones Río Leona/Río Guillermo y que se extendería hasta inicios del Mioceno. Los patrones de dispersión de sedimentos sugieren una consolidación de la proveniencia hacia el este (Fosdick *et al.*, 2015a; Gutiérrez *et al.*, 2017), como resultado de un alzamiento significativo de la faja plegada y corrida Patagónica a los 27 Ma (Fosdick *et al.*, 2011). Marensi *et al.* (2005) describieron un aumento del espesor hacia el sur de la Formación Río Leona, como también una tendencia decreciente hacia los estratos más jóvenes, sugiriendo un incremento paulatino del espacio de acomodación hasta el Mioceno Inferior. Así, esta tendencia finalizaría con la inundación causada por la transgresión marina 'Patagoniense' (Malumián y Caramés, 1997; Marensi *et al.*, 2005; Ghigliione *et al.*, 2016). De esta manera, durante el Mioceno Inferior, ocurre

una extensa depositación marino somera que da origen a la Formación Estancia 25 de Mayo (previamente conocida como Formación Centinela) en Lago Argentino (Cuitiño y Scasso, 2010). Cabe mencionar que estos depósitos coinciden en edad con un nivel eustático bajo (Miller *et al.*, 2005), sugiriendo que la Transgresión Patagónica fue causada por una fuerte subsidencia del piso de la cuenca asociado a la carga tectónica del cinturón andino (Ghiglione *et al.*, 2016).

El ciclo Mioceno finaliza con la Formación Santa Cruz, de origen fluvial. Su evolución transicional desde los depósitos marino-someros es evidenciada por depósitos estuarinos en la base de la unidad (Cuitiño y Scasso, 2010). La unidad se encuentra compuesta por sucesiones granocrecientes que muestran altas tasas agradacionales posiblemente asociadas a una sedimentación sin-orogénica (Ghiglione *et al.*, 2016). El patrón de dispersión de sedimentos muestra un sistema de drenaje que fluye hacia el este y parcialmente al norte (Fosdick *et al.*, 2015a). Esta última dirección sugiere un componente axial en el patrón de dispersión de sedimentos controlado por las altas tasas de subsidencia por flexión en el depocentro (Fosdick *et al.*, 2015a; Ghiglione *et al.*, 2016). Esta subsidencia es asociada a un alzamiento significativo de la faja plegada y corrida Patagónica durante el Mioceno, como resultado de una deformación de piel gruesa vinculada al despegue profundo de fallas en zonas de debilidad dentro del basamento paleozoico (Fosdick *et al.*, 2011).

La colisión de la Dorsal Oceánica de Chile durante el Mioceno, a la altura de los 54°S, generó una ventana astenosférica debajo de la Patagonia Austral, produciendo un extenso magmatismo de Basaltos de Islas Oceánicas (u OIB, por sus siglas en inglés) entre los 10 y 3 Ma (Espinoza *et al.*, 2005; Ghiglione *et al.*, 2016). Esta gran cantidad de material volcánico es conocido en Lago Argentino como Basalto Baguales y Basalto Vizcachas (Nullo *et al.*, 2006), mientras que en la provincia de Última Esperanza es conocida informalmente como el Complejo Ígneo de Sierra Baguales (Gutiérrez *et al.*, 2013; 2017). Al norte (en Lago Posadas) el material volcánico disminuye, sugiriendo que el volcanismo estuvo restringido a la porción sur de la cuenca (Ghiglione *et al.*, 2016).

El rápido alzamiento de los Andes Patagónicos causó una extraordinaria sombra de precipitación en las estribaciones andinas a partir de los 16,5 Ma, de acuerdo con la evidencia tectónica e isotópica (Blisniuk *et al.*, 2005). Resultando en una desertificación de la Patagonia desde el Mioceno Superior-Plioceno, e intensificada por el cambio climático global durante la aparición de las glaciaciones en los Andes Patagónicos (Palazzesi *et al.*, 2014; Ghiglione *et al.*, 2016).

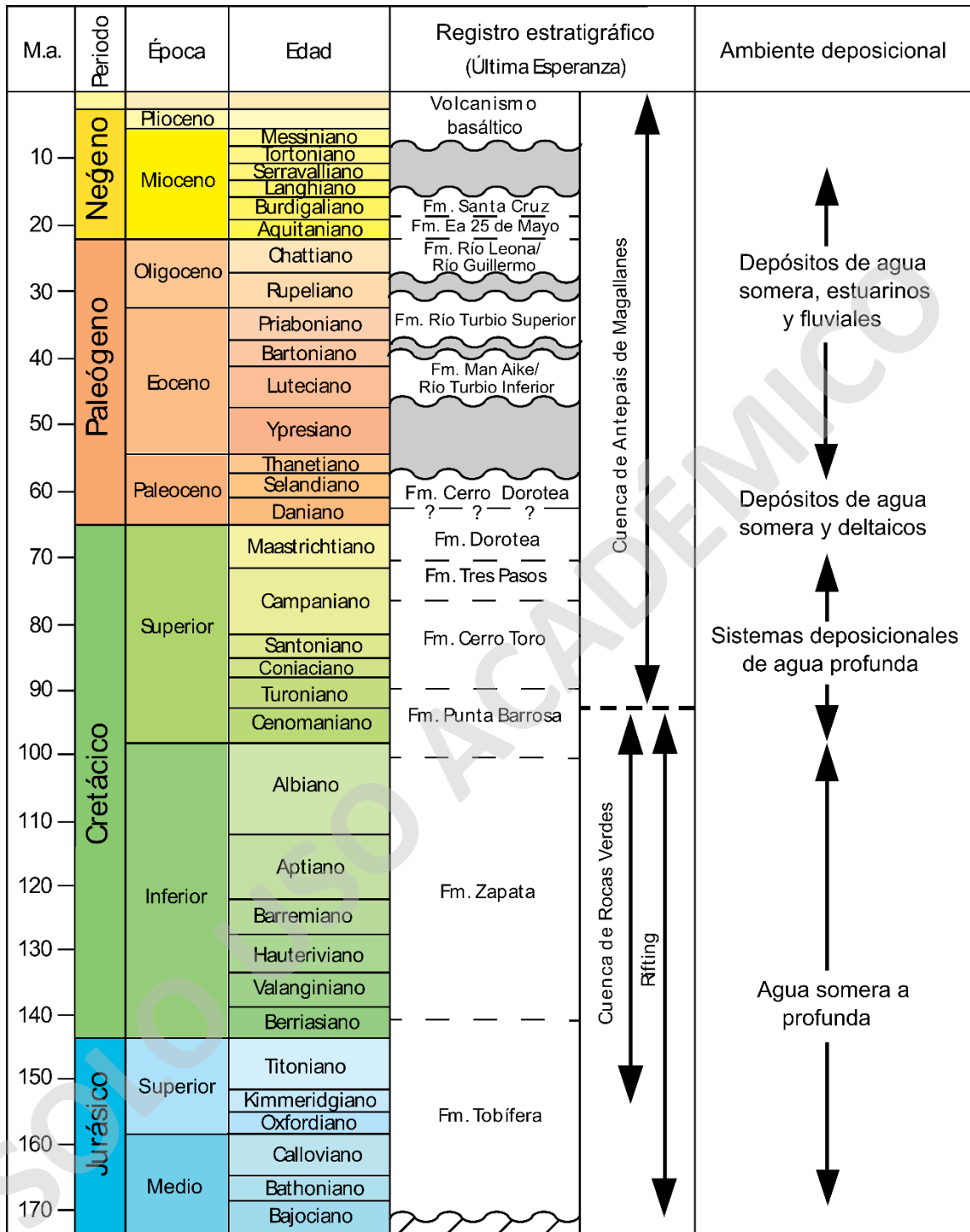


FIGURA 5. EVOLUCIÓN TECNO-ESTRATIGRÁFICA DE LA REGIÓN PATAGÓNICA CON LOS RESPECTIVOS AMBIENTES DEPOSICIONALES DE LAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS. LOS CONTACTOS SINUOSOS SEÑALAN DISCORDANCIAS EROSIVAS, MIENTRAS QUE LAS LÍNEAS DISCONTINUAS REPRESENTAN CONTACTOS CONCORDANTES. MODIFICADO DE GONZÁLEZ (2015) EN BASE A LA INFORMACIÓN DE FOSDICK ET AL. (2011) Y FOSDICK ET AL. (2015B; 2020).

2.4. Batolito Surpatagónico

El Batolito Surpatagónico se emplazó principalmente en rocas metasedimentarias paleozoicas (basamento de la Cuenca de Magallanes) que exhiben un amplio rango de edades mesoproterozoicas a mesozoicas tempranas (Charrier *et al.*, 2007; Hervé *et al.*, 2007; Fosdick *et al.*, 2015a). Esta unidad que representa el arco magmático se construyó por 6 fases intrusivas principales desde el Jurásico Superior, cada una representando un episodio discontinuo en la dinámica de subducción situada al oeste del margen continental (Hervé *et al.*, 2007). Estas son: (1) Jurásico (157 - 145 Ma): corresponde al emplazamiento de cuerpos gabroícos a leucograníticos que fueron contemporáneos, y probablemente cogenéticos, con los estadios finales del volcanismo extensivo riolítico de la Gran Provincia Mágmatca de Chon Aike, asociado al rifting continental (Charrier *et al.*, 2007; Hervé *et al.*, 2007); (2) Cretácico 1 (144 - 137 Ma): son granodioritas y granitos emplazados al oeste de los cuerpos anteriores, que representa cambios en los parámetros de subducción asociados a un acelerado desplazamiento hacia el oeste del continente durante la subducción del Pacífico (Charrier *et al.*, 2007; Hervé *et al.*, 2007). Como consecuencia, durante este periodo el arco magmático se desplazó hacia el oeste (Hervé *et al.*, 2007); (3) Cretácico 2 (136 - 127 Ma): son intrusiones principalmente de tonalitas y granodioritas que se emplazaron en el margen occidental del actual batolito. Estos representan la culminación de la migración hacia el oeste del arco magmático (Hervé *et al.*, 2007); (4) Cretácico 3 (126 - 75 Ma): corresponden a ocurrencias aisladas, en su mayoría de tonalitas y granodioritas, en el área del Fiordo Baker, sector sur del Batolito Surpatagónico. A partir de este periodo hasta los 40 Ma, las rocas volcánicas contemporáneas fueron completamente erosionadas (Hervé *et al.*, 2007; George *et al.*, 2019); (5) Paleógeno (67 - 40 Ma): son intrusiones que poseen una ocurrencia muy restringida y corresponden a dos gabros de clinopiroxeno. Estos cuerpos representan los magmas más primitivos (geoquímica e isotópicamente), siendo emplazados a lo largo del mismo eje del batolito mesozoico (Hervé *et al.*, 2007; Fosdick *et al.*, 2015b); (6) Neógeno (25 - 15 Ma): estas intrusiones tonalíticas a granodioríticas representan la instauración de aceleradas tasas de convergencia en el margen occidental (~ 15 cm/ año; Somoza y Ghidella, 2005; 2012), como resultado de un cambio en la dirección de convergencia (de nornoreste a este-oeste) de la placa de Farallón (Ewing *et al.*, 2018). En este periodo, las intrusiones se emplazaron dentro y hacia el este del batolito, sugiriendo una migración del arco magmático hacia el este (Hervé *et al.*, 2007; Ewing *et al.*, 2018; Müntener *et al.*, 2018).

2.5. Registro litoestratigráfico de la Cuenca de Magallanes

A continuación, se describe la estratigrafía meso-cenozoica de la Cuenca de Magallanes abarcando las unidades presentes entre las latitudes 50°S y 51°30'S, tanto en la Provincia de Última Esperanza (Chile) como en la Provincia de Santa Cruz (Argentina) (Figura 6).

2.5.1. Mesozoico

Las unidades de este periodo representan la evolución de un sistema de rifting Jurásico Medio-Cretácico Inferior a un sistema de antepaís durante el Cretácico Superior.

Formación Tobífera

Definida por Thomas (1949) en las áreas de Cullen-Tres Lagos y Punta Espora y Punta Delgada en la Isla Grande de Tierra del Fuego. Consiste en una sucesión volcánica silíceas con intercalaciones subordinadas de lutitas, carbonatos, basaltos e intrusiones silíceas contemporáneas. En la Provincia de Última Esperanza, sus afloramientos se distribuyen a lo largo del margen oriental de los campos de hielo patagónicos, alcanzando espesores mínimos de 1.000 metros (Cañón, 2000). En estos lugares descansa discordantemente sobre los complejos metamórficos del basamento cristalino (Katz, 1963). En Argentina, esta unidad es conocida como el Grupo o Complejo El Quemado (Charrier *et al.*, 2007; Mpodozis y Ramos, 2008; Ghiglione *et al.*, 2016).

El contenido fosilífero, situado en el techo de la unidad, sugiere una edad dentro del Jurásico Superior (Allen, 1982). En específico, Fuenzalida y Covacevich (1988) basados en el contenido faunístico le otorgan una edad kimmeridgiana – titoniana. Por otra parte, dataciones de U-Pb en circones de cristalización sugieren edades entre 148 y 142 Ma, extendiendo su rango cronoestratigráfico al límite Jurásico-Cretácico (Calderón *et al.*, 2007).

Formación Zapata

Esta unidad fue definida por Katz (1963) en los alrededores de Cerro Zapata, Provincia de Última Esperanza. Corresponde a una sucesión marina profunda (de talud) compuesta principalmente de fangolitas intercaladas rítmicamente con arcillolitas y areniscas de grano muy fino (Wilson, 1991; Fildani y Hessler, 2005). Esta unidad presenta espesores máximos de 1.200 metros y sobreyace en concordancia a las brechas volcánicas de la Formación Tobífera (Wilson, 1991).

La información bioestratigráfica (e.g. *Belemnopsis patagoniensis*, *Inoceramus* sp., *Favrella* sp. y *Aptychus* sp.) sugiere una edad dentro del Tithoniano Superior hasta el límite Aptiano-Albiano (Wilson, 1991). Fosdick *et al.* (2011) dataron mediante geocronología U-Pb el límite entre las formaciones Zapata y Punta Barrosa, señalando que el techo de la unidad se encontraría dentro del Albiano con una edad de máxima depositación de $101,0 \pm 1,1$ Ma.

Formación Punta Barrosa

La Formación Punta Barrosa fue definida por Katz (1963) en la península rocosa de Punta Barrosa, Provincia de Última Esperanza. Corresponde a la primera secuencia sedimentaria de antepaís (Fildani *et al.*, 2003; Fildani *et al.*, 2003; Fildani *et al.*, 2008). Esta consiste en una sucesión marino-profunda conformada por lutitas y grauvacas (Wilson, 1991). Se caracteriza por estar dividida en una parte basal dominada por lutitas y una superior rica en areniscas de grano grueso y, en menor medida, de conglomerados (Fildani *et al.*, 2003). Suele exhibir una potencia máxima de 600 metros en las cercanías del Lago Toro (Katz, 1963), donde sobreyace a la Formación Zapata de manera concordante y abrupta marcado por la presencia de areniscas turbidíticas de grano medio (Wilson, 1991).

El registro faunístico (e.g. *Turrilites gresslyi* y *Puzosia* sp.) indica una edad dentro del Cenomaniano (Katz, 1963). No obstante, edades de U-Pb de 92 ± 1 Ma (en la base) y 91 ± 3 Ma (en el techo) sugieren una edad exclusivamente turoniana (Fildani *et al.*, 2003).

Formación Cerro Toro

Cecioni (1955) define esta unidad en los alrededores del Cerro Toro, entre los lagos Toro y Sarmiento en la Provincia de Última Esperanza (Katz, 1963). Consiste en una alternancia rítmica de lutitas negras y areniscas muy finas que representan una depositación en un ambiente de plataforma abisal (Fildani *et al.*, 2008). En la parte superior, se encuentra un discreto miembro conglomerádico conocido como los Conglomerados del Lago Sofía (Romans *et al.*, 2009), el cual es interpretado como un complejo sistema de canales submarinos que inciden sobre la plataforma abisal. (Fildani *et al.*, 2008; Crane y Lowe, 2008). La unidad presenta espesores de lutitas que superan los 2.000 metros, mientras los conglomerados no superan los 400 metros de espesor (Jobe *et al.*, 2010). Esta se encuentra sobreyaciendo de manera concordante a la Formación Punta Barrosa (Fildani *et al.*, 2008).

Se caracteriza por presentar especies faunísticas de *Inoceramus steinmanni*, *Inoceramus andinus* y *Pachydiscus* sp., *Chondrites* isp. y *Helminthoidea* isp., las cuales abarcan una edad cenomaniense a campaniana (Katz, 1963). En la Provincia de Última Esperanza, se obtuvieron edades de U-Pb de $89,5 \pm 1,9$ Ma, $84,8 \pm 2,0$ Ma y $81,7 \pm 1,7$ Ma, que permite acotar su rango de edad entre el Coniaciano y Campaniano (Bernhardt *et al.*, 2012).

Formación Tres Pasos

Esta unidad fue definida por Katz (1963) como una secuencia marina dominada por areniscas que presentan una intercalación subordinada de lutitas y limolitas gris verdosas. Su localidad tipo se encuentra ubicada a unos 40 km al norte de Puerto Natales, en las cercanías del Río Tres Pasos. En este lugar, la unidad alcanza hasta los 2.500 metros de espesor y sobreyace de forma concordante a las formaciones Punta Barrosa y Cerro Toro (Katz, 1963). En Argentina, esta unidad es correlacionada con la Formación Cerro Cazador (Malumián y Caramés, 1997; Malumián *et al.*, 2000).

La ocurrencia de *Hoplitoplacenticeras* sp. permite señalar una edad relativa campaniana superior-maastrichtiana inferior (Katz, 1963). No obstante, edades de U-Pb de $81,2 \pm 0,3$ Ma, $80,5 \pm 0,5$ Ma y $73,9 \pm 1,4$ Ma sugieren una edad exclusivamente dentro del Campaniano para la unidad (Daniels *et al.*, 2017).

Formación Dorotea

Cecioni (1957) define esta unidad como un conjunto de areniscas marino-continentales, de color verde grisáceas, que están intercaladas con conglomerados lenticulares y niveles limosos y calcáreos altamente fosilíferos (Katz, 1963). Su localidad tipo se encuentra en la terminación septentrional de la Sierra Dorotea, donde exhibe espesores mínimos de 900 metros (Cecioni, 1957; Katz, 1963). En este lugar presenta un contacto concordante y transicional con la subyacente Formación Tres Pasos (Katz, 1963).

Su información bioestratigráfica (e.g. fragmentos de plesiosaurios elasmosáuridos, *Gunnarites* sp. y *Pterotrighonia cazadoriana*) sugiere una edad dentro del Campaniano Superior - Maastrichtiano (Otero *et al.*, 2009).

Las especies faunísticas consisten en *Lahilia luisa*, *Hoplitoplacenticeras plasticum*, *Holcodiscus hauthali*, *Maorites seymourianus*, *M. densicostatus*, *Ostrea rionegrensis* y *Lahilia gigantea* (Katz, 1963). En Sierra Dorotea, se tiene registro de fragmentos de plesiosaurios elasmosáuridos, acompañados por moluscos como *Gunnarites* sp. y *Pterotrighonia cazadoriana*, los cuales permiten situar su edad dentro del Campaniano

Superior - Maastrichtiano (Otero *et al.*, 2009). Edades de U-Pb de $78 \pm 1,8$ Ma, $74,9 \pm 2,1$ Ma, $68,2 \pm 2$ Ma en valle del Río de Las Chinas (Schwartz *et al.*, 2017), como también de $70,8 \pm 1,8$ Ma (Daniels *et al.*, 2017), $69,9 \pm 2,4$ Ma, $68,6 \pm 1,4$ Ma en Cerro Castillo (Fosdick *et al.*, 2015a), confirman el rango de edad anteriormente mencionado. Recientemente, han surgido edades de $64,0 \pm 1,1$ Ma y $62,1 \pm 0,7$ Ma en el valle del Río de Las Chinas, extendiendo así su rango cronoestratigráfico hasta el Daniano (George *et al.*, 2019).

2.5.2. Cenozoico

Las unidades cenozoicas depositadas en la Cuenca de Magallanes son resultado de las múltiples variaciones eustáticas que afectaron a la región patagónica. A continuación, se describen las unidades presentes en las áreas de Sierra Baguales, Lago Argentino y Río Turbio.

Formación Cerro Dorotea

Descrita por Brandmayr (1945) con el nombre de “Capas con *Ostrea rionegrensis*” y formalizada por Hünicken (1955) al noreste de Cerro Dorotea en Argentina (Malumián y Caramés, 1997). Consiste en una sucesión marina-somera compuesta de areniscas de grano fino a medio con intercalaciones de conglomerados. En su estratotipo, Hünicken (1955) estimó un espesor de 550 metros dividido en dos partes. Una parte inferior (290 metros) que incluye un horizonte con megafauna y arcillas carbonosas, y otra parte superior (260 metros) que contiene dos horizontes con megafauna y una sobresaliente y extensa zona de arcillas carbonosas (Malumián y Caramés, 1997; ENADIMSA, Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras S.A., 1987-1988). Sus relaciones estratigráficas con la subyacente Formación Cerro Cazador son descritas como concordante y transicional (Malumián y Caramés, 1997), mientras que el contacto con la sobreyacente Formación Río Turbio se describe como una discordancia a paraconcordancia (Malumián *et al.*, 2002; Rodríguez Raising, 2010; Pearson *et al.*, 2012). Malumián y Caramés (1997), mediante un estudio de foraminíferos, sugirieron una fuerte edad dentro del Daniano (Paleoceno Inferior). No obstante, edades U-Pb de $61,9 \pm 0,3$ Ma y $60,5 \pm 0,8$ Ma, tomados en Cerro Castillo (Chile), señalan que esta unidad se extendería hasta el Selandiano (Fosdick *et al.*, 2015b; 2020).

Formación Man Aike

La Formación Man Aike fue definida, de manera independiente, por Feruglio y Piatnizky en 1938 y formalizada por Furque (1973). Esta unidad corresponde a una sucesión marino-somera o estuarina compuesta de conglomerados y areniscas verdosas que hacia el techo se intercalan con delgados niveles carbonáticos fuertemente bioturbados (Marenssi *et al.*, 2002; Nullo *et al.*, 2006; Casadío *et al.*, 2009; Pearson *et al.*, 2013). Su localidad tipo se encuentra en la Estancia Man Aike, ubicada al norte del Lago Argentino, a 35 kilómetros al noreste de Mata Amarilla (alrededores de Cerro Fortaleza) (Feruglio, 1938; Piatnizky, 1938; Cobos *et al.*, 2014). Su espesor oscila entre los 60 y 110 m, sobreyaciendo en discordancia erosiva a la Formación Calafate (equivalente a la Formación Dorotea), del Cretácico Superior (Marenssi *et al.*, 2002; Nullo *et al.*, 2006; Casadío *et al.*, 2009; Cobos *et al.*, 2014).

Mediante el estudio de asociaciones de dinoquistes (Guerstein *et al.*, 2014), análisis isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en ostras (Casadío *et al.*, 2009; Rodríguez Raising, 2010), afinidades de moluscos y bioestratigrafía de microfósiles calcáreos (Malumián, 1990; Concheyro, 1991; Malumián y Caramés, 1997) se sugiere una edad dentro del Eoceno Medio alto (entre 42 y 39 Ma) para la Fm. Man Aike, en El Calafate. Esta información bioestratigráfica es coherente con dataciones U-Pb de $40,48 \pm 0,37$ Ma y de $40,30 \pm 0,47$ Ma en Sierra Baguales (Le Roux, 2012; Gutiérrez *et al.*, 2017), como también de $43,3 \pm 2,0$ en su localidad tipo (Sickmann *et al.*, 2018).

Formación Río Turbio

Feruglio (1938) la definió con el nombre de “Estratos de Río Turbio” en el área homónima, pero fue Hünicken (1955) quien la describió cumpliendo las normas establecidas en el Código de Nomenclatura Estratigráfica Argentino, sustituyendo el término “estrato” por el de “formación” (Archangelsky, 1969). Consiste en una sucesión marino-somera/deltaica compuesta de conglomerados, coquinas, areniscas, limolitas y mantos de carbón (Santos García, 1988). En su localidad tipo se ha estimado que su espesor varía entre 540 y 584 m (Hünicken, 1955; Santos García, 1988), mientras que en Cancha Carrera llega alcanzar los 784 m de potencia (Rodríguez Raising, 2010). Informalmente se encuentra dividida en dos miembros: Inferior y Superior. De estos, se ha propuesto distintos límites estratigráficos (e.g. Hünicken, 1955; ENADIMSA, 1987-1988; Santos García, 1988; Malumián y Caramés, 1997; Malumián *et al.*, 2000; Rodríguez Raising, 2010). Un ejemplo, sería el caso de Malumián *et al.* (2000) quienes consideraron a un horizonte

altamente glauconítico sobre el Complejo Carbonífero Inferior, como límite estratigráfico entre ambos miembros, debido a que coincide con un abrupto cambio en la diversidad faunística. Sin embargo, Ugalde *et al.* (2018) y Fosdick *et al.* (2020) señalan que la principal característica de distinción correspondería a un cambio granulométrico entre ambos miembros. Siendo el Miembro Inferior reconocido por una granulometría gruesa, mientras que el Miembro Superior se halla compuesto por una granulometría fina. La Formación Río Turbio descansa discordantemente sobre la Formación Cerro Dorotea, y de igual manera subyace a las formaciones Río Guillermo y Río Leona (Santos García, 1988; Malumián y Caramés, 1997; Malumián *et al.*, 2000; Rodríguez Raising, 2010). El registro micropaleontológico (foraminíferos y dinoquistes) sugiere una fuerte edad entre el Eoceno Inferior alto y Eoceno Superior alto (Archangelsky, 1969; Santos García, 1988; Malumián y Caramés, 1997; Malumián *et al.*, 2000; Rodríguez Raising, 2010; González Estebenet *et al.*, 2014a). Dataciones de U-Pb de $46,3 \pm 1,3$ Ma y $47,1 \pm 2,7$ Ma en el miembro inferior (Fosdick *et al.*, 2015b; 2020), confirman una edad Eoceno Medio. No obstante, edades U-Pb de $33,4 \pm 0,5$ Ma, $33,8 \pm 0,4$ Ma y $26,6 \pm 0,2$ Ma para su miembro superior (Fosdick *et al.*, 2015b; 2020), junto con evidencia bioestratigráfica de asociaciones de dinoquistes (González Estebenet *et al.*, 2015; 2016), señalarían que este miembro se extiende desde el Eoceno Medio alto hasta el Oligoceno Superior.

Formación Río Leona

Su primera descripción se remonta a Feruglio (1938) con el nombre de “Estratos de Río Leona”, pero fueron Furque y Camacho (1972) quienes formalizaron la unidad con la categoría de formación. Corresponde a una sucesión sedimentaria continental del tipo fluvial, conformada por areniscas, limolitas y conglomerados ricos en troncos fósiles e importas foliares (Marenssi *et al.*, 2005; Nullo *et al.*, 2006; Gutiérrez *et al.*, 2017). Su localidad tipo se encuentra en el valle del Río Leona, Lago Argentino, Argentina, con espesores de 100 a 150 m (Nullo *et al.*, 2006). Esta unidad sobreyace de forma discordante a la Formación Man Aike (Malumián y Caramés, 1997; Marenssi *et al.*, 2002; Marenssi *et al.*, 2005; Nullo *et al.*, 2006; Ugalde *et al.*, 2018).

Bajo una perspectiva cronoestratigráfica, se sugiere una edad Oligoceno-Mioceno para la Formación Río Leona debido a que análisis isotópicos de *Crassostrea hatcheri* recolectados en la base de la Formación Estancia 25 de Mayo, en las localidades de Cerro Pirámides y en la estancia homónima, señalan edades entre los 22,5 y 21,5 Ma (Casadío *et al.*, 2000; 2001).

Formación Río Guillermo

Definida por Hünicken (1955) como “Estratos de Río Guillermo” en el extremo suroeste de la Provincia de Santa Cruz, en los alrededores de la ciudad de Río Turbio (Malumián y Caramés, 1997; Panti, 2010). Se encuentra compuesta por ciclos granodecrecientes de conglomerados y areniscas que gradan a limolitas y arcillas carbonosas, representando un sistema continental fluvial (Malumián y Caramés, 1997; Malumián *et al.*, 2000). En el área de Río Turbio alcanza los 420 metros de espesor (Malumián y Caramés, 1997). Sobreyace en discordancia erosiva a la Formación Río Turbio, y subyace de forma transicional a la Formación Estancia 25 de Mayo (Malumián y Caramés, 1997). Además, corresponde a la correlación litoestratigráfica de la Formación Río Leona (Malumián y Caramés, 1997; Malumián *et al.*, 2000; Ugalde *et al.*, 2018).

Aunque la evidencia paleoflorística sugiere edades entre el Eoceno Superior y Oligoceno (Panti, 2010), se le otorga una edad Oligoceno-Mioceno debido a su posición cronoestratigráfica con respecto a las formaciones Río Turbio y Estancia 25 de Mayo (Malumián y Caramés, 1997). Esta posición es respaldada por una edad U-Pb de $23,5 \pm 0,3$ Ma (Fosdick *et al.*, 2015b).

Formación Estancia 25 de Mayo

Esta unidad era previamente conocida con el nombre de Formación Centinela, siendo renombrada por Cuitiño y Scasso (2010) como Formación Estancia 25 de Mayo debido a que la nomenclatura anterior ya existía para una unidad ordovícica en el noroeste de Argentina. Corresponde a una sucesión sedimentaria marina compuesta principalmente de areniscas y limolitas con una diversa fauna marina (Cuitiño y Scasso, 2010; Bostelmann *et al.*, 2013). Su localidad tipo se encuentra al sur del Lago Argentino, dentro de la estancia homónima, unos 5 kilómetros al suroeste del Cerro Campo 25 de Mayo en el Arroyo Bandurrias (Cuitiño y Scasso, 2010). Estratigráficamente, esta unidad se encuentra dividida en dos miembros: Quién Sabe (inferior) y Bandurrias (superior). Además, la Fm. Estancia 25 de Mayo descansa, de manera concordante y transicional, sobre los estratos de la Fm. Río Leona/Río Guillermo (Nullo *et al.*, 2006; Cuitiño y Scasso, 2010; Bostelmann *et al.*, 2013; Gutiérrez *et al.*, 2017).

El registro faunístico (fundamentalmente *Crassostrea hatcheri*) permite posicionarlo cronoestratigráficamente dentro del Mioceno Inferior (Cuitiño y Scasso, 2010; 2013). Asimismo, edades U-Pb en circones magmáticos indican una edad de máxima

depositación de $19,14 \pm 0,5$ Ma en el horizonte piroclástico inferior, incluido dentro del Miembro Quién Sabe (Cuitiño y Scasso, 2013).

Formación Santa Cruz

Definida por Ameghino (1889) como los “Estratos Santacruceses” y posteriormente formalizada por Furque y Camacho (1972). Se caracteriza por una intercalación continental del tipo fluvial compuesta de pelitas, areniscas, tobas y, en menor medida, conglomerados (Nullo *et al.*, 2006; Bostelmann *et al.*, 2013; Gutiérrez *et al.*, 2013). Aflora en Argentina en casi todo el sector occidental de la Provincia de Santa Cruz (Nullo *et al.*, 2006), mientras que en la Provincia de Última Esperanza se expone a lo largo del flanco sur del cerro Cono (Gutiérrez *et al.*, 2017). La unidad sobreyace de manera concordante y transicional a la Formación Estancia 25 de Mayo (Bostelmann *et al.*, 2013).

Su contenido faunístico (e.g. especies de Megatheriidae y Megalonychidae) sugiere una edad mamífera post-Colhuehuapense y pre-Santacrucesense (19 a 17,8 Ma) equivalente al Burdigaliano (Nullo *et al.*, 2006; Bostelmann *et al.*, 2013). Esta posición cronoestratigráfica es ratificada con edades U-Pb de $18,23 \pm 0,22$ Ma (Bostelmann *et al.*, 2013) y $18,1 \pm 0,64$ Ma (Fosdick *et al.*, 2011).

Basalto Baguales

Corresponde a un conjunto de rocas lávicas que varían entre basaltos olivínicos (vesiculares y porfíricos) y pórfiros basandesíticos, descritos en el área de la meseta de Las Vizcachas (Nullo *et al.*, 2006). En Sierra Baguales, la secuencia volcano-sedimentaria presente en el límite internacional se denomina informalmente como Complejo Ígneo de Sierra Baguales (Gutiérrez *et al.*, 2013), y puede alcanzar hasta los 1500 m de espesor (Muñoz, 1981). Según Muñoz (1980; 1981) este complejo volcánico se encuentra compuesto por dos unidades, separadas por una discordancia erosiva. Sin embargo, fue Nullo (1983) quien nombró la unidad basal como Basalto Baguales en el lado argentino. Esta unidad descansa en discordancia sobre la Fm. Santa Cruz (Nullo *et al.*, 2006; Gutiérrez *et al.*, 2013).

Dataciones sobre roca total K/Ar del Cerro Moyano señalan una edad de 16 ± 1 Ma para el Basalto Baguales (Linares y González, 1990). En la meseta Las Vizcachas, Mejía *et al.* (2004 en Nullo *et al.*, 2006) obtuvieron edades de 15,42 y 15,41 Ma (Mioceno Inferior), mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. A su vez, las relaciones estratigráficas sugieren que los términos más antiguos son post- Mioceno Medio alto (Nullo *et al.*, 2006).

Su volcanismo ha sido interpretado como producto de una ventana astenosférica, formada por la subducción de la Dorsal de Chile en el margen occidental de Sudamérica (Ramos y Kay, 1992; Nullo *et al.*, 2006; Ghiglione *et al.*, 2016).

Basalto Vizcachas

Nullo *et al.* (2006) describe con este nombre a una sucesión de basaltos olivínicos, brechas y pórfiros basálticos que componen la mayor parte de la meseta de Las Vizcachas. Según Muñoz (1981), los mantos superiores presentan con una mayor recurrencia olivino que llegan a constituir nódulos de varios centímetros de diámetro. El Basalto Vizcachas está en discordancia erosiva sobre el Basalto Baguales, incluso en Cerro del Fraile y Sierra Baguales se intercala entre depósitos glaciales del Neógeno Tardío (Muñoz, 1981; Nullo *et al.*, 2006).

Mediante dataciones sobre roca total K/Ar en el Cerro del Fraile, Mercer (1969) señaló edades de $3,2 \pm 1$ Ma y $1,7 \pm 0,5$ Ma siendo asignadas al Plioceno - Pleistoceno Inferior. Nullo *et al.* (2006) sugieren que derivan de fuentes mantélicas, contaminadas en diversos grados por los fluidos producidos por la placa Antártica durante el proceso de subducción.

Depósitos glacio-lacustres y glacio-fluviales.

En la Provincia de Última de Esperanza, los depósitos glacio-lacustres y glacio-fluviales corresponden a la cobertura cuaternaria de mayor extensión en la superficie (García *et al.*, 2015). Esta unidad no consolidada se encuentra en las cercanías de todos cauces y lagos de la región, cubriendo de manera discordante todas las unidades estratificadas anteriormente mencionadas (Gutiérrez *et al.*, 2017). En el Lago del Toro, los depósitos glaciolacustres corresponden a limolitas macizas intercaladas con gravas y areniscas de variada granulometría, donde la laminación plano-paralela y fragmentos de roca aislados (*dropstone*) se presentan recurrentemente (García *et al.*, 2015). Estos depósitos son asignados al cuaternario debido a su posición estratigráfica, siendo productos de la última transición glacial-interglacial (18 a 11,5 ka) que causó el cambio en la dirección del drenaje continental (García *et al.*, 2015).

Ma	Era/ Periodo/ Época	Sucesiones estratigráficas			Referencias	
		N	Chile/Argentina			S
		50°S	50°30'S	51°30'S		
0	Pleistoceno/Holoceno	Ds. glacio-fluviales	Ds. glacio-fluviales	Ds. glacio-fluviales	Santos Garcia (1988) Malumián y Caramés (1997) Marensi <i>et al.</i> (2005) Nullo <i>et al.</i> (2006) Casadio <i>et al.</i> (2009) Cuitiño y Scasso (2010) Rodríguez Raising (2010) Bostelmann <i>et al.</i> (2013) Ugalde (2014) Fosdick <i>et al.</i> (2015a) Gutiérrez <i>et al.</i> (2017) Ugalde <i>et al.</i> (2018) Leonard <i>et al.</i> (2020)	
	Plioceno	Basalto Vizcachas	Complejo Ígneo* Sierra Baguales			
	Mioceno	Basalto Baguales				
		Fm. Santa Cruz	Fm. Santa Cruz	Fm. Santa Cruz		
20		Fm. Ea. 25 de Mayo	Fm. Ea. 25 de Mayo	Fm. Ea. 25 de Mayo		
	Oligoceno	Fm. Río Leona	Fm. Río Leona /Río Guillermo	Fm. Río Guillermo		
			Fm. Río Turbio Mbr. Superior	Fm. Río Turbio Mbr. Superior		
40	Eoceno	Fm. Man Aike	Fm. Río Turbio Mbr. Inferior/ Fm. Man Aike	Fm. Río Turbio Mbr. Inferior		
60	Paleoceno	Fm. Calafate		Fm. Cerro Dorotea		
		Fm. Chorrillo	Fm. Dorotea	Fm. Monte Chico		
		Fm. La Trene				
80	Maastrichtiano	Fm. Cerro Fortaleza Fm. La Anita	Fm. Tres Pasos	Fm. Cerro Cazazor /Tres Pasos		
	Campaniano	Fm. Alta Vista				
	Santoniano		Fm. Cerro Toro	Fm. Cerro Toro		
	Coniaciano					
	Turoniano					
100	Cenomaniano	Fm. Cerro Toro	Fm. Punta Barrosa	Fm. Punta Barrosa		
	Albiano					
120	Aptiano		Fm. Zapata	Fm. Zapata		
	Barremiano	Fm. Río Mayer				
	Hauteriviano					
140	Valanginiano					
	Berriasiano					
160	Titoniano	Fm. Quemado	Fm. Tobífera	Fm. Tobífera		
	Kimmeridgiano			Complejo Ofiolítico Sarmiento		
	Oxfordiano					
	Calloviano					

FIGURA 6. TABLA QUE CORRELACIONA LAS UNIDADES MESO-CENOZOICAS AFLORANTES EN LAS PROVINCIAS DE ÚLTIMA ESPERANZA (CHILE) Y SANTA CRUZ (ARGENTINA). CABE MENCIONAR QUE LAS UNIDADES NEÓGENAS PRESENTAN UN CONSENSO ESTRATIGRÁFICO RELATIVAMENTE SIMILAR EN AMBOS PAÍSES, SITUACIÓN CONTRARIA OCURRE CON LAS UNIDADES PALEÓGENAS.

2.6. Modelo cinemático de la faja plegada y corrida Patagónica

La evolución cinemática de la faja plegada y corrida Patagónica se encuentra estrechamente vinculada a la historia estratigráfica de la Cuenca de Magallanes (Fosdick *et al.*, 2011; Malkowski *et al.*, 2016; Ghiglione *et al.*, 2016). De hecho, la ubicación espacial de los dominios deformacionales de la faja plegada y corrida sugiere un control heredado de los dominios extensionales del Jurásico (Fosdick *et al.*, 2011). Por este motivo, la arquitectura de la Cuenca de Rocas Verdes tuvo una influencia significativa en la configuración del orógeno andino. Como resultado, a partir de los 50°S, se formó un orógeno de 180 km de ancho a finales del Campaniano (Fosdick *et al.*, 2011), el cual fue acompañado por la depositación de más de 5000 m de espesor de secuencia sedimentaria en la Cuenca de Magallanes (Wilson, 1991, Malkowski *et al.*, 2016; Ghiglione *et al.*, 2016).

A continuación, se describe el modelo cinemático de Fosdick *et al.* (2011), estudiado a la altura de los 51°30'S, entre el complejo ofiolítico de Sarmiento y el borde oriental del frente de cabalgamiento situado debajo de Cordillera Chica (Figura 8). Adicionalmente, dado el enfoque del estudio se complementa con otros trabajos (e.g. Kraemer, 1998; Ramos, 2002; Kraemer *et al.*, 2002; Fosdick *et al.*, 2015a; Ghiglione *et al.*, 2016) asociados a la deformación paleógena.

Etapa I: Inicio del acortamiento del retroarco (ca. 100-88 Ma)

Durante el Cretácico Inferior, una acelerada tasa de convergencia en el margen Pacífico provocó el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes, como también el acortamiento y obducción de la corteza oceánica generada durante la fase de rifting. A su vez, sedimentación de antepaís inicia con la depositación de la Formación Punta Barrosa, que presenta sedimentos derivados del complejo metamórfico paleozoico, el complejo ofiolítico de Sarmiento y un arco incipiente volcánico. Cabe mencionar que edades de U-Pb en la unidad sugerían la aparición temprana de cabalgamientos en el margen occidental de la cuenca entre los 101 y 92 Ma. Dentro de esta perspectiva, la zona de cizalle Canal de las Montañas es considerada como 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. Edades U-Pb de una granodiorita sin deformar dentro del Complejo Ofiolítico de Sarmiento (al oeste de la zona de cizalle Canal de las Montañas), sugieren que el evento principal de deformación ocurrió antes de los 80 Ma.

Etapa II: Crecimiento del dúplex Tobífera, Coniaciano - Campaniano Inferior (ca. 88-74 Ma)

En el Coniaciano, el acortamiento del retroarco continuó con el cabalgamiento de la Formación Tobífera y el basamento paleozoico atenuado. La reconstrucción palinspástica, basada en la geometría de los pliegues antiformes generados por los sucesivos cabalgamientos de la Formación Tobífera sobre el basamento paleozoico, sugiere un acortamiento aproximado de 27 km (~ 16%). Una estimación más conservadora, utilizando la geometría de las capas cabalgadas, totaliza aprox. 20 km de acortamiento (~ 12%). Edades de enfriamiento K-Ar del Complejo Ofiolítico de Sarmiento sugieren una exhumación regional a los 74 Ma. Por otra parte, un análisis de la proveniencia detrítica de la Formación Cerro Toro señala una abundante presencia de circones de 88 Ma y clastos riolíticos de la Formación Tobífera, sugiriendo que las capas cabalgadas de la Formación Tobífera ya estaban exhumadas durante el Coniaciano. Este crecimiento del dúplex de la Formación Tobífera es consistente con la subsidencia por flexión y la depositación de la Formación Cerro Toro. Además, durante este periodo, los drenajes submarinos de la cuenca parecen haber sido controlados por fallas inversas sinsedimentarias y/o reactivadas de los sistemas de rifts jurásicos. En particular, debajo de Cerro Castillo se sitúa un graben jurásico desarrollado dentro del basamento paleozoico, que sería señalado como el principal canal de sedimentos durante la depositación de aguas profundas de la Formación Cerro Toro.

Etapa III: Cabalgamiento Tenerife, Campaniano Inferior - Oligoceno Inferior (ca. 74-27 Ma)

En esta etapa, la deformación se caracteriza por el fallamiento y plegamiento de las formaciones Zapata, Punta Barrosa y Cerro Toro en la zona del Cabalgamiento Tenerife (Figura 8). Durante esta etapa de acortamiento, el frente andino avanzó ~ 30 km hacia el antepaís. Las reconstrucciones palinspásticas de la deformación indican un acortamiento aprox. de 6,1 km (~ 4%) a lo largo del Cabalgamiento Tenerife. Cabe mencionar que fallas y pliegues cerrados (o apretados) de la Formación Punta Barrosa son recurrentemente encontrados en los bloques colgantes de las fallas inversas (o cabalgamientos). Más al este, en el interior, datos paleomagnéticos sugieren una rotación antihoraria de ~ 30°, en el eje horizontal del Complejo Ofiolítico Sarmiento, el cual es atribuido al cabalgamiento y rotación de fallas, asociadas a la inversión tectónica de fallas normales mesozoicas. Esta rotación suele estar relacionada con una fase de deformación más joven (75 - 72 Ma). Dentro de este modelo cinemático, el cabalgamiento con vergencia hacia el este es expresado por un fallamiento fuera de la secuencia en el Complejo Ofiolítico Sarmiento y en los cabalgamientos de la Formación Tobífera a lo largo de una zona de

cizalle de alto ángulo. A su vez, la edad de esta deformación de piel fina no está muy clara, lo que conduce a una alta incertidumbre acerca de las tasas de convergencia que afectaron los cabalgamientos de Tenerife. Sin embargo, se estima que fue posterior a la depositación de la Formación Cerro Toro y previa a la intrusión del granito de Cerro Donoso (~ 27 Ma), el cual se emplazó entre las areniscas y lutitas deformadas de las formaciones Zapata y Punta Barrosa.

A pesar de esto, la presencia de una discordancia de 20 Ma en el relleno paleógeno y una sedimentación de grano grueso en el Miembro Inferior de la Formación Río Turbio sugerirían una reactivación del frente andino durante el Eoceno Medio (Ramos, 2002; Kraemer *et al.*, 2002; Fosdick *et al.*, 2015a). Desde esta perspectiva, la deformación se originó por cambios en la dinámica de subducción asociados al inicio de la convergencia noreste de la placa de Farallón (Somoza y Ghidella, 2005; 2012) y la migración hacia el sur del punto triple entre las placas de Farallón, Aluk y Sudamérica, que habría alcanzado la latitud de los 52°S en el Eoceno Medio alto (42 Ma; Ramos, 2002; 2005). La superposición de este evento que vincula la subducción de la dorsal símica Farallón-Aluk, habría causado la propagación de la faja plegada y corrida interna hacia el antepaís generando alzamiento, deformación dúctil, corrimientos y erosión de la cuña orogénica (Kraemer *et al.*, 2002). Este evento es más claro al norte de Lago Argentino, debido a los fuertes cambios en el estilo de deformación de la faja plegada y corrida Patagónica (50°S; Kraemer, 1998; Ramos, 2002; Kraemer *et al.*, 2002). Kraemer *et al.* (2002) sugieren tres distintos estilos de deformación para la faja plegada y corrida Patagónica: (1) una deformación de piel gruesa o de basamento al norte de los 49°S; (2) una deformación mixta (piel gruesa y fina) entre los 49 y 50°S; y (3) una deformación de piel fina o de cubierta al sur de los 50°S. A su vez, estos cambios estructurales en la faja plegada y corrida coinciden con un rápido incremento del espesor sedimentario hacia el sur de la cuenca de antepaís (Kraemer, 1998).

Etapa IV: Cabalgamiento de Río Rincón - Castillo, Oligoceno Superior - Mioceno Inferior (ca. 27-21 Ma)

Este evento de deformación presenta un acortamiento aprox. de 3,4 km (~ 2%) y un alzamiento de 2 km del basamento paleozoico-jurásico. La magnitud del alzamiento y el avance del cabalgamiento hacia el antepaís estuvo probablemente asociada a un crecimiento sustancial de la faja plegada y corrida. Como consecuencia, se generó un alto topográfico que cambió el patrón de dispersión de sedimentos hacia el este. Esta paleogeografía es consistente con edades de enfriamiento termocronológico (U-Th) /He en circones de la Formación Tobífera, dentro del Anticlinal de Río Rincón, sugiriendo una sobrecarga de aprox. 6 - 7 km en un área inicialmente

cubierta hasta los 20 Ma. La Figura 7D muestra la ubicación estimada de la superficie a los 20 Ma sobre la Formación Tobífera en Río Rincón, donde el anticlinal homónimo representa en cabalgamiento frontal dentro la cuenca de antepaís paleógena.

Etapa V: Cabalgamiento Toro, Mioceno Inferior (ca. 21-18 Ma)

La deformación se caracteriza por un alzamiento e intenso plegamiento, que afectó desde el basamento paleozoico hasta el relleno daniano de la cuenca. Este evento compresivo se encuentra estrechamente vinculada a un despegue profundo del Cabalgamiento Toro, que llegó hasta 15 km de profundidad, posiblemente asociado a una zona de debilidad dentro del basamento paleozoico. Este despegue implica un cambio en la dinámica orogénica, dando a lugar a una extensa zona de alzamiento y menor acortamiento. La reconstrucción palinspástica sugiere un acortamiento de aprox. 2,2 km (~ 1,4%) y un alzamiento del basamento paleozoico-jurásico. Esta deformación ocurrió entre los 21-18 Ma y fue sincrónica con la sedimentación del Mioceno Inferior hasta los 18 Ma, cuando la depositación de los depósitos fluviales cubrió el antepaís.

Etapa VI: Alzamiento regional y exhumación del antepaís, Mioceno Medio (< 18 Ma)

Esta deformación incluye tanto el Cabalgamiento Santa Cruz como el alzamiento de la cuenca neógena. La edad del evento no está aclarada, pero se estima que es posterior a la depositación de la Formación Santa Cruz (~ 18 Ma), pudiendo ser contemporánea a la subducción de la Dorsal de Chile. El modelo cinemático sugiere un alzamiento de 4 km, desde la etapa IV a la configuración actual, junto con un acortamiento de 0,9 km (Figura 7F).

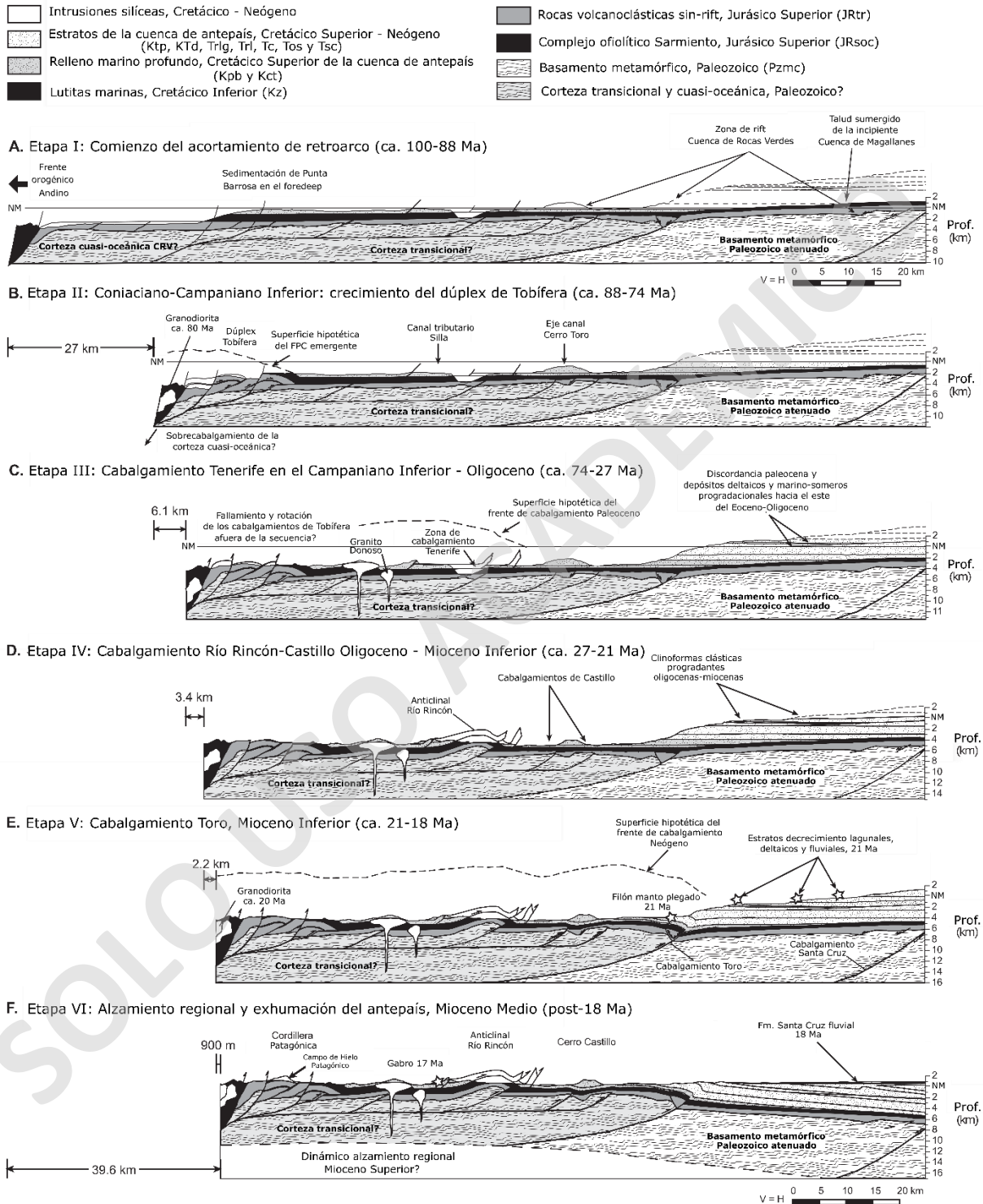


FIGURA 7. MODELO CINEMÁTICO DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA PATAGÓNICA EN LA PROVINCIA DE ÚLTIMA ESPERANZA (51°30'S). MODIFICADO DE FOSDICK ET AL. (2011).

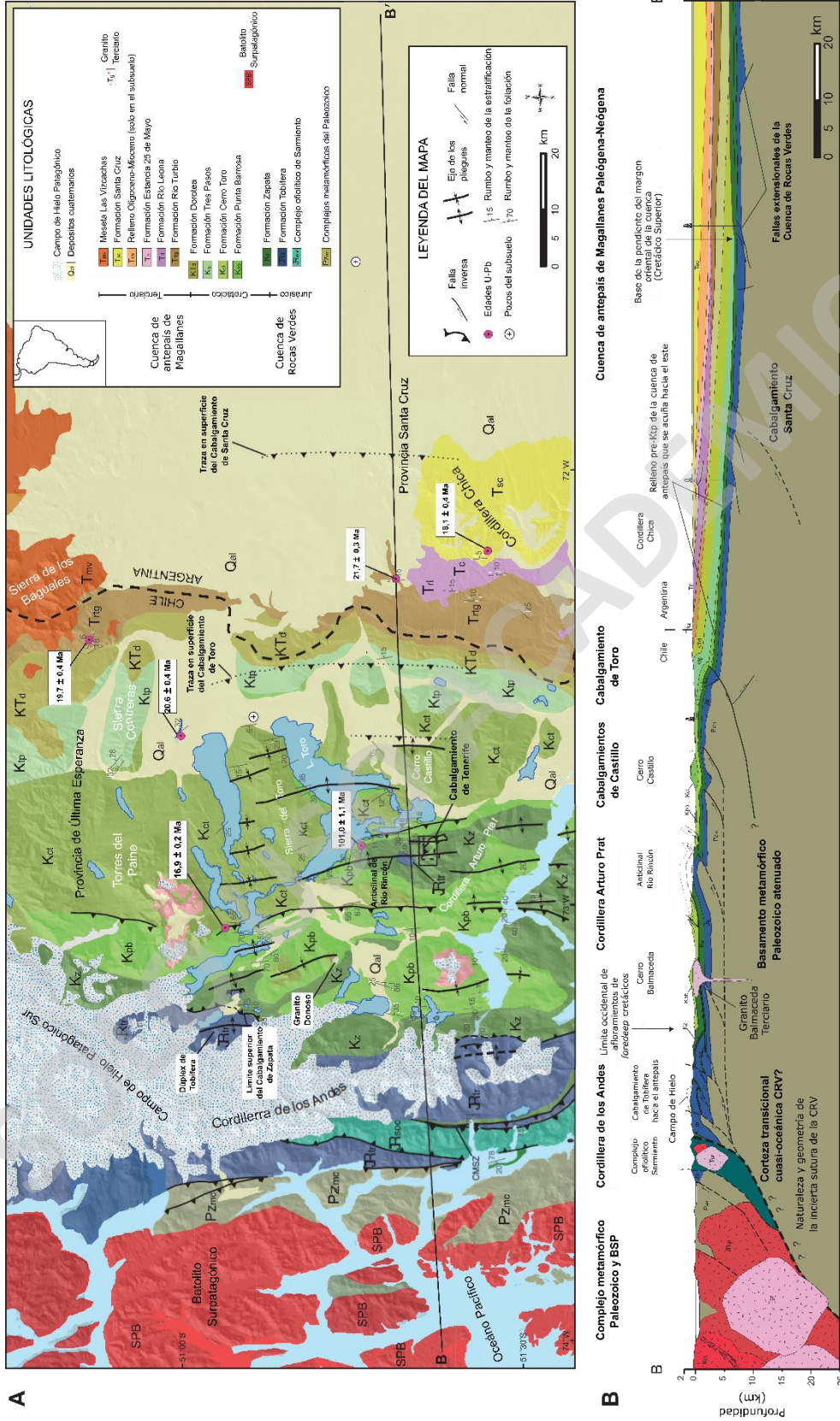


FIGURA 8. A) MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA COMPRESA ENTRE LAS LATITUDES 50°30'S Y 51°30'S, ABARCANDO LAS PROVINCIAS DE ÚLTIMA ESPERANZA (CHILE) Y SANTA CRUZ (ARGENTINA). B) SECCIÓN ESTRUCTURAL DE LA TRANSECTA B – B' DEL MAPA GEOLÓGICO. MODIFICADO DE FOSDICK ET AL. (2011).

Capítulo 3

Marco geológico local

3.1. Geología de Sierra Baguales

La sucesión meso-cenozoica presente en el área de Sierra Baguales se sitúa en el dominio externo de la faja plegada y corrida Patagónica, específicamente, dentro del monoclinial frontal con vergencia hacia el este en la región de antepaís (Fosdick *et al.*, 2011; Ghiglione *et al.*, 2016). Las unidades que conforman esta sucesión se distribuyen cronológicamente de oeste a este, exhibiendo inclinaciones inferiores a los 30 grados (Fosdick *et al.*, 2011; Ugalde, 2014; Gutiérrez *et al.*, 2017).

La Figura 9 corresponde al único mapa geológico de Sierra Baguales realizado por Gutiérrez *et al.* (2013). En su mayoría, se observa una disposición relativamente subhorizontal de las unidades litoestratigráficas que, de oeste a este, corresponden a las formaciones Tres Pasos, Dorotea, Man Aike, Río Leona, Estancia 25 de Mayo, Santa Cruz y Complejo Ígneo de Sierra Baguales.

Los horizontes estratigráficos presentes en el área de estudio afloran de manera continua hacia el norte hasta la ciudad de El Calafate, al sur de Lago Argentino, Argentina, con características litológicas bastante similares (Bostelmann *et al.*, 2013). En contraste, hacia el sur de Sierra Baguales gran parte de la continuidad geográfica se ve interrumpida por la erosión y/o cobertura glaciaria ocurrida durante el Cuaternario, volviendo aflorar un registro relativamente continuo en el área de Cancha Carrera y Río Turbio, Argentina (Ugalde, 2014; Fosdick *et al.*, 2015a y b; 2020).

Al menos de manera local, la disposición espacial de los horizontes estratigráficos se ve afectado por la ocurrencia de un sistema de diques y filones mantos, de composiciones basálticas a andesítico-basálticas, que presenta orientaciones oeste-este. De hecho, ocasionalmente, se presentan en el límite estratigráfico de algunas de las unidades cenozoicas, como es el caso del Filón La Cumbre que intruye entre las formaciones Man Aike-Río Leona y Río Leona-Estancia 25 de Mayo (Bostelmann *et al.*, 2013; Gutiérrez *et al.*, 2017).

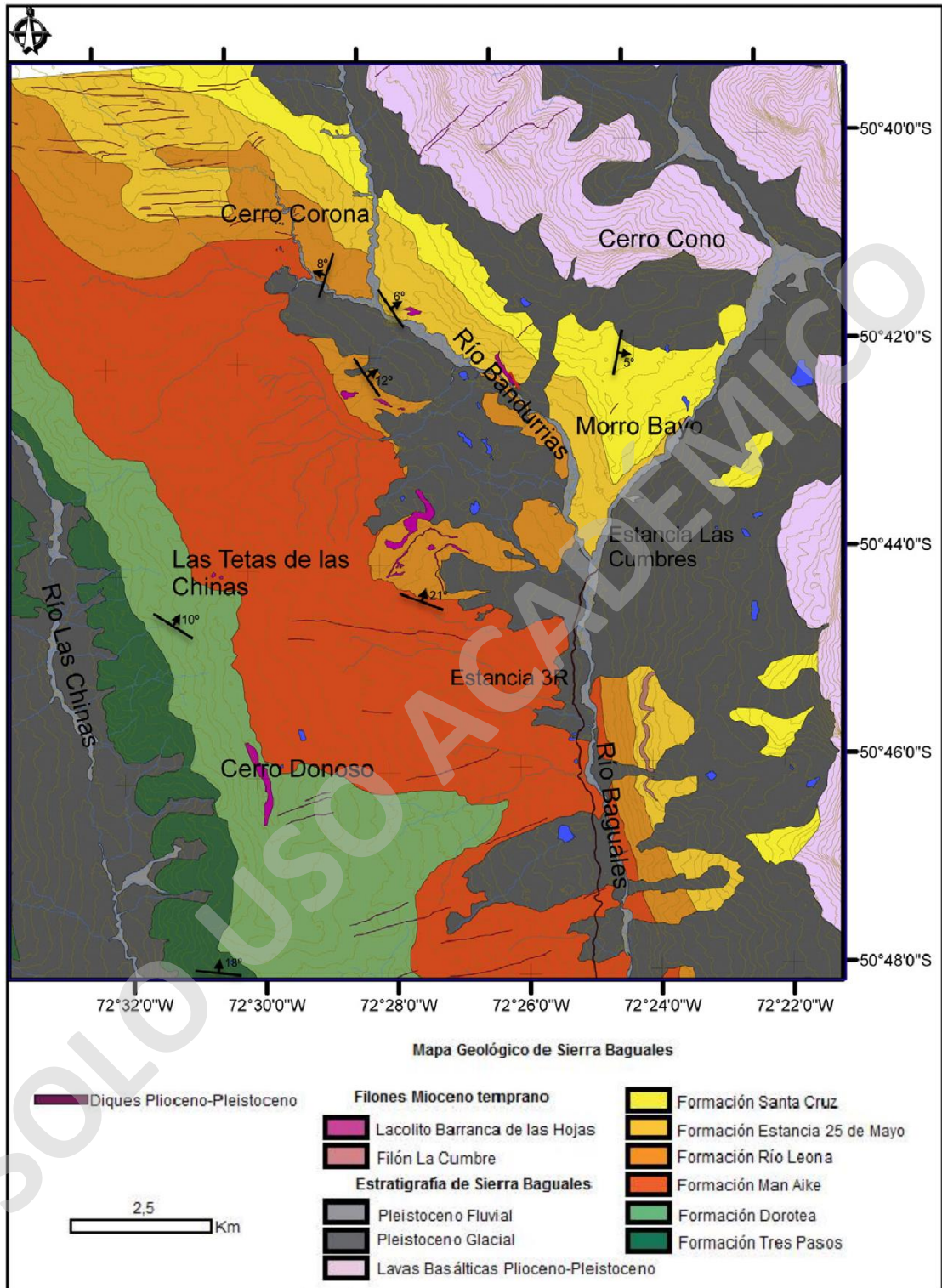


FIGURA 9. MAPA GEOLÓGICO DE SIERRA BAGUALES. EXTRAÍDO DE GUTIÉRREZ *ET AL.* (2013).

3.2. Propuestas estratigráficas

Históricamente, las unidades cenozoicas definidas en la Provincia de Última Esperanza, Chile, presentan una nomenclatura variada con cierta independencia de las unidades definidas en Argentina. Descripciones que, en muchos casos, exhiben una incoherencia del marco geológico local, siendo utilizadas por más de 50 años. En la última década se han revisado estas unidades cenozoicas, descartando muchas de ellas y/o correlacionándolas con las unidades definidas en la Provincia de Santa Cruz, Argentina. De esta manera, se espera llegar a un consenso acerca de la distribución espacio-temporal de las sucesión cenozoica dentro del área de Sierra Baguales.

La Figura 10 muestra las distintas propuestas estratigráficas hechas en la Provincia de Última Esperanza, específicamente, entre las latitudes de los 50°S y 52°S.

Las exploraciones pionera en el sector, datan de 1883, cuando Steinmann dio a conocer la presencia de fósiles en el Cerro Paine (Ugalde 2014). También se tiene registro de otros trabajos paleontológicos en la región (e.g. Roth, 1903, 1908 en Bostelmann *et al.*, 2013), donde el más destacado es el estudio de Ameghino (1989) realizado en el borde nororiental de Lago Argentino. Sin embargo, el primer estudio geográfico y geológico de la región fue publicado por Hauthal (1898 en Brandmayr, 1945), abarcando el área comprendida entre Lago Argentino y el Seno Última Esperanza (Rodríguez Raising, 2010). Específicamente, en Chile, los primeros trabajos con descripciones de unidades cenozoicas se refieren casi exclusivamente a informes inéditos de las exploraciones realizadas por la Empresa Nacional de Petróleo (ENAP) (Ugalde, 2014). De este modo, recién en la década de los 50's se definieron las primeras unidades en el trabajo de Cecioni (1957), resumidos en Hoffstetter *et al.* (1957), representadas por las formaciones Río Baguales y Las Flores de edades Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. También se incorpora la Formación Palomares, de edad Mioceno Inferior (González y Tapia, 1952; Informe inédito de ENAP). Las definiciones de estas unidades son relativamente independientes de las unidades definidas en Argentina. De hecho, muchas de ellas presentan descripciones litológicas y paleontológicas bastante generales, con correlaciones ambiguas y edades incoherentes (Bostelmann *et al.*, 2013; Ugalde, 2014).

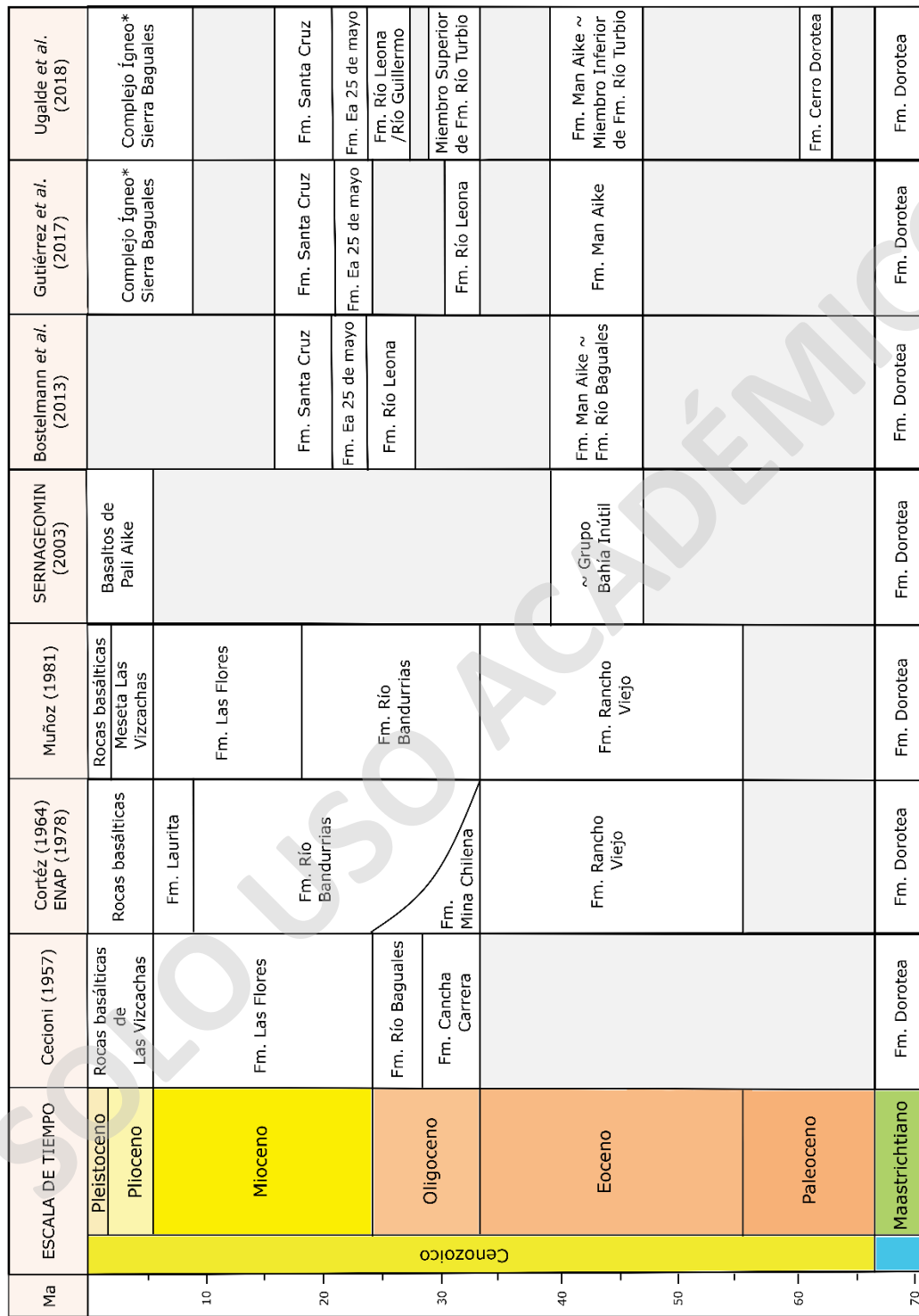
Tras los trabajos de Cecioni, las propuestas estratigráficas posteriores consistieron en reutilizar esta nomenclatura sin revisar las unidades descritas. Esto se puede apreciar en los estudios realizados principalmente por la división de exploración de la Empresa Nacional del

Petróleo (ENAP) en la Provincia de Última Esperanza, ejemplo de ellos es el mapa geológico regional de Cortés (1964; 1978) que incorpora la Formación Río Bandurrias, de carácter interino. De igual manera, esta nomenclatura fue reutilizada en Muñoz (1981) y, décadas después, en el desarrollo del Mapa Geológico de Chile de escala 1:1.000.000 diseñado por el Servicio Nacional de Geología y Minería (2003). En este último, las unidades son erróneamente incluidas dentro del Grupo Bahía Inútil, reflejando la poca claridad estratigráfica de la zona.

La continuidad geográfica de los estratos de Sierra Baguales a través de la frontera internacional, llevaron a Bostelmann *et al.* (2013) a sugerir que las sucesiones estratigráficas en el área son un reflejo de la secuencia ubicada al sur del Lago Argentino, permitiendo una correlación directa entre las unidades. En conjunto, estudios litológicos y paleontológicos en las sucesiones cenozoicas descritas en la Provincia de Última Esperanza (e.g. Le Roux *et al.*, 2010; Otero *et al.*, 2013; Ugalde, 2014) reasignaron temporalmente algunas unidades y descartaron los estatus de formación en otras. De esta manera, estos trabajos buscaron unificar y aclarar la variada nomenclatura utilizada para las mismas unidades litoestratigráficas dentro y entre ambos países.

Siguiendo esta última propuesta, Gutiérrez *et al.* (2017) describieron las unidades estratigráficas con la misma nomenclatura utilizada al sur del Lago Argentino. Sin embargo, posicionan temporalmente la Formación Río Leona en el Oligoceno Inferior (Rupeliano) en base a edades de U-Pb de $32,83 \pm 0,65$ Ma, señalando además un contacto concordante con la subyacente Formación Man Aike.

Por otra parte, Ugalde *et al.* (2018) ratifican la nomenclatura sugerida para el Neógeno, pero difieren en los nombres y edades propuestos para las unidades paleógenas. Para ello, correlacionan las unidades eocenas presentes en Sierra Baguales con la Formación Río Turbio en el área homónima. No obstante, esta correlación se ve con frecuencia en los trabajos de Fosdick *et al.* (2011; 2015a y b; 2020), sugiriendo una continuidad geográfica uniforme de la Formación Río Turbio hacia el norte, hasta Sierra Baguales. Esta nueva propuesta paleógena que correlaciona la Formación Man Aike con el Miembro Inferior de la Formación Turbio (Ugalde, 2014) y sugiere la presencia del Miembro Superior de esta misma formación en el área, replantea la nomenclatura paleógena señalando una continuidad geográfica de las unidades comprendidas entre las áreas de Río Turbio y Lago Argentino, pasando por Sierra Baguales.



* Nomenclatura informal de la unidad

FIGURA 10. MUESTRA LAS DISTINTAS PROPUESTAS ESTRATIGRÁFICAS PLANTEADAS A LO LARGO DE LA HISTORIA EN SIERRA BAGUALES, PROVINCIA DE ÚLTIMA ESPERANZA.

3.3. La Formación Man Aike en Sierra Baguales

En Argentina, la Formación Man Aike fue nombrada de manera independiente por Piatnitzky (1938) y Feruglio (1938) a lo largo del valle de Río Leona, al norte de Lago Argentino, y, a su vez, considerada como la parte superior de la Formación Calafate, de edad Maastrichtiana. Sin embargo, sería Furque (1973) quién la redefiniría y separaría de la Formación Calafate (Bostelmann *et al.*, 2013). Más tarde, esta unidad sería asignada al Eoceno Medio alto en base a datos micropaleontológicos marinos (Malumián, 1990; Concheyro, 1991; Malumián y Caramés, 1997). A pesar de que Feruglio (1938) describió estratos similares al sur de Lago Argentino, sería Macellari *et al.* (1989) quienes sugerirían la presencia de la Formación Man Aike en los estratos superiores de la Formación Calafate. Marensi *et al.* (2002) confirmarían la exposición de esta unidad en la localidad de El Calafate, describiendo sus relaciones de contacto como discordantes con las rocas sub- y suprayacentes. Posteriormente, sería Casadío *et al.* (2009) quienes ratificarían una edad Eoceno Medio alto para estas rocas en base a fósiles de invertebrados y relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en ostras (Figura 11).

Por otra parte, en Chile no fue hasta la década de los 50's, con los trabajos de Cecioni, cuando comenzaron a estudiarse en detalle las unidades cenozoicas. En Sierra Baguales, las formaciones Las Flores y Río Baguales (Cecioni, 1957) corresponderían a las unidades estratigráficas incorporadas a la Formación Man Aike debido a sus similitudes litológicas y paleontológicas, como también la evidencia geocronológica (Bostelmann *et al.*, 2013; Otero *et al.*, 2013; Ugalde, 2014).

La Formación Las Flores fue revisada por Ugalde (2014) en su estratotipo, situado en el chorrillo del mismo nombre, siendo incorporada posteriormente a la Formación Man Aike en Sierra Baguales. En sus inicios, esta unidad se consideraba equivalente a las formaciones Río Leona (Feruglio, 1938; Furque y Camacho, 1972) y El Salto (González y Tapia, 1952; Informe inédito de ENAP) en el lado argentino y el Seno Skyring, respectivamente. Aquella idea se basaba en la ocurrencia común de improntas foliares del género *Nothofagus*, sugiriendo una edad, mediante correlación, de Oligoceno Superior-Mioceno Inferior para la Formación Las Flores (Cecioni, 1957). Sin embargo, su incoherencia respecto al marco estratigráfico local, las falencias descriptivas (e.g. relaciones de contacto con otras unidades, extensión geográfica y propiedades bioestratigráficas) y su correlación infructuosa en base a un elemento recurrente en otras unidades de Sierra Baguales sugieren descartar el estatus de formación para la unidad (Ugalde, 2014). Como consecuencia de esta nueva posición estratigráfica, debajo de la

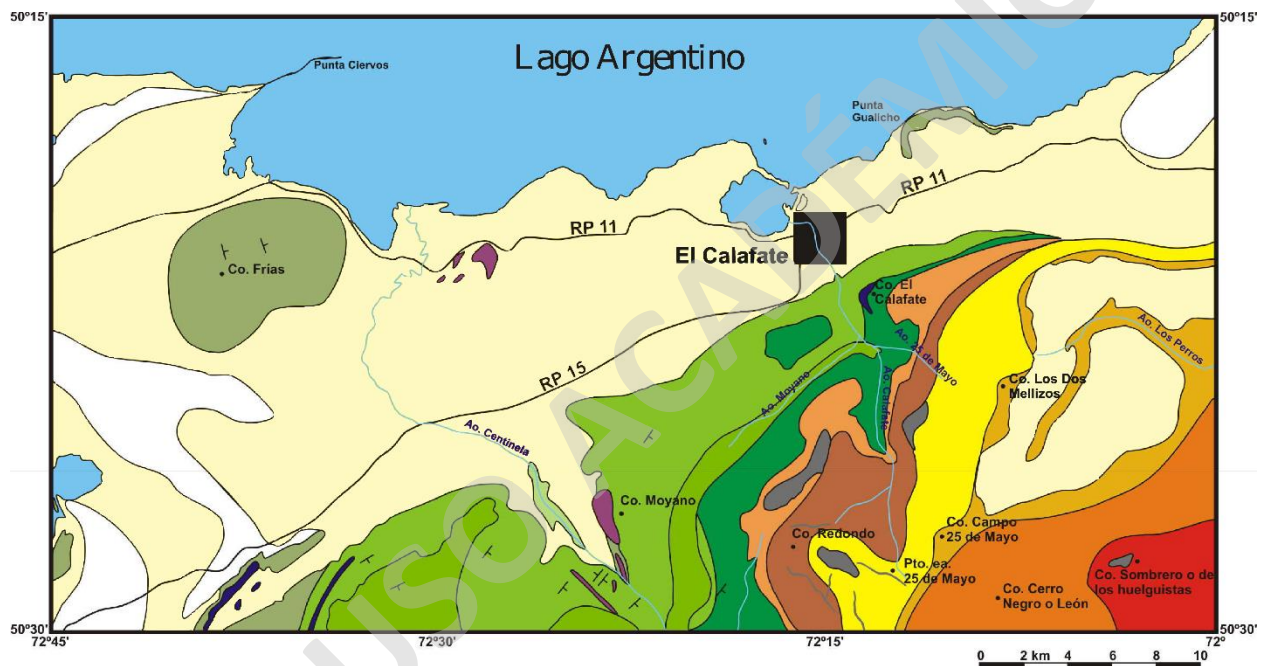
Formación Río Leona, y sus similitudes litológicas se propuso su correlación con la Formación Man Aike (Ugalde, 2014).

La Formación Río Baguales fue descrita en detalle por Le Roux *et al.* (2010), quién tentativamente asignó su parte superior al Chattiano-Aquitaniense (28,4-20,4 Ma), pero que también mencionó la presencia de dientes de tiburón del Eoceno Superior en su parte inferior. Posteriormente, edades de U-Pb tomados en esta unidad sugieren edades dentro del Eoceno Medio alto de $40,48 \pm 0,37$ Ma (Le Roux, 2012). Esta evidencia geocronológica, además de las similitudes litológicas y paleontológicas, sugieren que la unidad podría ser correlacionada con la Formación Man Aike presente al sur del Lago Argentino ((Marenssi *et al.*, 2002; Bostelmann *et al.*, 2013) (Figura 11). Según Bostelmann *et al.* (2013) el nombre de Formación Man Aike debería predominar sobre cualquier otro nombre, debido a que la unidad fue nombrada primero por Feruglio y Piatnitzky en 1938, antes que Cecioni en 1957 definiera la Formación Río Baguales.

Cuando Gutiérrez *et al.* (2017) describieron la Formación Man Aike dentro de Sierra Baguales, se basaron en la sección estratigráfica de la Formación Río Baguales hecha por Le Roux *et al.* (2010) en la Estancia 3R. En este último estudio se sugiere que la unidad representa la evolución de un ambiente estuarino dominado por el oleaje a un ambiente estuarino dominado por mareas. Además, proponen una progradación hacia el noroeste de un delta de cabeza de bahía dentro de un estuario protegido parcialmente del mar abierto. El estudio de Gutiérrez *et al.* (2017) reafirma esta inferencia, señalando también que la parte inferior de la Formación Man Aike aflora en el valle del Río Las Chinas (González, 2015; Schwartz y Graham, 2015) y su parte superior se expone en Chorrillo Jabón (al norte de Pampa Tiburón). Este mismo autor sugiere dos direcciones de proveniencia en base a mediciones de paleocorrientes. Una principal hacia el oeste-noroeste y una secundaria hacia el este, confirmando que durante el Eoceno Medio la proveniencia de los sedimentos vendría tanto del este como del oeste producto de un desarrollo parcial de la faja plegada y corrida Patagónica (Fosdick *et al.*, 2015a).

Debido a las similitudes litológicas y paleontológicas que presentan los horizontes estratigráficos eocenos de Sierra Baguales con los del área de Río Turbio, son constantemente correlacionadas con la Formación Río Turbio (Fosdick *et al.*, 2011; Ugalde, 2014; Ugalde *et al.*, 2018) (Figura 12). Específicamente, se correlaciona la Formación Man Aike descrita en Chile con el Miembro Inferior de la Formación Río Turbio (Ugalde, 2014), y la unidad sobreyacente con el Miembro Superior de la Formación Río Turbio (Ugalde *et al.*, 2018). Cabe mencionar, que el Miembro Inferior se caracteriza por sucesiones de grano grueso (grava y arena) con diversas

tendencias depositacionales, separado del Miembro Superior por la ocurrencia de un horizonte glauconítico en su parte basal (Malumián y Caramés, 1997) que grada a una intercalación de limolitas, areniscas verdosas intensamente bioturbadas (que incluso presentan glauconita) y coquinas (Pearson *et al.*, 2012; Rodríguez Raising *et al.*, 2014). En Argentina, la parte inferior del Miembro Superior de la Formación Río Turbio es recurrentemente correlacionado con la Formación Man Aike descrita al sur del Lago Argentino, en base a las similitudes litológicas, fósiles de invertebrados y análisis micropaleontológicos (Casadio *et al.*, 2009).



Referencias

	Formación Chorrillo		Depósitos glaci-fluviales cuaternarios
	Formación Anita		Morrenas pleistocenas
	Formación Las Hayas		Basaltos pleistocenos
	Formación La unión		Formación Santa Cruz a) Mb. Los Dos Mellizos b) Mb. Bon Acord c) Mb. Los Huelguistas
	Filones capa de basandesitas		Formación Estancia 25 de Mayo
	Diques basálticos		Formación Río Leona
	Pórfiros andesíticos		Formación Man Aike
	Rumbo e inclinación de estratos		Formación Calafate

FIGURA 11. MAPA GEOLÓGICO DE LA ZONA DE EL CALAFATE. LA DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DE LA FORMACIÓN MAN AIKE ES INFERIDA A PARTIR DEL TRABAJO DE FURQUE Y CAMACHO (1972). MODIFICADO DE RODRÍGUEZ RAISING (2010).

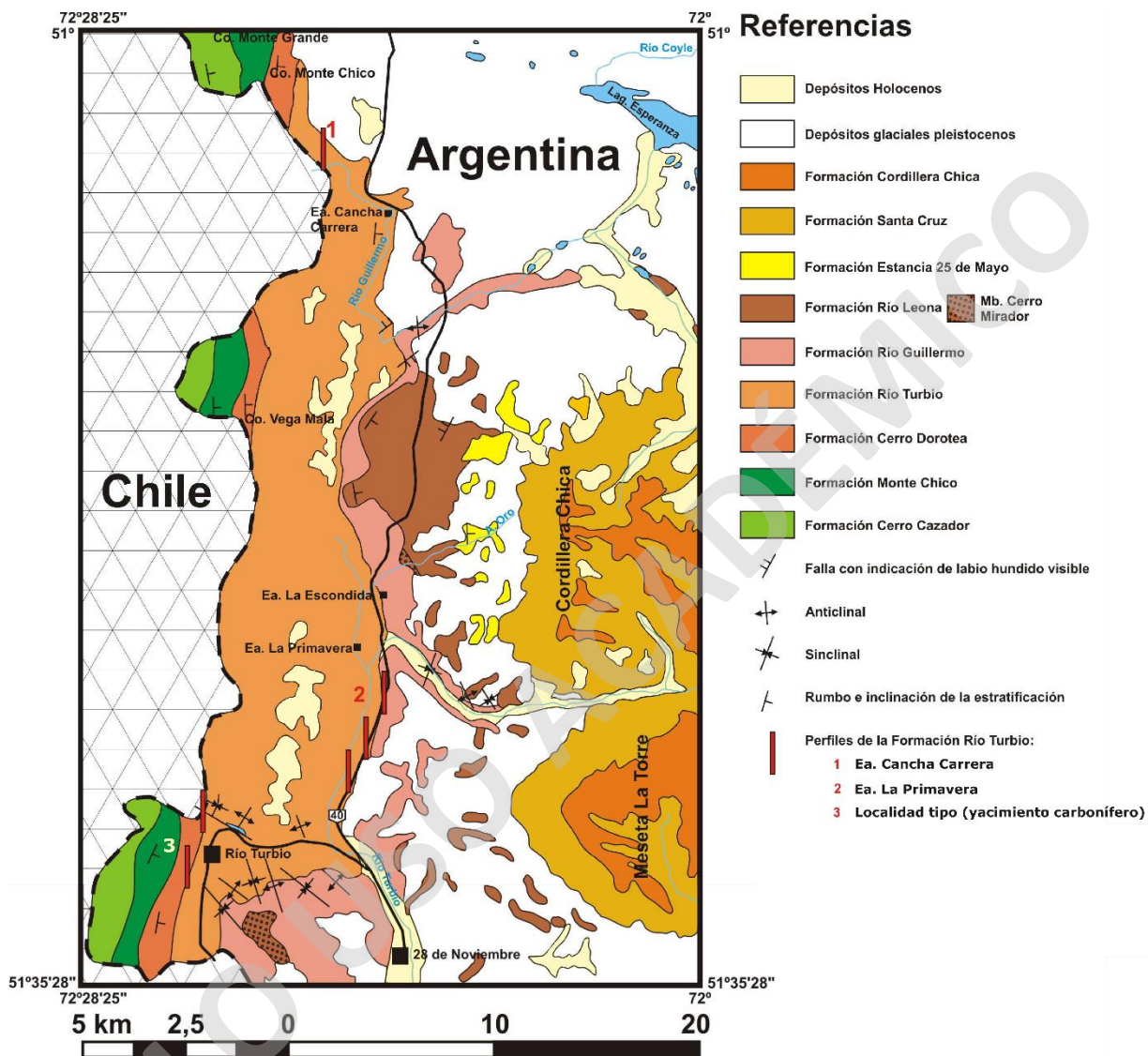


FIGURA 12. MAPA GEOLÓGICO DEL DISTRITO CARBONÍFERO DE RÍO TURBIO (MALUMIÁN ET AL., 2000). MODIFICADO DE RODRÍGUEZ RAISING (2010) PARA SEÑALAR LAS SECCIONES DE HÜNICKEN (1955).

Capítulo 4

Marco teórico

4.1. Análisis de proveniencia sedimentaria

4.1.1. Introducción

El término proveniencia sedimentaria hace referencia al origen o fuente de la cual proceden los sedimentos que componen la roca sedimentaria, incluyendo todos los factores que han contribuido a su formación (Dickinson, 1985; Arribas, 2010). En petrología sedimentaria este concepto tiene una connotación íntimamente relacionada con la composición modal de los depósitos sedimentarios (Dickinson y Suczek, 1979). Por este motivo, entender la dinámica de los diferentes procesos que afectan los sedimentos permite llevar a cabo la reconstrucción de los ambientes de depositación y sus probables correlaciones, aportando evidencias claves para el conocimiento de la evolución tectónica de una región particular y su evolución paleogeográfica en un contexto global (Sánchez y Centeno, 2000; Boggs, 2009).

Desde mediados del siglo XX, se ha intentado relacionar las características de las rocas sedimentarias con el ambiente de depósito y la naturaleza de la región de proveniencia. Particularmente, las arenas y gravas, al originarse como partículas sólidas pueden conservar la composición y textura de la roca de la cual derivan, reflejando el carácter original de la roca fuente (Sánchez y Centeno, 2000). Sin embargo, son las areniscas las muestras más utilizadas debido a que son lo suficientemente pequeñas como para observar un número considerable de granos en una sola lámina delgada, permitiendo analizar una porción del depósito estadísticamente representativa (Sánchez y Centeno, 2000; Arribas, 2010).

Dickinson *et al.* (1983) plantearon que las proporciones relativas de los distintos tipos de granos de tamaño arena permiten determinar la naturaleza de la roca fuente en el terreno de proveniencia de la cual derivan. Estas áreas de proveniencia y las cuencas de depositación pueden ser clasificadas de acuerdo con sus características tectónicas. Por lo tanto, las composiciones modales de los detritos arenosos aportan información de las condiciones tectónicas tanto de la cuenca de sedimentación como del lugar de proveniencia (Boggs, 2009).

4.1.2. Conteos Modales

El método petrográfico más utilizado para determinar cuantitativamente la composición de los granos de arena es su conteo a escala microscópica. Para ello, se utiliza una platina graduada que permite el movimiento de la lámina delgada a un cierto intervalo de distancia, formando una red de puntos en un sistema de coordenadas x-y (Sánchez y Centeno, 2000). El objetivo es conocer la composición global de los depósitos arenosos para que sus componentes detríticos sean analizados desde un punto de vista poblacional, que permita la utilización de métodos estadísticos apropiados (Arribas, 2010).

A pesar del surgimiento de varios métodos durante los 70's, existen dos métodos de conteo que son frecuentemente utilizados. Estos son el método tradicional (o genético) y el método Gazzi-Dickinson (o moderno).

El método tradicional es empleado frecuentemente para describir y definir la composición de los depósitos arenosos (Arribas, 2010). Para ello, considera que todos los minerales dentro de las partículas policristalinas deben contarse como fragmentos líticos. No obstante, esto presenta un problema, dado que existe cierta relación entre el tamaño de grano y la composición de los depósitos arenosos (Ingersoll *et al.*, 1984), es decir, comúnmente se encuentran las concentraciones más elevadas de fragmentos líticos y granos policristalinos en fracciones arenosas más gruesas (Boggs, 2009; Arribas, 2010). Como consecuencia se genera una dependencia entre el resultado del conteo modal y el tamaño de los clastos analizados (Dickinson, 1985), conllevando a la inviabilidad del método al momento de comparar la composición de los depósitos arenosos con distinto tamaño de grano (Ingersoll *et al.*, 1984).

El método de Gazzi-Dickinson fue desarrollado de manera independiente por Gazzi (1966) y Dickinson (1970) y, posteriormente, sometido a prueba por Ingersoll *et al.* (1984). En primer lugar, este método verifica el tamaño cristalino de los componentes que forman parte en su totalidad o parcialmente del grano arenoso (Arribas, 2010). De esta manera, si el tamaño de los minerales dentro de un fragmento lítico es superior a 0,0625 mm se contabiliza el monomineral intersectado, independiente de la presencia de otros minerales en el mismo grano. Al contrario, si el tamaño de los cristales dentro del fragmento lítico es inferior a 0,0625 mm, entonces el grano se considera como un fragmento lítico (Figura 14). Esto resulta en un aumento de la proporción de granos monominerales a expensas de la proporción de los fragmentos líticos en base a la premisa de una desintegración progresiva de los fragmentos de roca por

inestabilidad (Ingersoll *et al.*, 1984), transformando este método de conteo modal en el más utilizado en la actualidad.

Los métodos de conteo son empleados principalmente para determinar las representaciones estadísticas de las composiciones modales de las muestras de arenisca (Ingersoll *et al.*, 1984). Por ejemplo, un conteo con un elevado número de puntos permite la precisión de los datos, pero demanda una gran cantidad de tiempo. Por el contrario, conteos con un número escaso de puntos proporcionan datos con valores de error muy altos (Arribas, 2010). Van der Plas y Tobi (1965) sugieren que un conteo de 400 puntos conlleva a que los porcentajes de representación de los componentes detríticos arrojen valores máximos de error de un 5%, lo cual es más que óptimo para una representatividad estadística consistente de los datos obtenidos de un conteo modal (Figura 13).

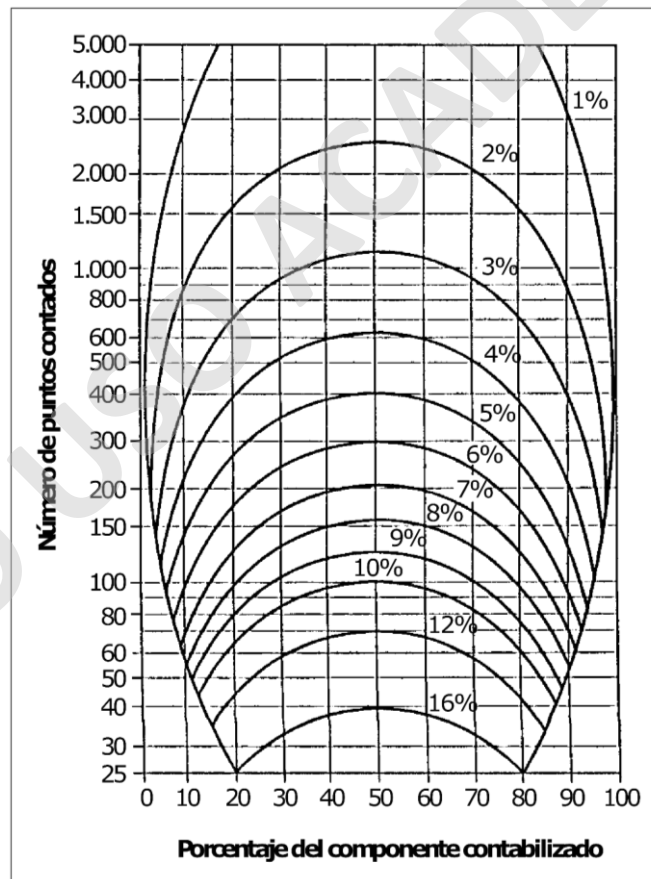


FIGURA 13. ÁBACO PARA EL CÁLCULO DEL ERROR COMETIDO EN EL PROCESO DE CONTEO EN FUNCIÓN DEL NÚMERO DE PUNTOS CONTABILIZADOS Y DEL PORCENTAJE DEL COMPONENTE ANALIZADO. EL PORCENTAJE QUE FIGURA EN CADA CURVA ES DE DOS SIGMA. MODIFICADO DE VAN DER PLAS Y TOBI (1965) Y ARRIBAS (2010).

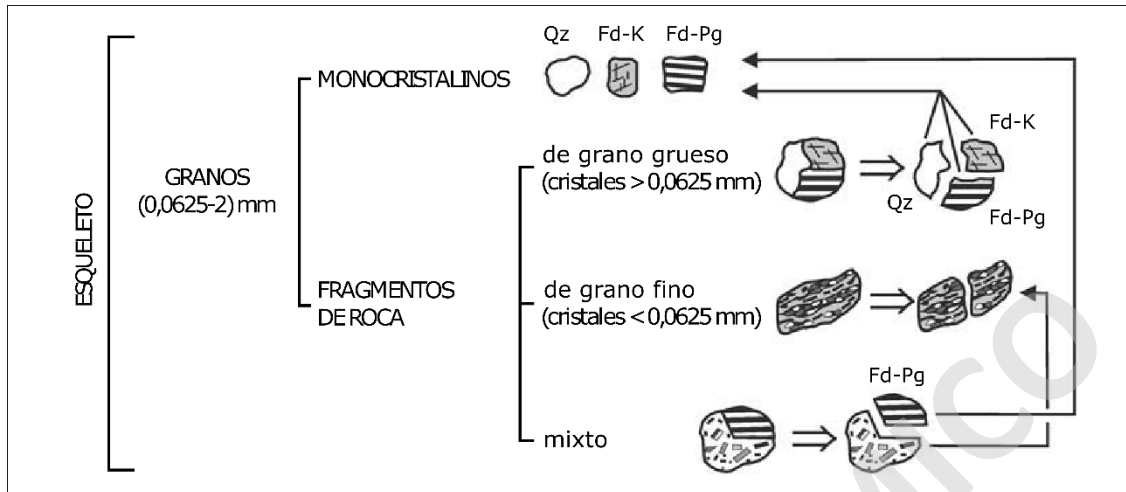


FIGURA 14. REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LOS CRITERIOS DEL MÉTODO DE CONTEO MODAL GAZZI-DICKINSON. MODIFICADO DE ARRIBAS (2010).

Los parámetros de conteo, como también su cálculo de normalización, son mostrados en la Tabla 1. En estos parámetros se destaca que el método Gazzi-Dickinson no incluye la categoría de líticos plutónicos, debido a que tales granos son contabilizados en base al constituyente monomineral intersectado (Ingersoll *et al.*, 1984).

TABLA 1. PARÁMETROS DE LOS GRANOS. MODIFICADO DE INGERSOLL *ET AL.* (1984).

Parámetros de conteo	Parámetros recalculados
<p>Qp = Cuarzo policristalino (incluido chert) Qm = Cuarzo monocristalino P = Plagioclasa K = Feldespato potásico</p> <p>Lv = Líticos volcánicos-hipabisales</p> <p>Lm = Líticos metamórficos Ls = Líticos sedimentarios Lp = Líticos plutónicos (solo en método tradicional) M = Filosilicatos D = Minerales pesados Ind = Indiferenciados (x = Fracción de metavolcánicos en Lm)</p>	<p>$Q = Qm + Qp$ $F = P + K$ $L = Lv + Lm + Ls + Lp$ $Lv = Lv + xLm$ (donde x va de 0 a 1; operacionalmente y usualmente es 0) $Lsm = Ls + (1 - x)Lm$ (operacionalmente, Lsm usualmente igual a $Ls - Lm$) Esqueleto = $Q + F + L + M + D + Ind$ $QFL\%Q = 100Q/(Q + F + L)$ $QFL\%F = 100F/(Q + F + L)$ $QFL\%L = 100L/(Q + F + L)$ Esqueleto%M = $100M/Esqueleto$ Esqueleto%D = $100D/Esqueleto$ $LmLvLs\%Lm = 100Lm/(L - Lp)$ $LmLvLs\%Lv = 100Lv/(L - Lp)$ $LmLvLs\%Ls = 100Ls/(L - Lp)$ $QpLvmLsm\%Qp = 100Qp/(L - Lp + Qp)$ $QpLvmLsm\%Lvm = 100Lvm/(L - Lp + Qp)$ $QpLvmLsm\%Lsm = 100Lsm/(L - Lp + Qp)$</p>

4.1.3. Factores que afectan la composición de las areniscas

La composición de la roca fuente es ciertamente un control de primer orden en la composición de los sedimentos. Sin embargo, su composición original puede ser severamente modificada por varios factores, entre ellos: (1) el clima y relieve de la región fuente que controla la meteorización química y erosión; (2) el efecto del transporte (incluyendo el retrabajo), que puede afectar la composición detrítica debido a la destrucción selectiva de los granos menos estables y su selección en función del tamaño y forma de los granos; (3) el ambiente deposicional, donde la selección y destrucción selectiva de los granos también puede tomar lugar, junto con una mezcla de sedimentos proveniente de distintas fuentes; y finalmente (4) los procesos diagenéticos que pueden resultar en una disolución completa o parcial de los granos menos estables, e incluso en su reemplazo por otros minerales (Suttner, 1974; Boggs, 2009).

4.1.4. Clasificación del ambiente tectónico de proveniencia

Dickinson y Suczek (1979), Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson (1985, 1988) sugieren que todas las proveniencias tectónicas pueden ser agrupadas bajo tres categorías distintas: bloques continentales, arcos magmáticos y orógenos reciclados (Figura 15). Cada uno de estos entornos de proveniencia incluye agrupaciones distintivas de rocas fuente que vierten sus sedimentos en las cuencas asociadas. Weltje (2006) realizó una rigurosa evaluación estadística del modelo de proveniencia de Dickinson, concluyendo que las diferencias entre las medias de cada una de estas tres asociaciones de proveniencia son muy significativas, con relaciones de éxito que van desde un 64 a 78% en los sistemas ternarios estudiados (Figura 16).

A) Bloque continental

En esta categoría de proveniencia se incluyen los cratones estables (o interiores) y plataformas, como también los bloques de basamento alzados localmente. Las proveniencias de cratones estables están compuestas principalmente por rocas de basamento, como lo son las rocas plutónicas, principalmente félsicas, y metamórficas. Además, las sucesiones de plataforma asociadas pueden incluir abundantes rocas sedimentarias. De esta manera, las arenas derivadas de los cratones interiores son típicamente cuarzosas, con un contenido menor feldespatos, producto del retrabajo constante y una meteorización intensa asociada a las largas distancias de transporte en

cratones de bajo relieve. La razón de feldespatos potásicos y plagioclasas tiende a ser alta. Como consecuencia, las proveniencias de cratones interiores producen en gran medida cuarzoarenitas, aunque algunas litarenitas podrían derivarse de áreas positivas relacionadas a bloques continentales alzados (Tabla 2). Los sedimentos derivados de cratones son depositados en cuencas locales dentro del cratón, en cuencas de antepaís, o a lo largo de márgenes continentales de rift en ambientes de plataforma, talud o marino profundos. Los bloques de basamento alzados, limitados por fallas, típicamente consisten en rocas graníticas y gneises. El alto relieve de estas rocas resulta en una rápida erosión que genera relativamente gruesas arenitas feldespáticas y arcosas. Algunos bloques pueden tener una cobertura inicial de rocas sedimentarias y metamórficas que pueden producir litarenitas. Los sedimentos provenientes de los bloques de basamento alzado son comúnmente depositados, sin mucho transporte, en las cuencas internas cercanas.

B) Arco magmático

Los arcos magmáticos son terrenos volcánicos elevados, ubicados a lo largo de arcos de islas activos o, en algunos casos, márgenes continentales. Algunos arcos magmáticos, tales como el arco de Japón, pueden no tener una cobertura volcánica continua, siendo asociados a rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias. De este mismo modo, los arcos magmáticos erosionados (o disectados) a lo largo de márgenes continentales pueden también exponer rocas plutónicas situadas en profundidad. En contraste, los arcos jóvenes (o sin disectar) tienden a tener una cobertura casi continua de rocas volcánicas. Por lo tanto, gran parte de los detritos volcánicos provienen de los arcos activos o jóvenes (Dickinson y Suczek, 1979). Estos detritos consisten principalmente de plagioclasas y fragmentos líticos volcánicos muchos de los cuales, a su vez, contienen fenocristales de plagioclasa. Además, si el cuarzo está presente es cuarzo volcánico. Como resultado, las areniscas derivadas de arcos magmáticos jóvenes son exclusivamente litarenitas volcánicas (Tabla 2). Los sedimentos pueden ser depositados en cuencas de antearco, intraarco, trasarco, o fosas. Los arcos disectados que exponen rocas plutónicas situadas en profundidad producen una mezcla de detritos volcánicos, plutónicos y, en algunas ocasiones, pueden incluso arrojar detritos metamórficos y sedimentarios. Por lo tanto, los feldespatos potásicos y cuarzos plutónicos pueden estar presentes en estos detritos junto con el material volcanoclástico. Las areniscas derivadas de arcos disectados (o maduros) son, así, menos ricas en líticos volcánicos que aquellos derivados de arcos activos o jóvenes.

C) Orógeno reciclado

Los orógenos reciclados son regiones fuente creadas por el plegamiento y cabalgamiento de terrenos sedimentarios y metasedimentarios, lo que permite que los detritos de estas rocas sean reciclados a las cuencas asociadas. Muchos de estos orógenos reciclados se formaron por la colisión de terrenos que alguna vez fueron bloques continentales separados. Este proceso crea alzamiento y une los terrenos a lo largo de una zona de sutura. A estas regiones fuente se les conoce con el nombre de proveniencia de orógenos de colisión. Los orógenos de colisión están compuestos principalmente por cabalgamientos de rocas sedimentarias y metasedimentarias, pero pueden incluir cantidades subordinadas de rocas plutónicas y volcánicas, e incluso de 'mélanges' ofiolíticos, resultando en un conjunto complejo de sedimentos que puede ser derivado de tales orógenos. Dickinson y Suczek (1979) sugieren que las areniscas provenientes de orógenos de colisión están compuestas de materiales sedimentarios reciclados, con contenidos de cuarzo intermedio y una gran cantidad de fragmentos líticos sedimentarios-metasedimentarios (Tabla 2). Por lo general, las areniscas derivadas de orógenos de colisión pueden ser depositadas en cuencas de antepaís o ser transportadas longitudinalmente en cuencas oceánicas adyacentes. Dentro de los orógenos reciclados también se encuentran los alzamientos de la región de antepaís asociados a fajas plegadas y corridas. El alzamiento del antepaís puede contener una compleja variedad de rocas fuente, incluyendo rocas siliciclásticas, carbonatadas, metasedimentarias, plutónicas (en bloques de basamentos expuestos) y volcánicas. Por lo tanto, una gran variedad de areniscas puede derivarse de alzamientos de antepaís, algunos de los cuales pueden ser indistinguibles de areniscas derivadas de bloques continentales, orógenos de colisión, o incluso de complejos de subducción. Dickinson y Suczek (1979) sugieren que las areniscas más características combinan contenidos de cuarzo moderadamente altos con contenidos de feldespatos ocasionalmente altos (Tabla 2).

Finalmente, los orógenos formados por complejos de subducción alzados se encuentran compuestos de sedimentos oceánicos y lavas, siendo llamados como proveniencia de complejos de subducción. Las rocas fuente en estos orógenos pueden incluir materiales ofiolíticos deformados, esquistos verdes, cherts, argilitas, grauvacas, y calizas, que están expuestas como constituyentes del *mélange*, de los cabalgamientos, e isoclinas formadas por la deformación dentro de la zona de subducción (Dickinson y Suczek, 1979). Los sedimentos pueden ser llevados lejos del complejo de subducción a cuencas de antepaís

o dentro de la fosa adyacente. De acuerdo con Dickinson y Suczek (1979), la firma clave para reconocer las areniscas derivadas de los complejos de subducción es una abundancia de chert que supera en gran medida la combinación de cuarzo y feldespato. Sin embargo, advierten que las areniscas derivadas de complejos de subducción que contienen abundantes rocas de origen arenoso pueden tener una firma de chert mucho más débil. Además, una mezcla de detritos de orógenos de complejos de subducción, arcos magmáticos y orógenos de colisión también es posible.

TABLA 2. RELACIÓN ENTRE LA COMPOSICIÓN DE LAS ARENISCAS Y LA PROVENIENCIA TECTÓNICA. MODIFICADO DE DICKINSON (1985).

Tipo de proveniencia	Ambiente tectónico	Composición de las areniscas
Cratón estable	Plataforma estable o interior del continente	Areniscas cuarzosas (ricas en Qt) con altos valores de Qm/Qp y K/P
Basamento alzado	Borde de rift o ruptura por fallas transformantes	Areniscas cuarzo-feldespáticas (ricas en Qm y F) con bajas concentraciones de Lt y razones de Qm/F y K/P similares a la roca original
Arco magmático	Arco de isla o arco continental	Areniscas volcanoclásticas y feldespato-líticas (ricas en F) con altos valores de P/K y Lv/Ls. Si están expuestas rocas plutónicas, entonces las areniscas son cuarzo-feldespáticas (ricas en Qm y F)
Órógeno reciclado	Órógenos de colisión, complejos de subducción o fajas plegadas y corridas	Areniscas cuarzo-líticas (ricas en Qt y Lt) con bajas concentraciones de F y Lv, y razones variables de Qm/Qp y Qp/Ls

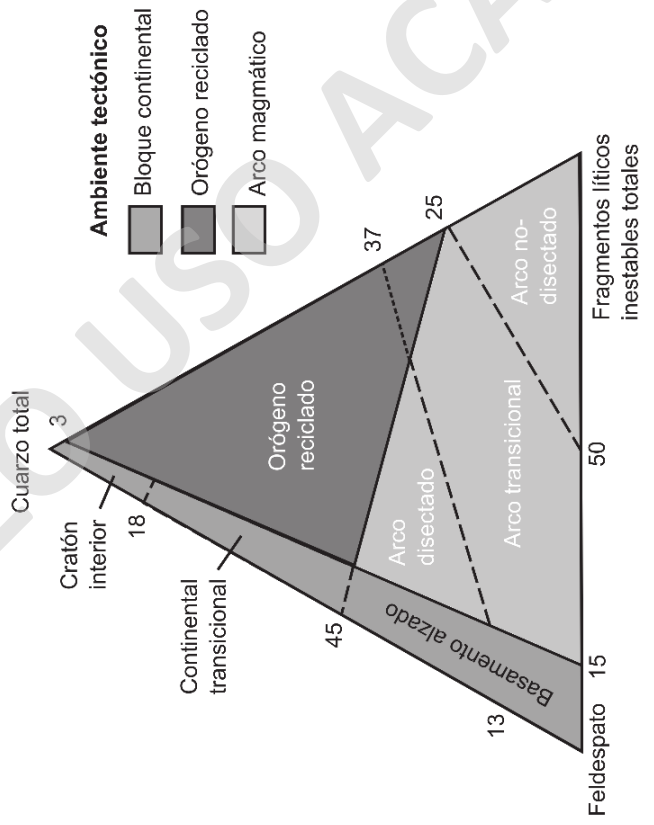
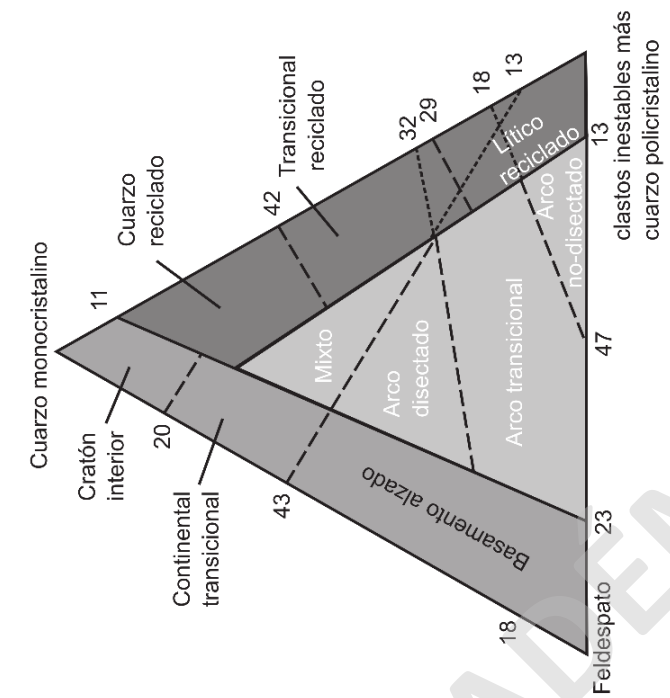


Figura 15. DIAGRAMAS TERNARIOS QUE MUESTRAN LA RELACIÓN ENTRE LA COMPOSICIÓN DE LAS ARENISCAS Y EL AMBIENTE TECTÓNICO DE PROVENIENCIA. MODIFICADO DE DICKINSON ET AL. (1983).

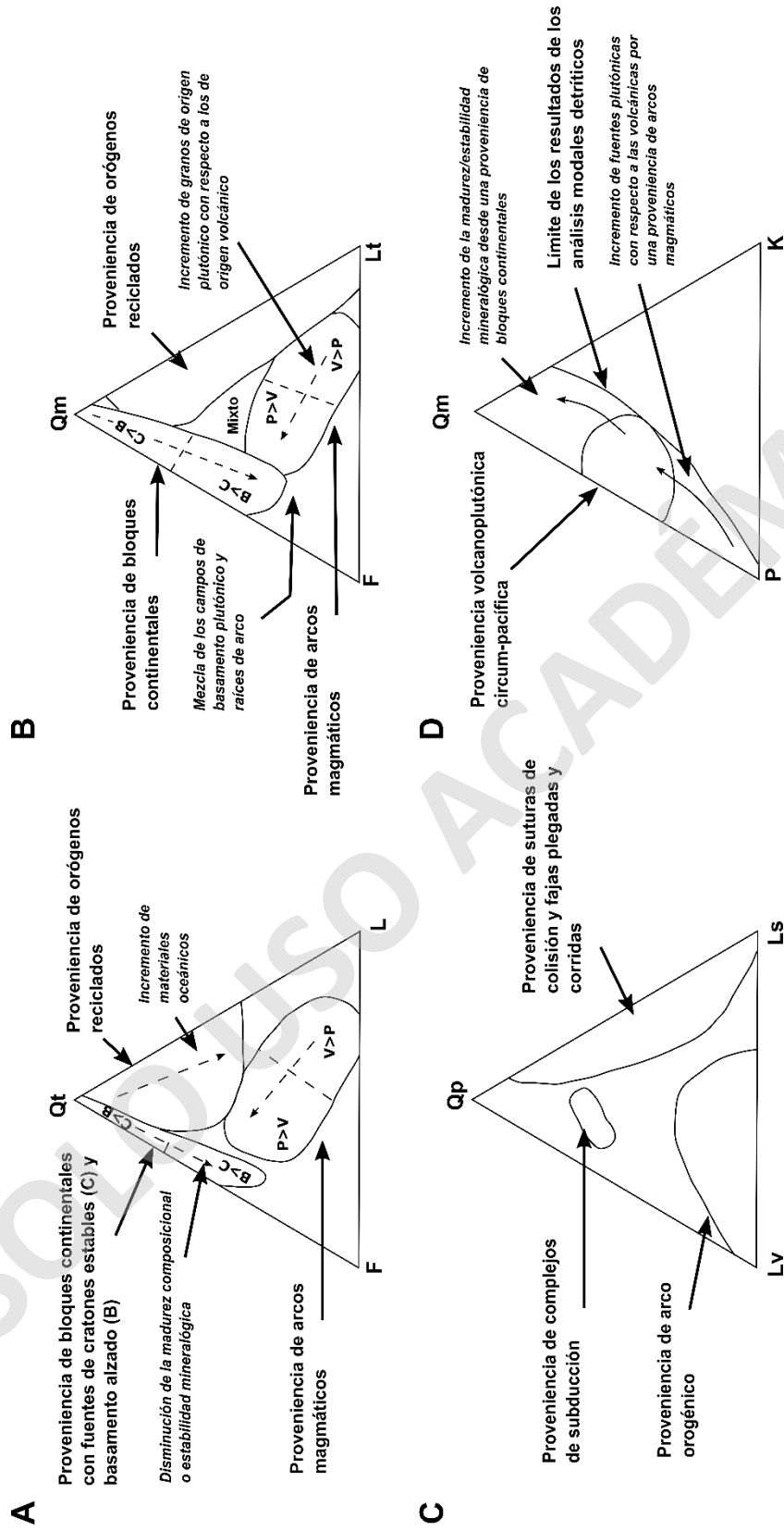


FIGURA 16. DIAGRAMAS TERNARIOS DE PROVENIENCIA TECTÓNICA. A) QTFL: MUESTRA LAS VARIACIONES DE CUARZO TOTAL CON ÉNFASIS EN LA MADUREZ DE LAS ARENISCAS; B) QmFLt: RESALTA LA FUENTE DE APORTE; C) QpLVLS: MUESTRA LA NATURALEZA DE LOS FRAGMENTOS LÍTICOS; D) QmPK: MUESTRA EL TIPO DE GRANO MONOMINERAL. QT: CUARZO TOTAL; QM: CUARZO MONOCRISTALINO; QP: CUARZO POLICRISTALINO; F: FELDESPATO TOTAL; P: PLAGIOCLASA; K: FELDESPATO POTÁSICO; LT = L + QP; LV: FRAGMENTOS LÍTICOS VOLCÁNICOS Y LS: FRAGMENTOS LÍTICOS SEDIMENTARIOS. MODIFICADO DE DICKINSON (1985).

Capítulo 5

Formulación del estudio

5.1. Hipótesis de trabajo

La continuidad geográfica de los estratos a través del límite internacional sugiere que las unidades eocenas en Sierra Baguales corresponden a las mismas que se encuentran en las áreas de Lago Argentino y Río Turbio. Particularmente, estas unidades se depositaron dentro de un contexto regional compresivo donde el orógeno andino comenzaba a transformarse en el accidente topográfico más prominente de la región. Debido a esto se plantean como hipótesis:

- Los aspectos litológicos y paleontológicos característicos de la Formación Man Aike (o Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio) permitirían revalidar su reconocimiento dentro del área de estudio.
- En la estancia Cancha Carrera (área de Río Turbio) se encuentran las facies más distales y marinas de la Fm. Río Turbio. Por lo tanto, en base a su proximidad geográfica, sería esperable encontrar depósitos de estas mismas características en el Puesto Las Flores, al sur de Sierra Baguales.
- La continuidad de los estratos hacia la Provincia de Santa Cruz, Argentina, permitiría realizar una correlación detallada de los niveles (o patrones sedimentarios) que contienen información bioestratigráfica y geocronológica, esenciales para conocer el contexto cronoestratigráfico de la unidad.
- La ocurrencia de un arco magmático activo, hasta los 40 Ma (Eoceno Medio alto), sugiere que este elemento habría sido la principal fuente de sedimentos de la Fm. Man Aike (o Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio).

5.2. Objetivos

5.2.1. Objetivos generales

El objetivo general consiste en caracterizar la estratigrafía de la Formación Man Aike (o Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio) dentro de la Estancia 3R y el Puesto Las Flores. A fin de conocer su distribución espacio-temporal, relaciones de contacto y la proveniencia de los sedimentos que la componen.

5.2.2. Objetivos específicos

Los objetivos específicos son los siguientes:

- Elaborar una columna estratigráfica en ambas localidades.
- Caracterizar las litofacies y reconocer sus variaciones laterales.
- Reconocer fósiles a escala macro y microscópica.
- Definir ambientes deposicionales y contrastar con propuestas previas.
- Realizar un análisis petrográfico a las muestras para definir su proveniencia sedimentaria.
- Correlacionar las columnas en estudio con las unidades litoestratigráficas definidas en la Provincia de Santa Cruz, Argentina.

5.3. Metodología

A fin de llevar a cabo los objetivos propuestos para el estudio se confeccionaron dos columnas estratigráficas, a escala 1:275: Estancia 3R y Puesto Las Flores. Además, se diseñaron sus homólogos respectivos a una escala 1:1.150 para sintetizar la información expuesta en las secciones anteriores.

5.3.1. Trabajo de terreno

El trabajo de terreno se divide en dos campañas, ambas realizadas entre el 15 y 24 de febrero de los años 2019 y 2020. En la primera campaña se tuvo como campamento base la zona conocida como Estancia La Cumbre (Figura 17A), favoreciendo a que el trabajo fuese abordado desde las cercanías del Río Baguales a través del Chorrillo de La Barranca hasta Pampa Tiburón. Por otro lado, la segunda campaña buscó complementar la primera, usando como campamento base los alrededores del Puesto Las Flores, y abordando el estudio en dirección aguas arriba dentro del chorrillo homónimo.

Los puntos de control fueron tomados por un GPS tipo Gamin en sistema de coordenadas geográficas, específicamente en grados decimales, utilizando el datum WGS84. Estos puntos fueron registrados de comienzo a fin en cada una de las secciones estratigráficas, como también frente a variaciones laterales y verticales de los niveles en estudio.

La caracterización geológica de los distintos niveles estratigráficos en el afloramiento consistió en el reconocimiento de contactos, estructuras sedimentarias y sus respectivas litologías incluyendo aspectos granulométricos, fosilíferos y cromáticos. En la identificación granulométrica se utilizó un comparador visual de sedimentología de Benvenuto y Paris (2018), mientras que para el aspecto cromático se usó una carta de colores para rocas producido por Munsell Color (2009). Los datos estructurales de disposición de horizontes y direcciones de paleocorrientes fueron tomadas por una brújula estructural Brunton y registradas con la anotación de la mano derecha.

Para determinar el índice de bioturbación (IB) se usó la escala de intensidad sugerida por Droser y Bottjer (1986 en pág. 176 de Nichols, 2009), cuyos criterios o parámetros descriptivos son mostrados en la Tabla 3.

TABLA 3. ESCALA DE INTENSIDAD DE LA BIOTURBACIÓN, DISEÑADA PARA PERMITIR LA COMPARACIÓN ENTRE DEPÓSITOS DE DIFERENTES LUGARES. MODIFICADO DE DROSSER Y BOTTJER (1986 EN PÁG. 176 DE NICHOLS, 2009).

Grado	Descripción
1	unas pocas trazas discretas.
2	la bioturbación afecta a menos del 30% de los sedimentos, la estratificación es distinguible.
3	entre 30% y 60% de los sedimentos afectados, la estratificación es distinguible.
4	60% a 90% de los sedimentos afectados, la estratificación es indistinguible.
5	sobre el 90% de los sedimentos bioturbados, y la estratificación es apenas detectable.
6	el sedimento está totalmente retrabajado por la bioturbación, es decir, es difícil distinguir trazas individuales. El cuerpo de sedimento es simplemente macizo, con la única evidencia de trazas fósiles siendo un sedimento aparentemente manchado o con parches de diferentes tamaños de grano.

La recolección de muestras se realizó mediante un martillo estratigráfico solo en Estancia 3R. Estas muestras por lo general son areniscas de diversa granulometría, extraídas de forma orientada y con dimensiones mínimas de 10 x 10 cm. Asimismo, estas fueron registradas en base al código:

AAMMDD/N

AA representa año de la campaña, MM mes, DD día de trabajo, y N número de la muestra tomada aquel día. Por ejemplo, si la muestra tomada corresponde a la quinta extraída el 20 de febrero del 2019 esta sería registrada con el código 190220/5. De esta manera, como la fecha es una combinación numérica única el código de la muestra también lo será.

5.3.2. Construcción de las columnas estratigráficas

Para la construcción de las columnas estratigráficas se consideró medir los estratos de forma perpendicular a sus planos de estratificación, utilizando un bastón con una escala graduada cada 10 cm (báculo de Jabob). En el caso de la transecta Chorrillo de La Barranca – Pampa Tiburón, se realizaron 7 secciones estratigráficas menores que fueron agrupadas en una única columna estratigráfica, la cual se utilizó en el trabajo de gabinete para el desarrollo de facies sedimentarias (Figura 18). Por otro lado, en la transecta del Puesto Las Flores se levantó de manera continua una única columna estratigráfica, cuya base se sitúa aguas abajo en la entrada del chorrillo homónimo ($50^{\circ}51'51,12''\text{S}/72^{\circ}19'38,71''\text{O}$) y su cima corresponde a la base de la sección de Ugalde (2014) ($50^{\circ}51'30,13''\text{S}/72^{\circ}19'47,96''\text{O}$) (Figura 17B).

La Tabla 4 muestra las coordenadas (en el formato grados, minutos y segundos) de cada una de las secciones menores de la transecta Chorrillo de La Barranca – Pampa Tiburón. La parte inferior de la columna se encuentra compuesta por las secciones S1, S2 y S3, mientras que la parte superior se encuentra compuesta por las secciones S4, S5, S6 y S7.

TABLA 4. COORDENADAS GEOGRÁFICAS DE LAS 7 SECCIONES MENORES LEVANTADAS EN LA TRANSECTA CHORRILLO DE LA BARRANCA – PAMPA TIBURÓN.

Secciones	Inicio			Fin		
	Latitud	Longitud	Altura (m)	Latitud	Longitud	Altura (m)
S1	$50^{\circ}45'20,38''\text{S}$	$72^{\circ}25'50,74''\text{O}$	753	$50^{\circ}45'12,28''\text{S}$	$72^{\circ}25'59,52''\text{O}$	929
S2	$50^{\circ}45'05,15''\text{S}$	$72^{\circ}26'19,64''\text{O}$	855	$50^{\circ}45'04,97''\text{S}$	$72^{\circ}26'17,99''\text{O}$	888
S3	$50^{\circ}45'15,93''\text{S}$	$72^{\circ}26'52,78''\text{O}$	926	$50^{\circ}45'15,62''\text{S}$	$72^{\circ}26'52,84''\text{O}$	932
S4	$50^{\circ}44'34,26''\text{S}$	$72^{\circ}27'37,22''\text{O}$	1080	$50^{\circ}44'26,16''\text{S}$	$72^{\circ}27'50,94''\text{O}$	1101
S5	$50^{\circ}44'15,47''\text{S}$	$72^{\circ}28'05,48''\text{O}$	1148	$50^{\circ}44'15,36''\text{S}$	$72^{\circ}28'04,99''\text{O}$	1152
S6	$50^{\circ}44'03,84''\text{S}$	$72^{\circ}28'31,51''\text{O}$	1171	$50^{\circ}44'03,44''\text{S}$	$72^{\circ}28'31,01''\text{O}$	1180
S7	$50^{\circ}44'09,13''\text{S}$	$72^{\circ}28'20,71''\text{O}$	1165	$50^{\circ}44'09,49''\text{S}$	$72^{\circ}28'17,11''\text{O}$	1173

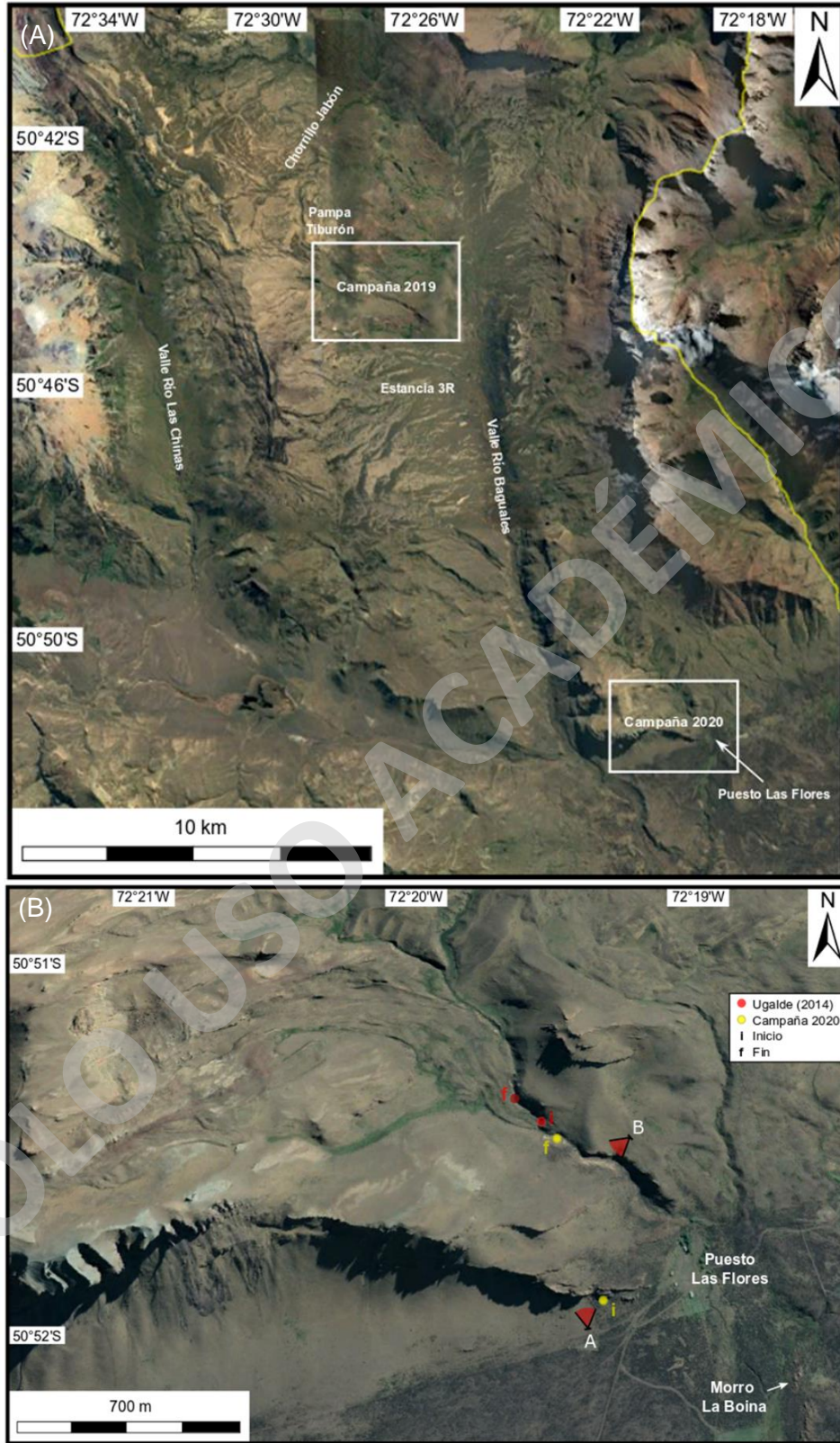


FIGURA 17. IMÁGENES SATELITALES (LANDSAT/COPERNICUS) DEL SOFTWARE GOOGLE EARTH. A) UBICACIÓN DE LAS CAMPAÑAS 2019 Y 2020 DENTRO DE SIERRA BAGUALES. B) UBICACIÓN DE LA SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL CHORRILLO LAS FLORES (ESTE TRABAJO Y UGALDE, 2014). A: FIGURA 37A; B: FIGURA 39E.

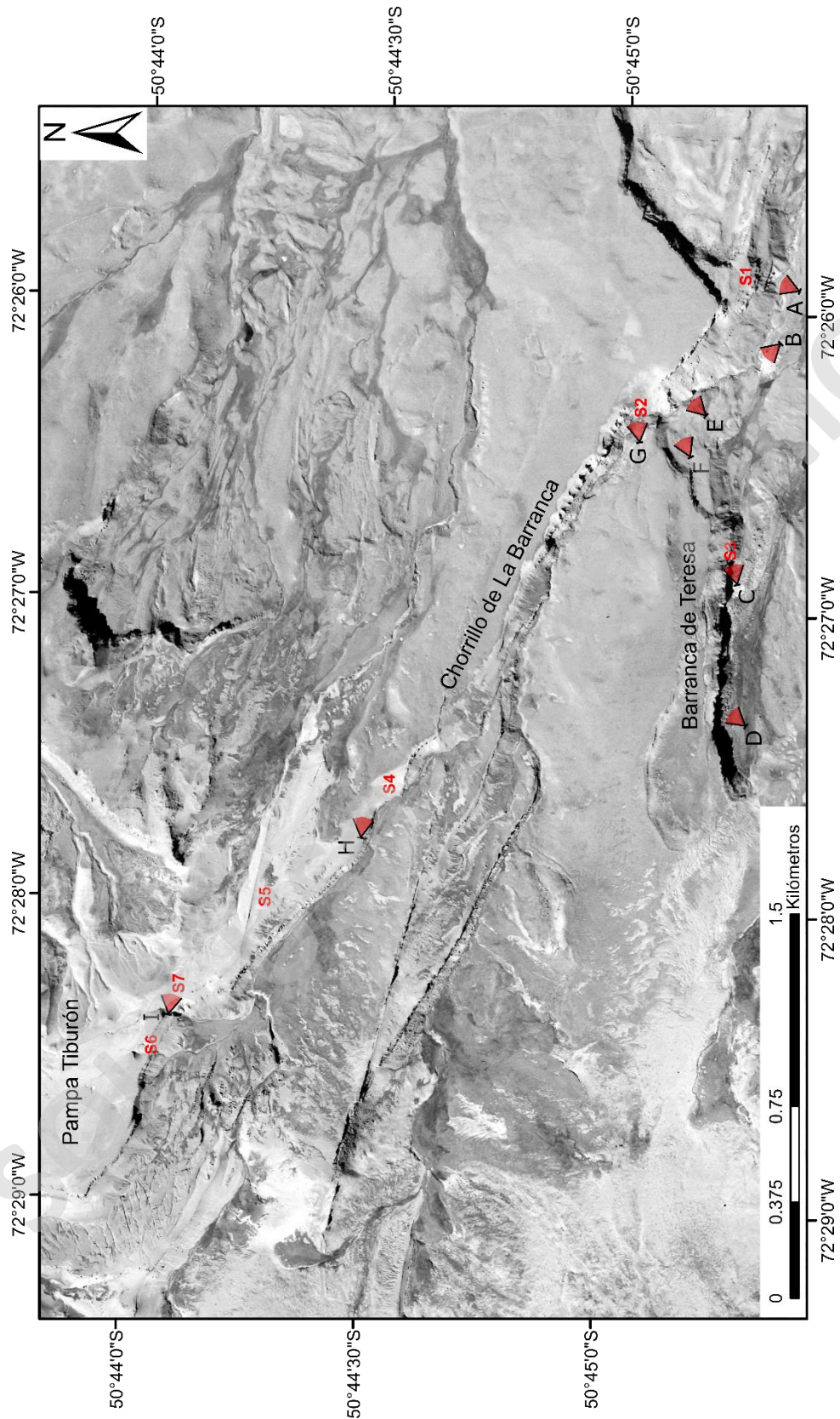


FIGURA 18. UBICACIÓN DE LAS SECCIONES MENORES Y PANORÁMICAS DEL CHORRILLO DE LA BARRANCA, BARRANCA DE TERESA Y PAMPA TIBURÓN. A: FIGURA 23A; B: FIGURA 20A; C: FIGURA 20C; D: FIGURA 20B; E: FIGURA 29; F: FIGURA 26; G: FIGURA 26; H: FIGURA 34A; I: FIGURA 34D.

5.3.3. Trabajo de gabinete

El trabajo de gabinete consistió en la edición de imágenes, creación de herramientas visuales, descripción petrográfica de las muestras, análisis bibliográfico, entre otros, con el propósito de caracterizar geológicamente el área de estudio y poder expresar de mejor manera los datos recolectados, como también sus resultados e inferencias obtenidas de ellos.

Las imágenes del área de estudio provienen de una fotografía aérea del Servicio Aerofotogramétrico (SAF) tomada en 1998, a una escala 1:70.000, e identificada con el número de serie 012015. También se trabajó con imágenes Maxar Technologies, CNES/Airbus y Landsat/Copernicus provenientes del software Google Earth, del año 2019. Todas estas imágenes fueron trabajadas en ArcMap para la confección de mapas de toponimia para explicar cómo fue abordado el trabajo durante la campaña. Por otra parte, el diseño de herramientas visuales y edición fotográfica se realizó mediante la utilización de los softwares Sedlog 3.1 e Inkscape versión 0.92.4.

Para la corrección de las direcciones de paleocorrientes se utilizó el software Stereonet 9.5 (Allmendinger *et al.*, 2013; Cardozo y Allmendinger, 2013), ingresando los datos estructurales con la anotación de la mano derecha. Se consideró una disposición espacial real de los estratos de 304/21 (valor sin corrección en Estancia 3R) y 291/15 (valor sin corrección en Puesto Las Flores), junto con una declinación magnética de $13,03^{\circ}\text{E} \pm 0,36^{\circ}$ y una variación anual de $0,08^{\circ}\text{O}$. La declinación magnética fue calculada en la página web de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés) usando el modelo WMM2015V2, y considerando como fecha de trabajo el 18 de febrero del 2019 con las coordenadas $50,75566^{\circ}\text{S}/ 72,43076^{\circ}\text{O}$.

Respecto al estudio petrográfico, solo se extrajeron y estudiaron muestras de la transecta Chorrillo de La Barranca – Pampa Tiburón, tomadas el año 2019, debido al tiempo de desarrollo de este proyecto de investigación. A escala macroscópica, se buscó la caracterización detallada de los niveles en los cuales fueron extraídos, utilizando la escala granulométrica universal de Wentworth (o Udden - Wentworth) y el diagrama de clasificación de Folk *et al.* (1970). Por otro lado, a nivel microscópico, las láminas delgadas fueron analizadas en un microscopio óptico para obtener la información que no se aprecia a simple vista, como es el caso de los microfósiles, la distribución de los cementos y texturas petrográficas generales y específicas. En este caso, se usaron los criterios sugeridos por Boggs (2009) para la identificación de los componentes detríticos.

Dentro del estudio microscópico, se realizó un análisis de proveniencia sedimentaria utilizando el método de conteo modal Gazzi-Dickinson. Específicamente, se contaron 400 puntos por muestra para obtener una correcta representatividad estadística, es decir, un margen de error estadístico aceptable (<5%). Para la discriminación de los granos, se consideraron los parámetros sugeridos por Ingersoll *et al.* (1984), como también su cálculo de normalización. Posteriormente, se plotearon los valores correspondientes en los diagramas ternarios de Dickinson *et al.* (1983) para conocer los ambientes tectónicos de proveniencia de cada una de las muestras. El modelo interpretativo seguido para los diagramas ternarios corresponde al mostrado en los trabajos de Dickinson (1985; 1988). Del mismo modo, este estudio es complementado mediante información geocronológica U-Pb de circones detríticos proveniente de los trabajos de Le Roux (2012) - referenciado en Otero *et al.* (2013) -, Fosdick *et al.* (2015a y b), Gutiérrez *et al.* (2017), Sickmann *et al.* (2018), George *et al.* (2019) y Fosdick *et al.* (2020).

El análisis bibliográfico realizado a lo largo del trabajo consistió inicialmente en contextualizar la geología del área de estudio, reconociendo las unidades geológicas presentes, su evolución tecno-estratigráfica y las discusiones acerca de sus distribuciones espacio-temporales en el sector. También fue utilizada para el trabajo sedimentológico, específicamente, para definir ambientes de formación de las litofacies como también sus posibles correlaciones con otras unidades de la Provincia de Última Esperanza en Chile, y la Provincia de Santa Cruz en Argentina. En particular, para las correlaciones estratigráficas se decidió homogenizar los distintos formatos de las secciones levantadas en trabajos previos, mediante el software Sedlog 3.1, con el fin de obtener una mejor visualización de los datos. A su vez, se estandarizó una simbología única para todo el trabajo (Figura 19).

Por último, la asignación de edades planteada en este trabajo usa como referencia la Tabla Cronoestratigráfica Internacional del año 2019.

Estructuras	Fósiles / Icnofósiles	Contactos
Estratificación plano-paralela	<i>Ophiomorpha</i> isp.	Transicional
Estratificación cruzada planar de bajo ángulo	<i>Thalassinoides</i> isp.	Nítido
Estratificación cruzada planar de alto ángulo	<i>Diplocraterion</i> isp.	Erosivo
Estratificación cruzada en artesa	<i>Skolithos</i> isp.	
Estratificación ondulosa	<i>Psilonichnus</i> isp.	
Estratificación cruzada herringbone	<i>Teredolites</i> isp.	
HS Estratificación heterolítica	Pellets fecales	Litologías
IHS Estratificación heterolítica inclinada	Braquiópodos	Limolita
C Láminas milimétricas de carbón	Gastrópodos	Limolita arenosa
Lentes	Equinodermos	Arenisca
Concreciones esféricas a subesféricas	Briozoos	Conglomerado clasto-soportado
Concreciones tabulares	Corales	Conglomerado matriz-soportado
Intraclastos	Ostras	Biostroma (arrecife ostrífero)
Detritos orgánicos	Pectinidos	Carbón
	Mitilidos	Cubierto
	<i>Panopea</i> sp.	
	<i>Cardium</i> sp.	
	<i>Lahilia</i> sp.	
	Bivalvos indeterminados	
	Dientes de tiburón	
	Dientes de raya	
	Peces	
	Xilópalo	
	Troncos	
	Algas rojas	
	Improntas foliares	
	Fósiles fragmentados	

FIGURA 19. SIMBOLOGÍA UTILIZADA EN ESTE TRABAJO.

Capítulo 6

Estratigrafía

La secuencia sedimentaria presente a lo largo del Chorrillo de La Barranca fue estudiada previamente por Le Roux *et al.* (2010), siendo descrita en aquella ocasión como la Formación Río Baguales. En sus inicios, la unidad era asignada al Chattiano-Aquitano (Mioceno Inferior), pero edades U-Pb cercanas al techo de la unidad indican una edad máxima de depositación de $40,48 \pm 0,37$ Ma (Le Roux, 2012; Bostelmann *et al.*, 2013; Otero *et al.*, 2013), ratificando una edad entre el Lutetiano y Bartoniano (Eoceno Medio alto). Actualmente, estudios que se encargaron de revisar la nomenclatura estratigráfica de Sierra Baguales (e.g. Bostelmann *et al.*, 2013; Gutiérrez *et al.*, 2017; Ugalde *et al.*, 2018) descartaron el nombre de Formación Río Baguales y, en su lugar, propusieron referirse a las unidades eocenas como las formaciones Man Aike y Río Turbio, debido a su continuidad geográfica a través del límite internacional.

La sección estratigráfica de la campaña 2019 fue levantada en las cercanías de la ribera oeste del Río Baguales - aproximadamente 500 metros al este del estudio de Le Roux *et al.* (2010) (Figura 20B) - culminando, aguas arriba, en el sector de Pampa Tiburón. La metodología seguida para su confección puede ser descrita en dos partes. Una primera parte abordada de manera continua en la sección S1 (Figura 23A) y complementada por las secciones menores S2 (Figura 26) y S3 (Figura 20C y Figura 23B), para representar aquellos niveles cubiertos por derrubios aluviales. Por otro lado, la segunda parte del trabajo consiste en un compuesto de secciones menores (S4, S5, S6 y S7) realizados desde la parte media del chorrillo hasta la Pampa Tiburón. Como resultado, se generó una columna compuesta total de 223,6 m de espesor (Figura 21), que comprende unidades cretácicas y paleógenas, distinguiéndose a partir de lo más antiguo: la Formación Dorotea, Formación Man Aike (~ Miembro Inferior de la Formación Río Turbio) y Miembro Superior de la Formación Río Turbio.

En la campaña 2020 se levantó una segunda sección estratigráfica de manera continua en el Chorrillo Las Flores. Su base se encuentra en los alrededores del Puesto Las Flores y su cima culmina en la base de la sección de Ugalde (2014). Esta nueva columna estratigráfica posee un espesor de 113,6 m, abarcando solamente a la Formación Man Aike (Figura 22).

A grandes rasgos, la Formación Dorotea se caracteriza por una sucesión de areniscas de color pardo amarillento que se encuentra en un contacto discordante/paraconcordante con los conglomerados gris verdosos de la Formación Man Aike. Esta sucesión compuesta de

conglomerados y areniscas presenta frecuentemente una fauna de invertebrados marinos, con diversos grados de preservación, que coexisten con restos vegetales en la parte cuspidal. Hacia el techo, la aparición de un horizonte glauconítico marca el comienzo de un segundo cambio granulométrico, que representa el Miembro Superior de la Formación Río Turbio. Esta nueva unidad se encuentra conformada principalmente por areniscas con niveles altamente bioturbados (IB: 4-5), abundantes en restos vegetales y una fauna marina bien preservada.

6.1. Edad de las unidades en la Provincia de Última Esperanza

La edad de la Formación Dorotea históricamente ha sido designada al Maastrichtiano en base a estudios paleontológicos (Otero *et al.*, 2009) y evidencia geocronológica (Fosdick *et al.*, 2015a; Daniels *et al.*, 2017). Sin embargo, edades U-Pb de $63,6 \pm 1,8$ Ma en el valle del Río Las Chinas (George *et al.*, 2019) sugieren que su rango de edad se extendería hasta el Daniano (Paleoceno Inferior).

La Formación Man Aike descrita al sur de Lago Argentino (al norte de Sierra Baguales) corresponden a la continuidad geográfica de los estratos en estudio (Bostelmann *et al.*, 2013). Estos horizontes han sido asignados al Eoceno Medio alto mediante edades radiométricas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Casadío *et al.*, 2009), estudios micropaleontológicos (Malumián, 1990; Concheyro, 1991) y a la fauna de invertebrados fósiles (Casadío *et al.*, 2009). Consistente con edades U-Pb de $40,48 \pm 0,37$ Ma (Le Roux, 2012) y $40,30 \pm 0,47$ Ma (Gutiérrez *et al.*, 2017), tomados en los niveles estratigráficos descritos como Fm. Río Baguales en la Estancia 3R. Por consiguiente, se ha decidido asignarle una edad Eoceno Medio alto a la Formación Ma Aike. Cabe mencionar que la correlación entre la Formación Man Aike y el Miembro Inferior de la Formación Río Turbio (Ugalde, 2014; Ugalde *et al.*, 2018) puede sugerir una ampliación del rango de edades. Fosdick *et al.* (2015b; 2020) indican edades de U-Pb de $46,3 \pm 1,3$ Ma y $47,1 \pm 2,7$ Ma, tomados en Cerro Castillo (sur de Sierra Baguales). Por ello, la edad de esta unidad litoestratigráfica se situaría entre los 47 y 40 Ma correspondiente al Eoceno Medio.

Por otro lado, estudios geocronológicos realizados al Miembro Superior de la Formación Río Turbio en Cerro Castillo (altura de Cancha Carrera en Argentina), señalan un rango de edad que oscila entre los 36 y 26 Ma (Fosdick *et al.*, 2015a y b; 2020). En base al principio de la correlación de estos estratos con la unidad aflorante en Sierra Baguales y su respectiva posición cronoestratigráfica (Ugalde *et al.*, 2018; Fosdick *et al.*, 2020), se sugiere que el Miembro Superior de la Fm. Río Turbio presenta un rango edad entre el Eoceno Medio alto y el Oligoceno Superior.

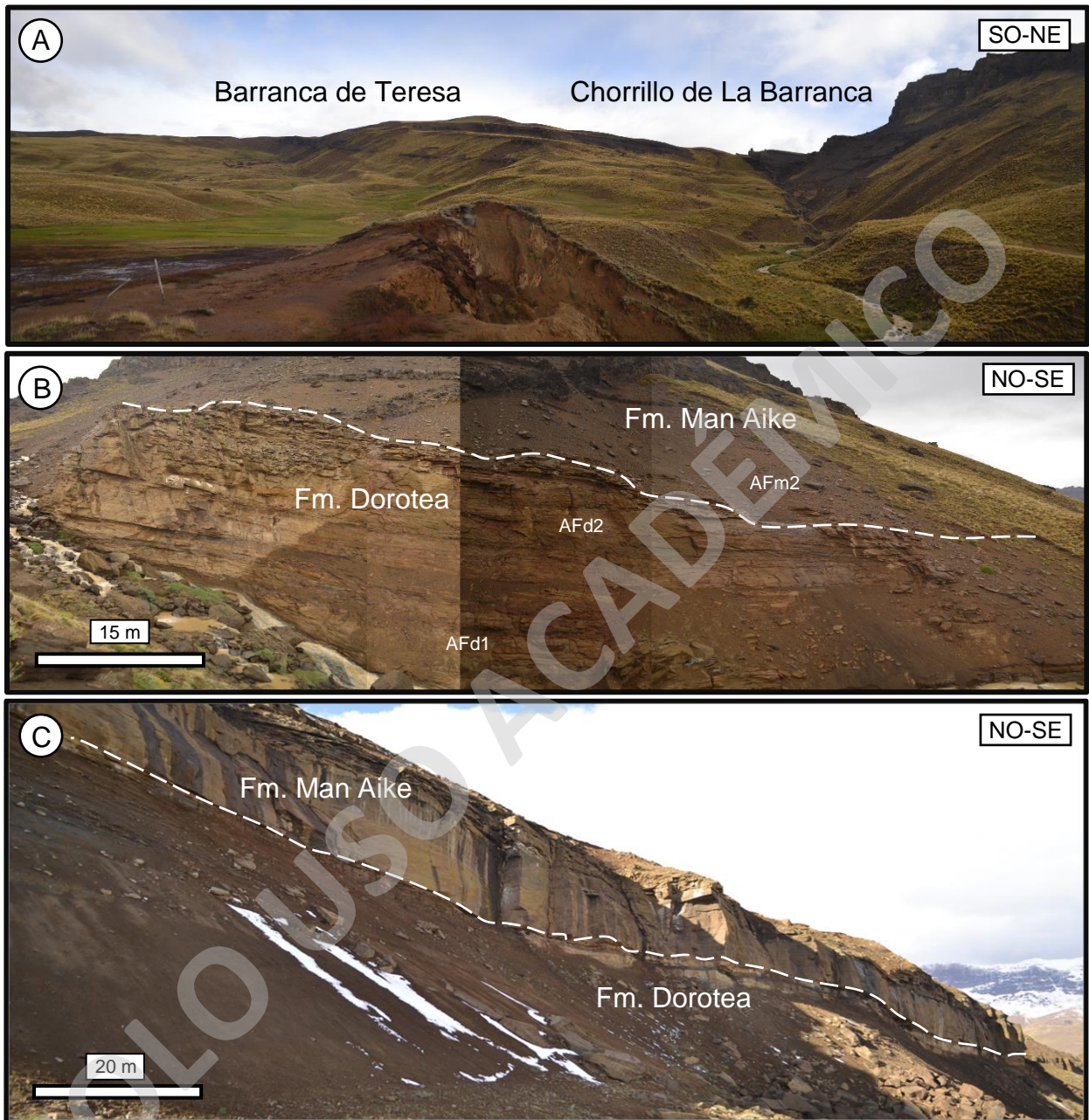


FIGURA 20. PANORÁMICAS AGUAS ABAJO DEL CHORRILLO EN ESTUDIO. LA UBICACIÓN DE LAS FOTOGRAFÍAS ES MOSTRADA POR LA FIGURA 18. a) PANORÁMICA MIRANDO HACIA AGUAS ARRIBA DEL CHORRILLO DE LA BARRANCA Y LA BARRANCA DE TERESA; b) AFLORAMIENTO QUE CORRESPONDE A LA PARTE BASAL DEL PERFIL DE LE ROUX *ET AL.* (2010); c) CONTACTO EN DISCONFORMIDAD ENTRE LAS FORMACIONES DOROTEA Y MAN AIKE EN LA BARRANCA DE TERESA.

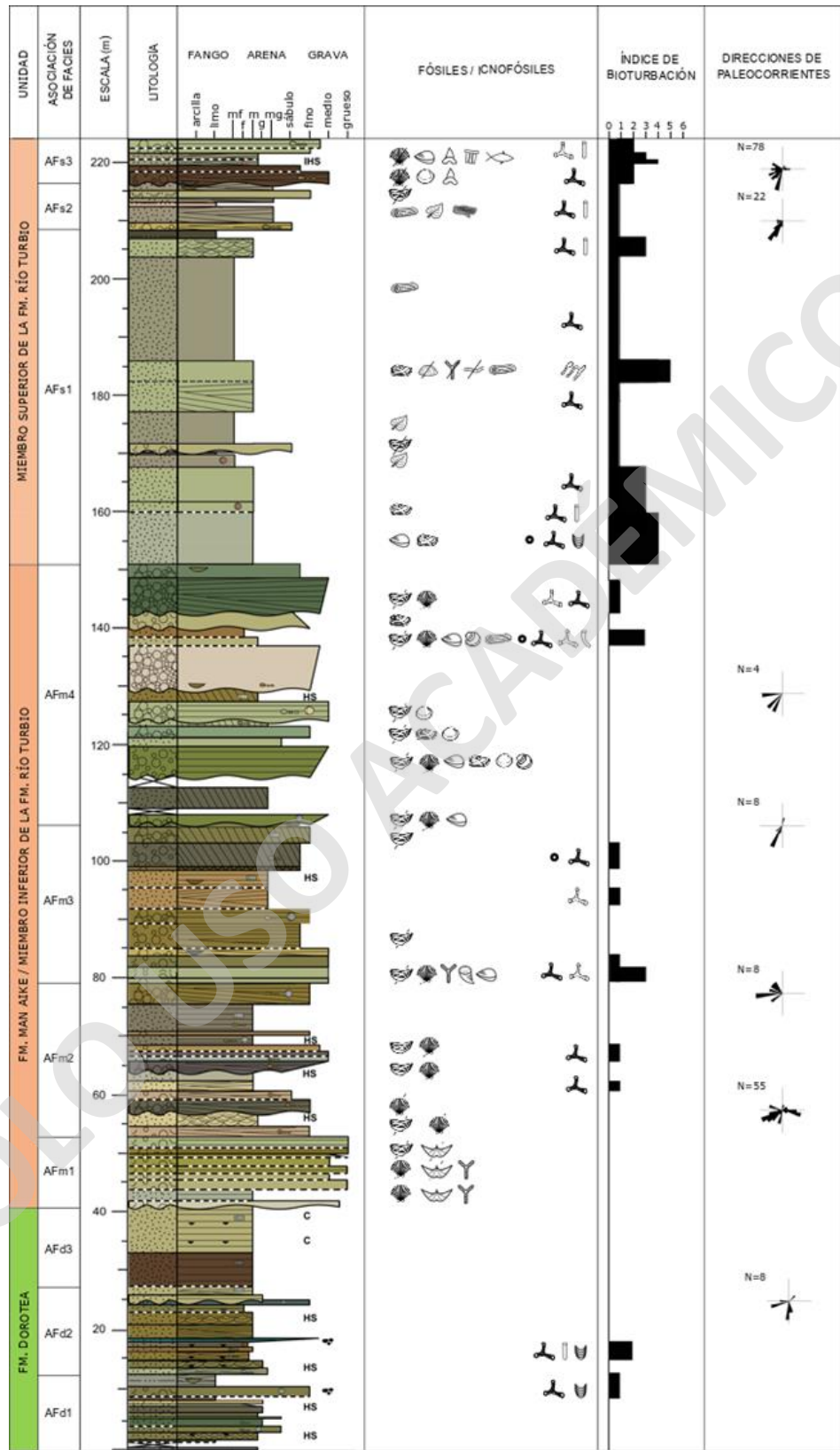


FIGURA 21. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA TRANSECTA CHORRILLO DE LA BARRANCA – PAMPA TIBURÓN. ESCALA 1:1.150.

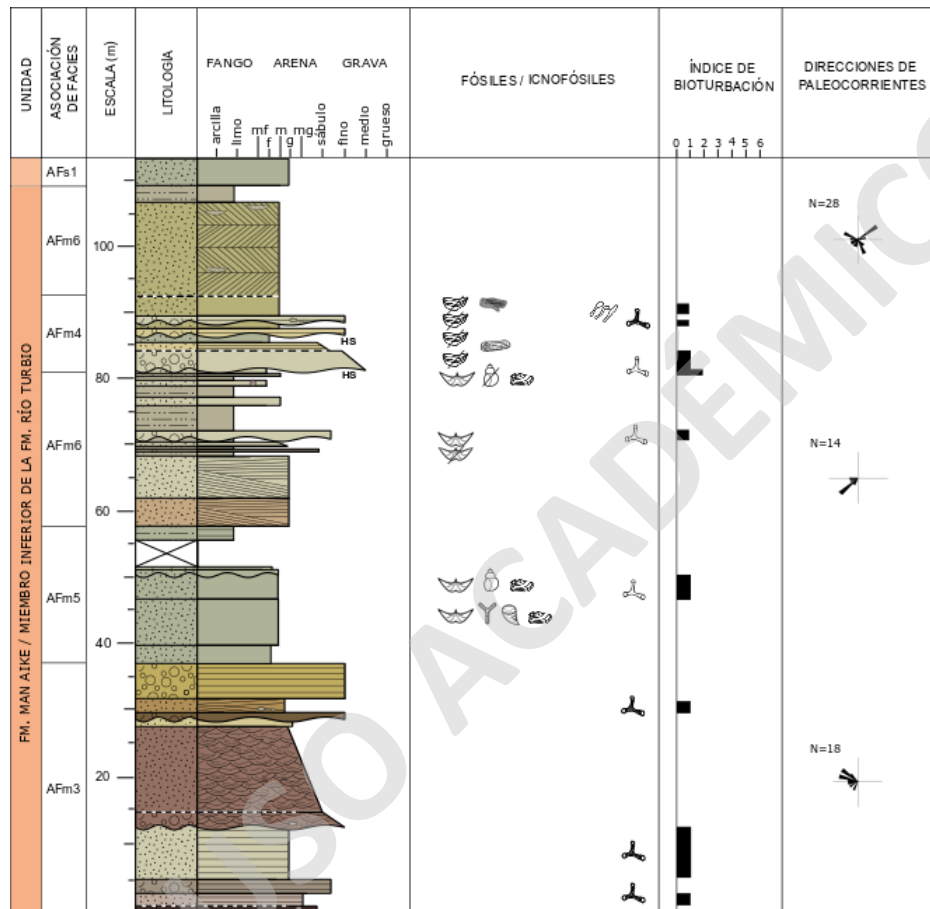


FIGURA 22. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA TRANSECTA CHORRILLO LAS FLORES. ESCALA 1:1.150.

6.2. Sección estratigráfica Chorrillo de La Barranca - Pampa Tiburón

A continuación, se describen en detalle las características litológicas y fosilíferas de cada uno de los horizontes estratigráficos presentes en las formaciones Dorotea, Man Aike (o Miembro Inferior de la Formación de Río Turbio) y Miembro Superior de la Formación de Río Turbio.

6.2.1. Formación Dorotea

La unidad solo aflora parcialmente en el chorrillo en estudio. No obstante, los estratos expuestos aparecen de manera continua, aguas abajo, en el Chorrillo de La Barranca y la Barranca de Teresa (Figura 20C y Figura 23B y D).

La secuencia sedimentaria comienza con una intercalación de areniscas y limolitas que afloran sobre una base cubierta por depósitos fluviales. A este tramo se le han estimado 13 m de espesor, con estratos tabulares y lenticulares. Generalmente, presentan estratificaciones plano-paralelas, heterolíticas (Figura 24E) y onduladas bien desarrolladas. La base del tramo se caracteriza por la presencia de concreciones esféricas que llegan alcanzar hasta el medio metro de diámetro. De igual manera, en los primeros 3 m se encuentran lentes milimétricos de lignito intercalados en las areniscas (Figura 24C y D). En particular, hacia el techo aparece un banco conglomerádico lenticular que se intercala entre las limolitas, el cual contiene fragmentos dispersos de materia orgánica (<1%). Este banco se caracteriza por ser matriz-soportado, polimíctico, de granos subredondeados, con esfericidad media, que alcanzan hasta los 8 mm de diámetro. Su matriz se compone de arena gruesa. Composicionalmente, los granos consisten en un 70% de cuarzos, 25% de líticos ígneos indiferenciados y 5% de líticos sedimentarios.

La bioturbación se restringe al banco conglomerádico, caracterizada por una intensidad débil (IB: 1) con trazas de *Diplocraterion* isp. (Figura 24B) y *Ophiomorpha* isp. (Figura 24F), que comúnmente se disponen de manera vertical.

Los suprayacentes 15 m consiste en una serie areniscas, de grano medio a grueso, que presentan intercalaciones subordinadas de conglomerados de grano fino a medio. En ambas litologías se observan estratos tabulares y lenticulares. El tramo presenta estratificaciones plano-paralelas, heterolíticas, onduladas, cruzadas en artesa y cruzadas planares de bajo ángulo (en distintas direcciones) (Figura 24A). Estas últimas estructuras sedimentarias generalmente son de escala métrica. Es común encontrar lentes milimétricos de lignito y concreciones esféricas (de 30 cm de diámetro) a lo largo del tramo. Los bancos conglomerádicos presentan una mala selección con matrices de arena gruesa. El esqueleto de estos bancos suele ser polimíctico, de

granos subredondeados, de esfericidad media, que alcanzan hasta los 7 mm de diámetro. Bajo una perspectiva composicional, presentan un dominio de la fracción lítica asociada a los ígneos indiferenciados.

El tramo suele presentar una bioturbación baja a moderada (IB: 1-2), con trazas fósiles de *Ophiomorpha* isp., *Diplocraterion* isp. y *Skolithos* isp. Generalmente, presentan una buena preservación y se disponen tanto en vertical como en sección.

Un paquete tabular de areniscas de grano medio, con una potencia de 5,7 m, sobreyace transicionalmente al tramo anterior. Se caracteriza por presentar estratificación plano-paralela y concreciones tabulares oscuras, de hasta 40 cm de largo. Las areniscas presentan una buena selección, con granos subangulosos y subesféricos, en los cuales domina la fracción cuarzosa.

A partir de este punto, un tramo de 7,8 m se encuentra cubierto por derrubios aluviales en el Chorrillo de La Barranca (Figura 23A y C). Sin embargo, un banco de areniscas de grano medio aflora parcialmente en los últimos 40 cm del tramo. Se caracteriza por presentar estratificación plano-paralela y, recurrentemente, intercalaciones de láminas milimétricas de lignito, de aspecto sinuoso e irregular. Estas areniscas exhiben una buena selección, con granos subangulosos a subredondeados, de esfericidad media, compuestos por un 75% de cuarzos, 20% de líticos ígneos indiferenciados y un 5% de feldespatos.

En la Barranca de Teresa, se levantó una sección secundaria para conocer el registro estratigráfico del tramo cubierto en el Chorrillo de La Barranca (Figura 23B). En este lugar, aflora una serie de areniscas tabulares, de grano medio, con estratificación plano-paralela bien desarrollada. A menudo se encuentran láminas milimétricas (y lentes centimétricas) de lignito, de aspecto sinuoso. Hacia el techo aparecen de manera paulatina concreciones tabulares, de color gris verdoso, que alcanzan hasta los 40 cm de largo y 20 cm de ancho. En particular, las areniscas son maduras texturalmente, con una composición que consiste en un 70% de cuarzo, 25% de líticos ígneos indiferenciados y un 5% de feldespatos.

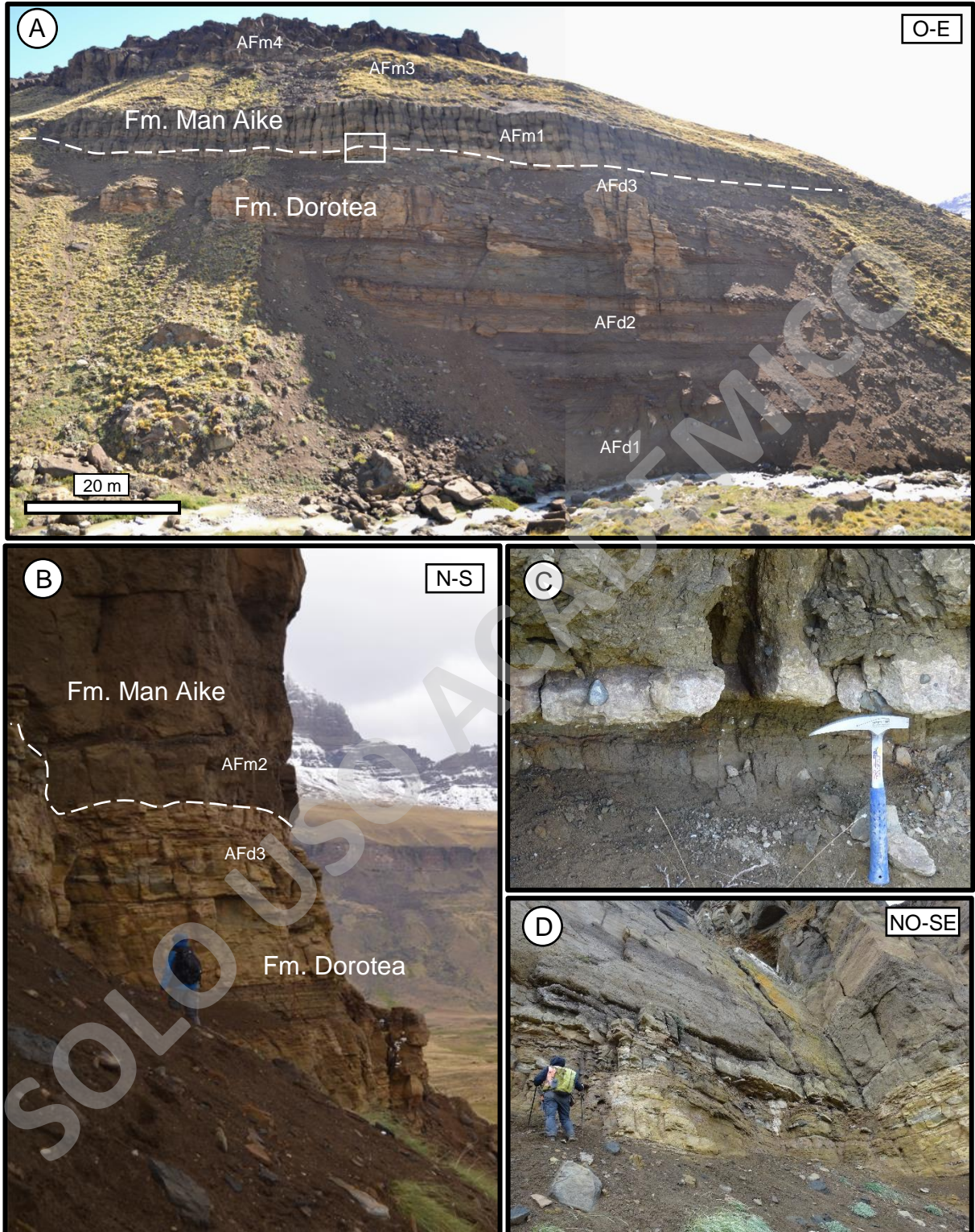


FIGURA 23. IMÁGENES DEL CONTACTO DISCORDANTE/PARACONCORDANTE ENTRE LAS FORMACIONES DOROTEYA Y MAN AIKE. A) VISTA DEL AFLORAMIENTO EN EL CHORRILLO DE LA BARRANCA DE LA BARRANCA, AQUÍ SE LEVANTÓ S1; B) VISTA DEL AFLORAMIENTO EN LA BARRANCA DE TERESA, AQUÍ SE LEVANTÓ S2; C) ACERCAMIENTO AL CONTACTO OBSERVADO EN CHORRILLO DE LA BARRANCA (CUADRO BLANCO EN A). SE PUEDE OBSERVAR LA METEORIZACIÓN DIFERENCIAL ENTRE LAS ARENISCAS DE LA FM. DOROTEYA Y LOS CONGLOMERADOS DE LA FM. MAN AIKE; D) AL IGUAL QUE LA IMAGEN ANTERIOR, SE PUEDE OBSERVAR EL MARCADO CONTRASTE DE LA METEORIZACIÓN DIFERENCIAL DE AMBAS LITOLOGÍAS.

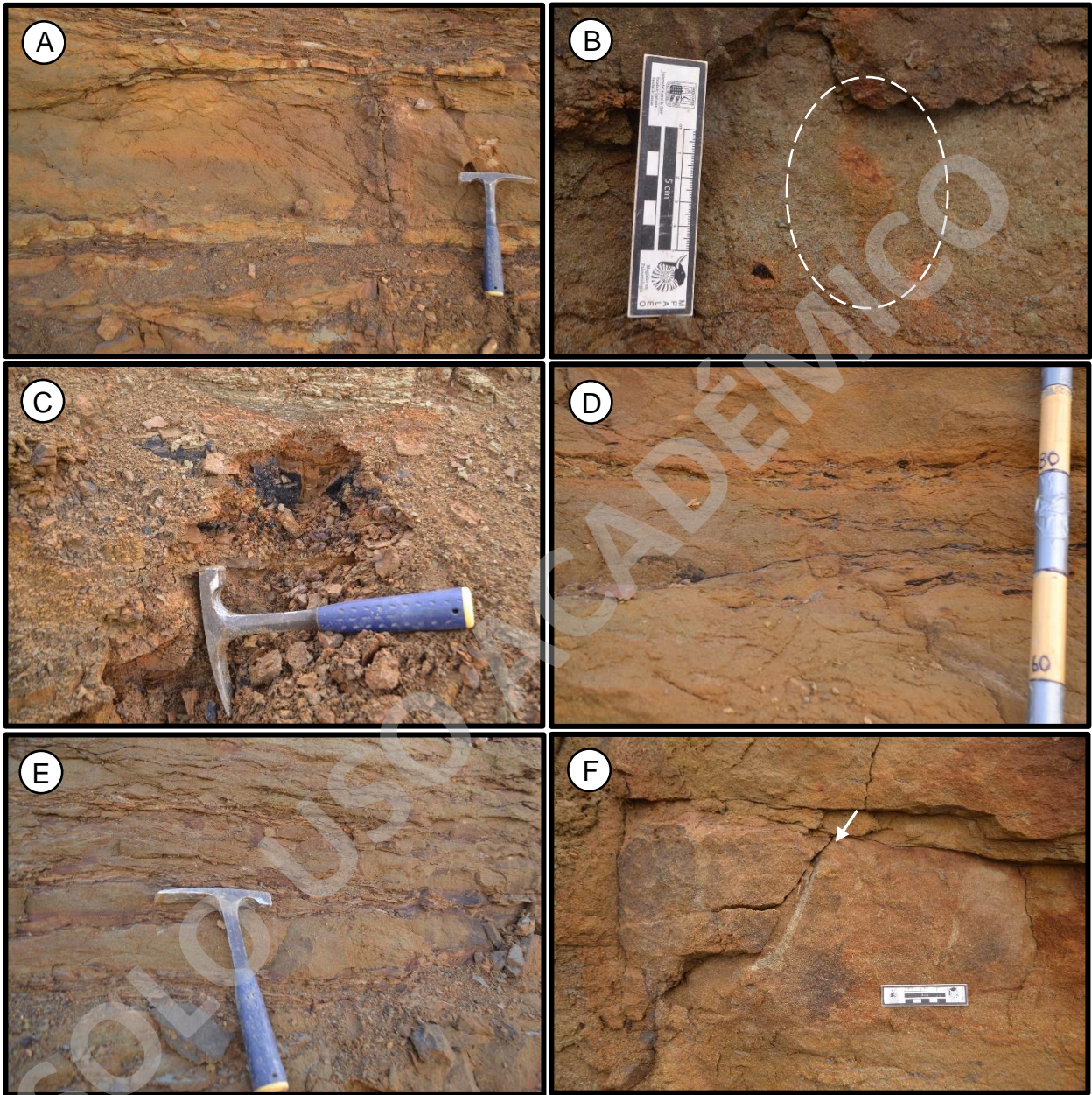


FIGURA 24. ATRIBUTOS DE CAMPO EN LA PORCIÓN CUSPIDAL DE LA FM. DOROTEA. A) ESTRATIFICACIÓN CRUZADA PLANAR; B) *DIPLOCRATERION* ISP. MAL PRESERVADO; C) LENTE DE CARBÓN; D) LÁMINAS MILIMÉTRICAS DE CARBÓN; E) ESTRATIFICACIÓN HETEROLÍTICA; F) ESTRUCTURAS BIOGÉNICAS ASOCIADAS A *OPHIOMORPHA* ISP. DISPUESTAS DE MANERA VERTICAL.

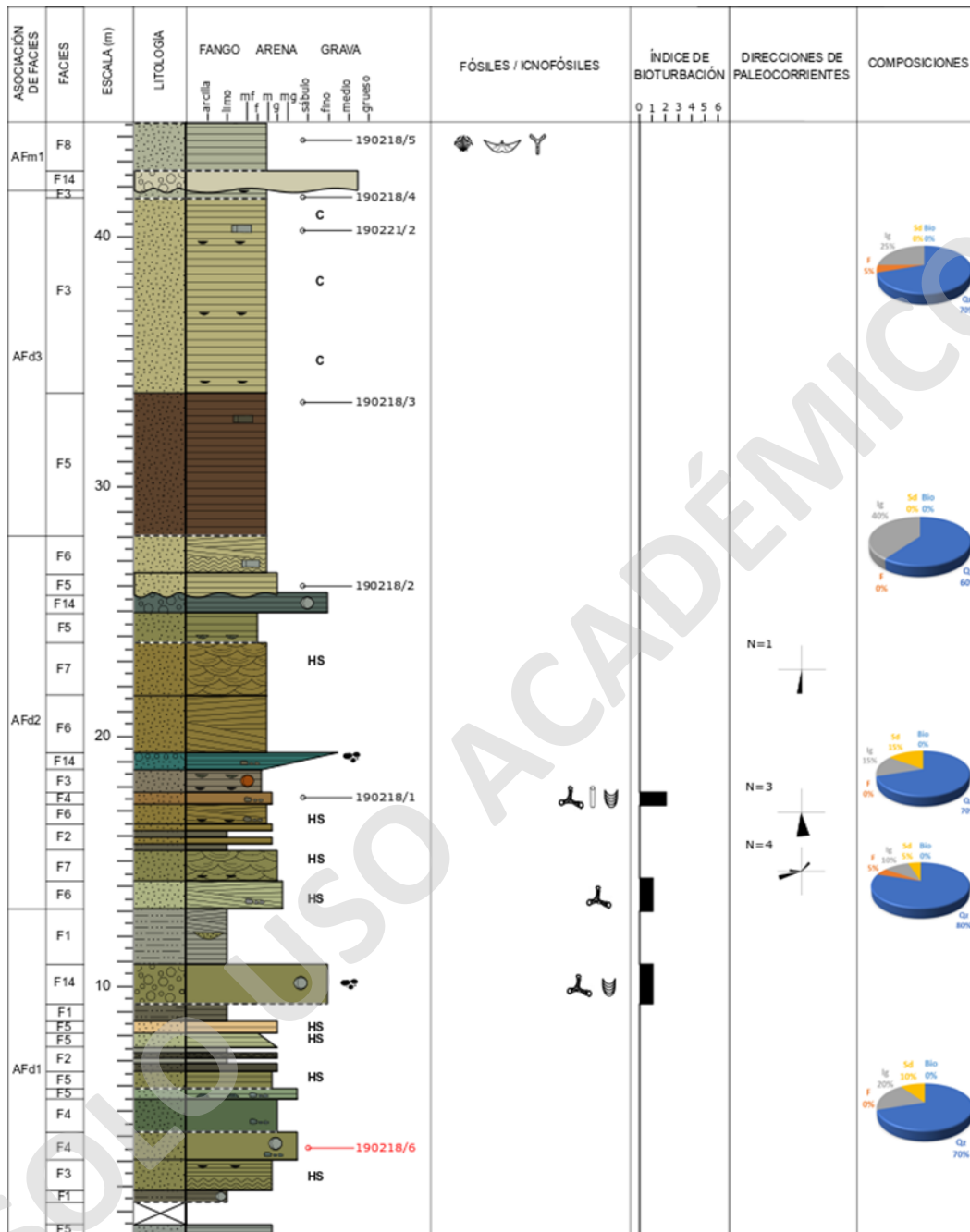


FIGURA 25. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 1:275, QUE REFLEJA LOS PRIMEROS 44 M DE SECCIÓN. EL CONTACTO ENTRE LAS FORMACIONES DOROTEA Y MAN AIKE SE UBICA A LA ALTURA DE LOS 41,8 M DE SECCIÓN. LAS MUESTRAS DE COLOR NEGRO FUERON EXTRAÍDAS CON FINALIDADES PETROGRÁFICAS, MIENTRAS QUE LAS MUESTRAS DE COLOR ROJO TIENE UNA FINALIDAD GEOCRONOLÓGICA.

6.2.2. Formación Man Aike (~ Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio)

Con una discordancia (o paraconcordancia) se asientan los estratos de la Formación Man Aike sobre los estratos de la Formación Dorotea (Figura 25), donde la mejor exposición de este contacto se encontraría en la Barranca de Teresa (ver Figura 23B).

En la base de la sucesión afloran unos 11,2 m de conglomerados, de grano medio a grueso, intercalados subordinadamente con areniscas de grano medio. Estos estratos comúnmente presentan geometrías lenticulares. A menudo contienen estratificaciones plano-paralelas difusas, que lateralmente pasan a estratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo. Los bancos de conglomerados suelen tener una mala selección (matriz-soportado; razón esqueleto-matriz: 35-65%), con matrices de tamaño arena media/gruesa en los niveles basales y tamaño arena media/fina en los niveles superiores. El esqueleto se encuentra compuesto por granos subredondeados a redondeados, de una esfericidad media/alta, que alcanzan hasta los 10 cm de diámetro. En su mayoría, los granos presentan composiciones que hacia el techo se distribuyen en la siguiente proporción: 50% de líticos ígneos indiferenciados, 30% de bioclastos y un 20% de cuarzo.

El registro faunístico se caracteriza por un dominio de los braquiópodos (Figura 27C), aunque briozoos (Figura 27A y B) y bivalvos también están presentes. En su mayoría, estos fósiles se encuentran fragmentados, siguiendo los planos de estratificación (Figura 27E). Se han reconocido braquiópodos articulados y desarticulados. Por otra parte, en los bivalvos se han reconocido pectínidos y ostras. Este último, aumenta su proporción relativa hacia el techo.

Inmediatamente por encima, se encuentran 23 m de tramo cubierto por derrubios aluviales. Debido a esto, se levantó una sección secundaria al oeste (S2), paralela a S1, para complementar el registro estratigráfico faltante (Figura 26). En este lugar, la secuencia consiste en ciclos granodecrecientes de conglomerados (grano fino a medio) y areniscas (grano medio a muy grueso) que gradan hacia el techo a niveles heterolíticos. Las estratificaciones plano-paralelas, cruzadas en artesa y planares de bajo ángulo, con escala métrica, son bastante frecuentes. Hacia el techo, afloran concreciones esféricas y tabulares que alcanzan hasta los 25 cm de diámetro. Los bancos conglomerádicos suelen ser matriz a clasto-soportado, polimícticos, con granos subredondeados y esféricos, de hasta 2 cm de diámetro. Se componen principalmente por líticos ígneos indiferenciados (60%), seguidos de líticos sedimentarios (20%) y bioclastos (20%).

Pectínidos muy fragmentados y ostras con diversos grados de integridad son recurrentes en el tramo (Figura 27D). Por lo general, las ostras siguen los planos de estratificación y, específicamente, los ejemplares adultos (sobre los 10 cm de diámetro) presentan una intensa bioerosión (Figura 27F). Una débil bioturbación (IB: 0-1) caracteriza el tramo, destacando principalmente la presencia de *Ophiomorpha* isp., dispuestas en sección.

Una sucesión monótona, de 16,2 m de espesor (a los 76 y 92 m de sección), compuesta por potentes bancos de conglomerados (tabulares y lenticulares) con estratificaciones plano-paralelas y cruzadas planares de bajo ángulo, de diversas escalas (ver techo de la Figura 28). En el techo se encuentran nódulos subsféricos de arenisca, de grano muy grueso, con abundante cemento carbonático. Los bancos conglomerádicos son en su mayoría clasto-soportados, polimícticos, con granos subredondeados a redondeados, de esfericidad media/alta, que alcanzan hasta los 4 cm de diámetro. Estos granos están compuestos principalmente por líticos ígneos indiferenciados (entre un 60 y 90%), seguidos de un 25 a 40% de líticos sedimentarios y un 5 a 20% de bioclastos. Las proporciones cuarzosas no superan el 20%.

Respecto a su contenido fosilífero, se destaca la presencia de briozoos y bivalvos muy bien preservados. Ocasionalmente se encuentran fragmentos de corales. Los briozoos se presentan de forma individual y, en algunos casos, en posición de vida. Entre los bivalvos se destaca la presencia de pectínidos, mitílidos y ostras. La mayoría de los bivalvos se distribuyen de manera caótica, empero, las ostras suelen seguir los planos de estratificación. Recurrentemente, los niveles presentan un moderado grado de bioturbación (IB: 2-3), distinguiéndose en su mayoría *Ophiomorpha* isp. y, en menor medida, *Thalassinoides* isp. muy bien preservados.

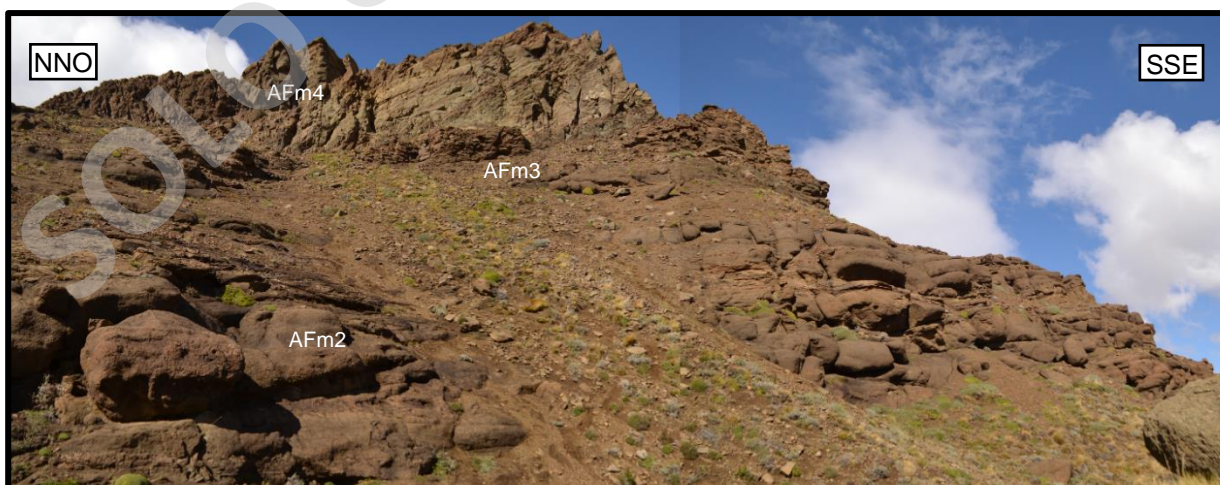


FIGURA 26. VISTA DE LA PARTE MEDIA-BAJA DEL CHORRILLO DE LA BARRANCA, AGUAS ARRIBA. EN ESTE LUGAR SE LEVANTÓ S2, PARA COMPLEMENTAR LA SUCESIÓN SEDIMENTARIA CUBIERTA POR DERRUBIOS EN S1.

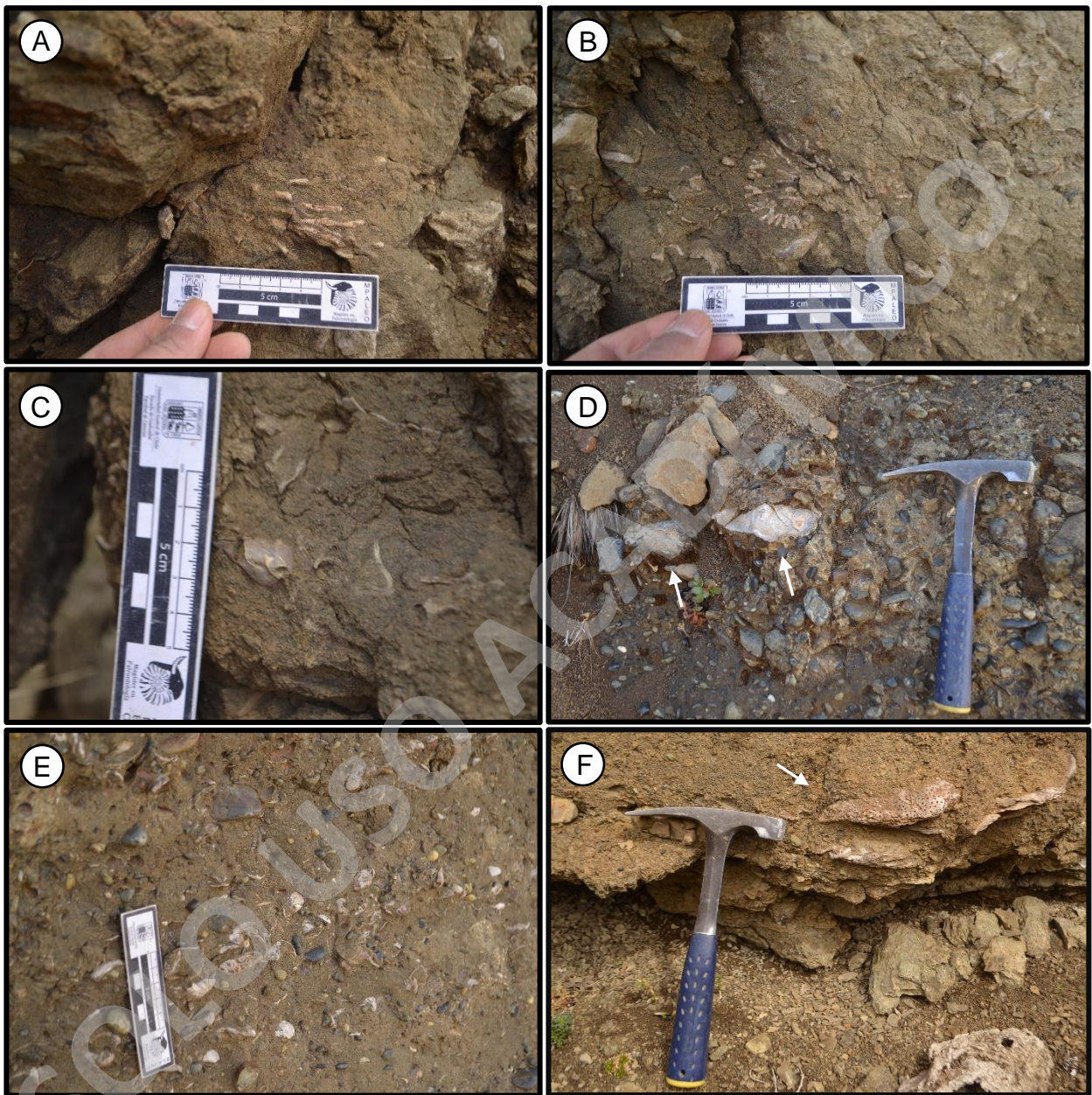


FIGURA 27. IMÁGENES DE LA PORCIÓN INFERIOR DE LA FM. MAN AIKE (O MIEMBRO INFERIOR DE LA FM. RÍO TURBIO). A) FRAGMENTOS DE BRIOZOOS EN SECCIÓN LONGITUDINAL; B) FRAGMENTOS DE BRIOZOOS EN SECCIÓN TRANSVERSAL; C) BRAQUIÓPODOS; D) FRAGMENTOS DE OSTRAS ADULTAS; E) BRAQUIÓPODOS SIGUIENDO LOS PLANOS DE ESTRATIFICACIÓN; F) FRAGMENTOS DE OSTRAS ADULTAS CON INTENSA BIOEROSIÓN.

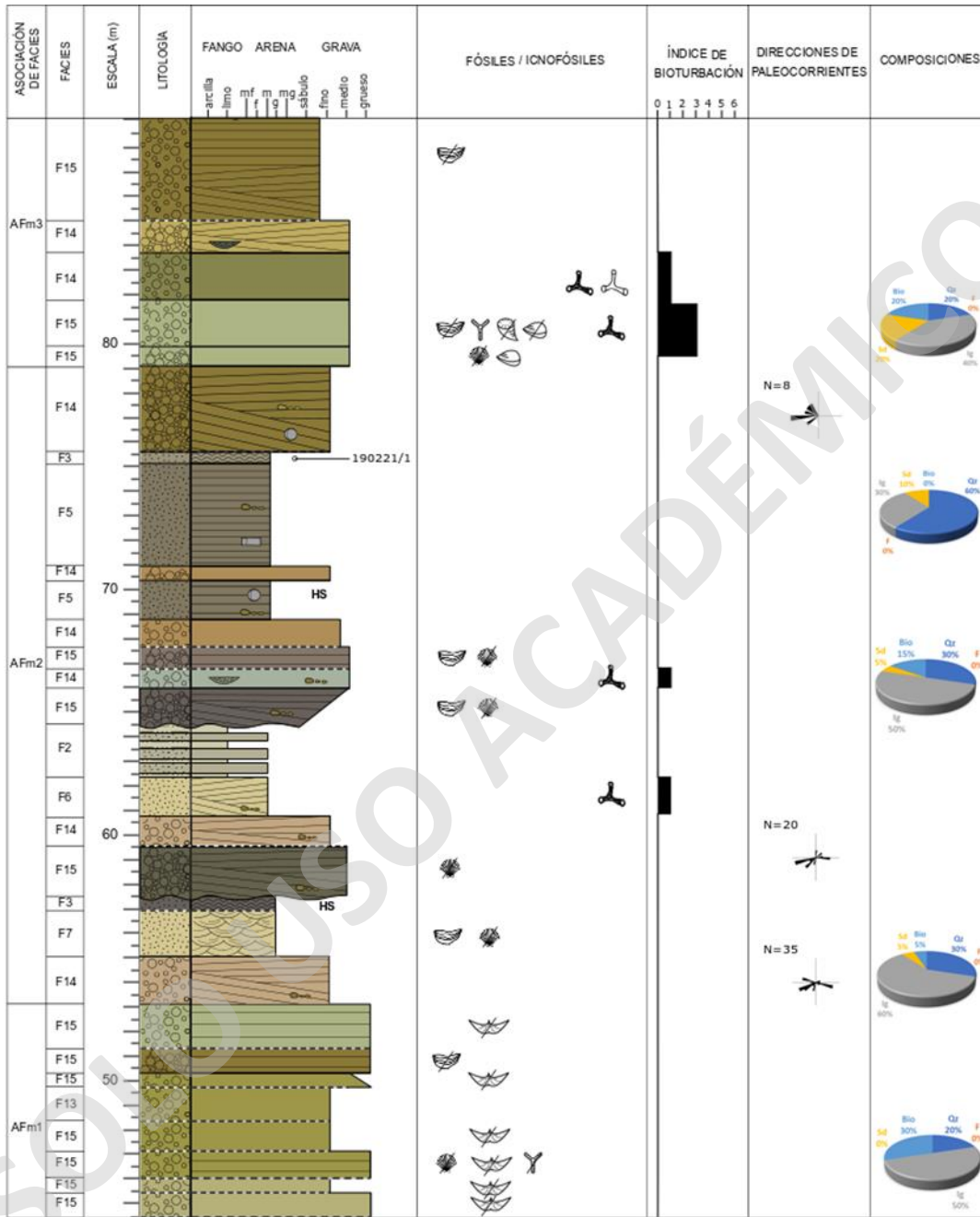


FIGURA 28. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 1:275, QUE REFLEJA LA ALTURA ESTRATIGRÁFICA ENTRE LOS 45 Y 89 M DE SECCIÓN. TODO EL TRAMO CORRESPONDE A LA FORMACIÓN MAN AIKE/ MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN RÍO TURBIO. LAS MUESTRAS DE COLOR NEGRO FUERON EXTRAÍDAS CON FINALIDADES PETROGRÁFICAS.

Areniscas de grano medio a muy grueso y conglomerados de grano fino a medio afloran, en 14,6 m de espesor, por encima de la sucesión monótona. Sus estratos son tanto tabulares como lenticulares. Suelen presentar estratificaciones plano-paralelas, onduladas y cruzadas planares (de bajo y alto ángulo) de escala métrica. Comúnmente, se pueden encontrar concreciones carbonáticas de aspecto tabular con dimensiones promedio de 25 cm de largo y 5 cm de ancho. Los bancos conglomerádicos son clasto-soportados, polimícticos, con granos subredondeados a redondeados, de esfericidad media/alta, de hasta 2 cm de diámetro. El esqueleto se encuentra compuesto en un 45% por líticos ígneos indiferenciados, un 25% de líticos sedimentarios, un 20% de cuarzo y un 10% de bioclastos.

Las ostras son el bivalvo más recurrente en el tramo (Figura 30F). A menudo, presentan una integridad baja, distribuyéndose de manera caótica. Por otra parte, los niveles también muestran una bioturbación moderada (IB: 2) caracterizada por la abundante presencia de trazas de *Ophiomorpha* isp. (Figura 30E) y, en menor medida, de *Thalassinoides* isp.

La sucesión anterior es interrumpida abruptamente por un contacto erosivo, el cual señala el comienzo de una intercalación de conglomerados y areniscas, con geometrías lenticulares, que en conjunto poseen 43,7 m de espesor (Figura 31 y Figura 33). Específicamente, se observan al menos 6 ciclos granodecrecientes, cada uno separados por contactos erosivos y acompañados por un conglomerado basal con gradación inversa. En base a esto, se describe en los siguientes términos estratigráficos:

1. 7,7 m. Conglomerado con gradación inversa y areniscas de grano grueso, que presentan estratificaciones cruzadas planares de alto ángulo, de escala métrica (Figura 30D). Pasado el primer metro se encuentran concreciones subesféricas de arenisca, que no superan los 11 cm de diámetro. El conglomerado basal es clasto-soportado, polimíctico, con granos subangulosos a subredondeados, de esfericidad media, de hasta 2 cm de diámetro. Su composición consiste en un 80% de líticos ígneos indiferenciados, 20% de cuarzos y menos de 1% de bioclastos.

Se destaca la presencia de ostras, mitílidos y pectínidos (Figura 30A), muy fragmentados, los cuales siguen los planos de estratificación. Comúnmente, las ostras se encuentran en mayor proporción cerca del contacto basal de la sucesión.

2. 9,5 m. Alternancia de conglomerados, de grano fino a medio, y areniscas de grano grueso a muy grueso, que presentan estratificaciones plano-paralelas (difusas) y cruzadas planares de alto ángulo, de escala métrica. Un potente conglomerado basal (de 5 m de espesor) con gradación inversa pasa de ser matriz-soportado, en los primeros 40 cm, a

clasto-soportado hacia el techo. Los bancos conglomerádicos son polimícticos, con granos subredondeados a redondeados, de esfericidad media/alta, que alcanzan hasta los 3 cm de diámetro. Se componen principalmente en un 50% de líticos ígneos indiferenciados, 30% de cuarzos y 20% de bioclastos.

Recurrentemente, se encuentran ostras muy fragmentadas que siguen los planos de estratificación. Estas suelen concentrar en el contacto basal de la sucesión, disminuyendo paulatinamente hacia el techo. Por otra parte, de manera inversamente proporcional, aumenta el contenido de otras especies como mitílicos, *Lahilia* sp. (Figura 30C), *Panopea* sp. y *Cardium* sp., que además se encuentran muy bien preservadas.

3. 5,5 m. Conglomerado con gradación inversa y areniscas de grano medio, que presentan estratificaciones plano-paralelas (difusa) y cruzadas planares de alto ángulo, de escala métrica. Hacia el techo se encuentran nódulos carbonatados, de color blanquecino y aspecto amorfo. El conglomerado basal es clasto-soportado, polimíctico, con granos subangulosos a subredondeados, de esfericidad media. Mientras que su composición consiste en un 45% de líticos ígneos indiferenciados, 40% líticos sedimentarios, 10% de cuarzos y un 5% de bioclastos.

El registro fosilífero se restringe solo a los conglomerados. En la base se encuentran ejemplares de *Cardium* sp. muy bien preservados (Figura 30B). Hacia el techo aparecen paulatinamente las ostras con una integridad relativamente baja, donde las ostras adultas (> 10 cm de diámetro) presentan una considerable bioerosión. Generalmente sus distribuciones son caóticas.

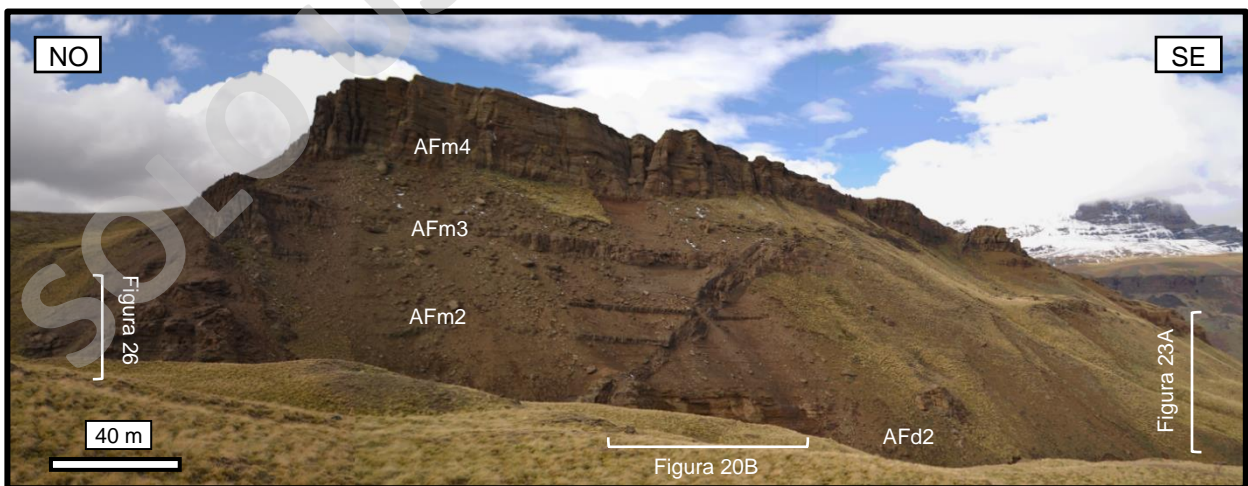


FIGURA 29. AFLORAMIENTO DE LA FM. MAN AIKE (O MIEMBRO INFERIOR DE LA FM. RÍO TURBIO). CORRESPONDE AL MISMO AFLORAMIENTO ESTUDIADO POR LE ROUX *ET AL.* (2010). EN LA ÚLTIMA CORNISA SE ENCUENTRA EL HORIZONTE GLAUCONÍTICO QUE MARCA EL INICIO DEL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FM. RÍO TURBIO.

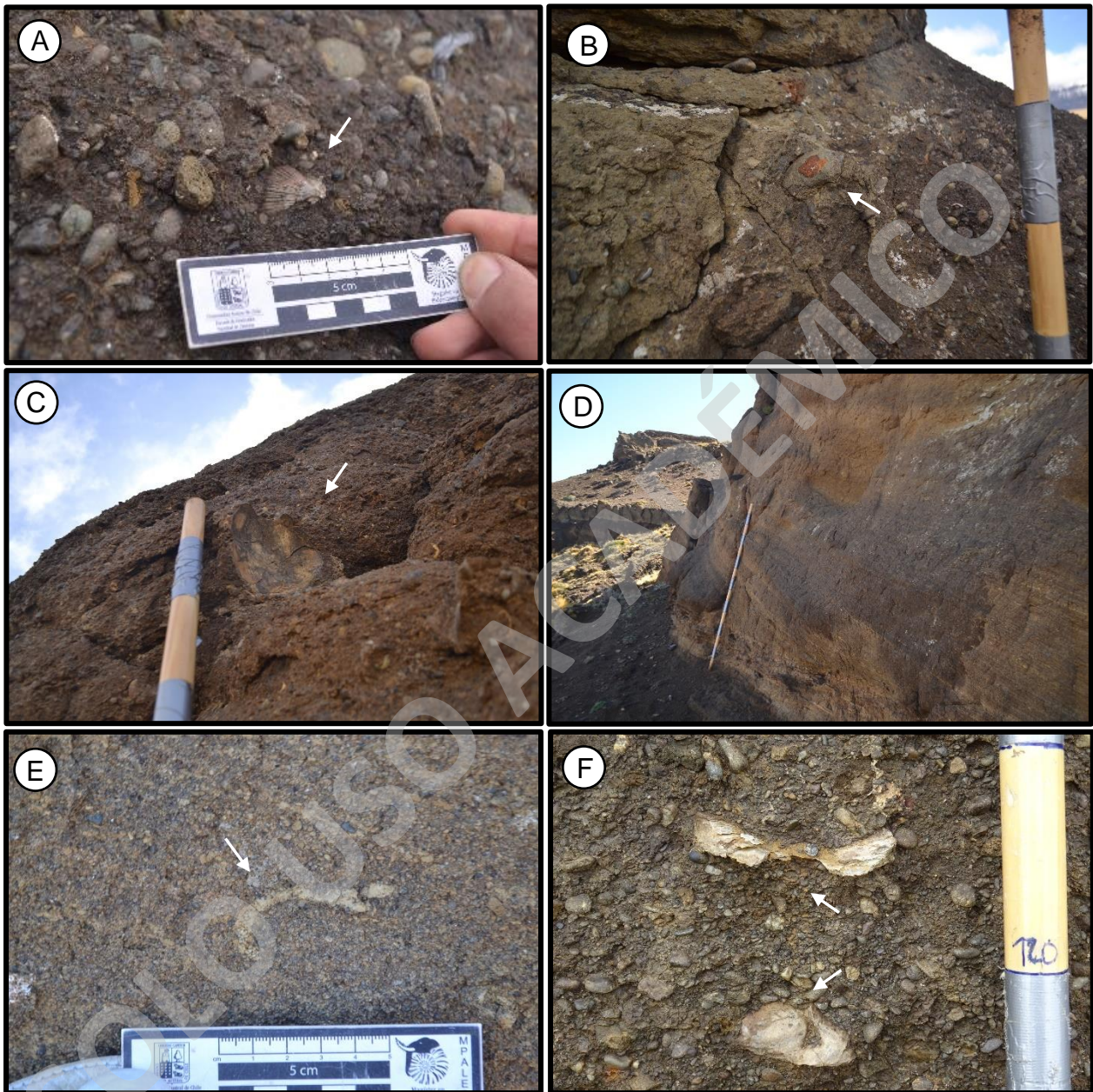


FIGURA 30. IMÁGENES DE LA PORCIÓN MEDIA DE LA FM. MAN AIKE (O MIEMBRO INFERIOR DE LA FM. RÍO TURBIO). A) MOLDE COMPUESTO DE PECTÍNIDO; B) MOLDE COMPUESTO DE *CARDIUM* SP. MUY MAL PRESERVADO; C) MOLDE COMPUESTO DE *LAHILIA* SP.; D) ESTRATIFICACIÓN CRUZADA PLANAR DE MEDIANA ESCALA; E) *OPHIOMORPHA* ISP. EN SECCIÓN; F) FRAGMENTOS DE OSTRAS.

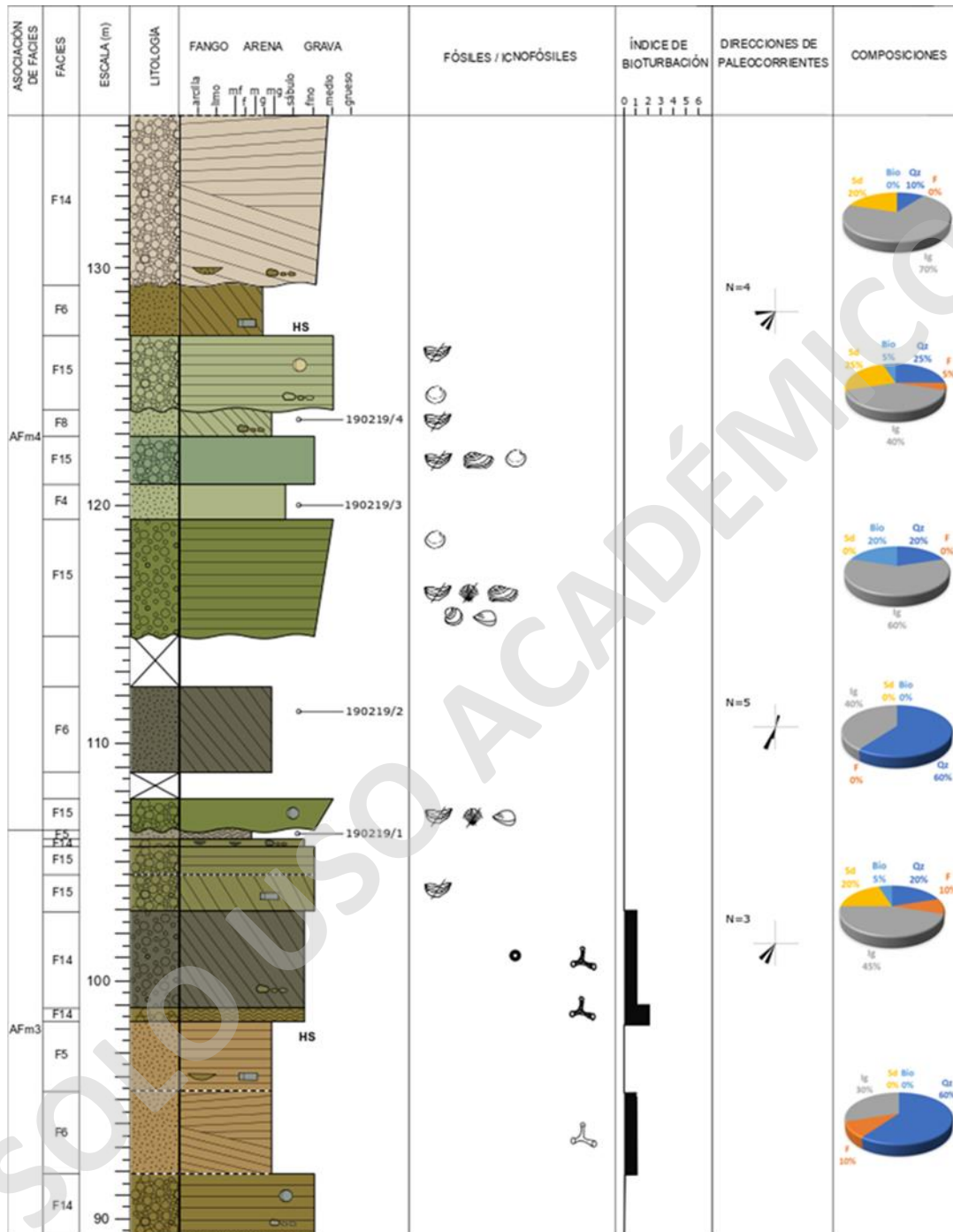


FIGURA 31. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 1:275, QUE REFLEJA LA ALTURA ESTRATIGRÁFICA ENTRE LOS 89 Y 136 M DE SECCIÓN. TODO EL TRAMO CORRESPONDE A LA FORMACIÓN MAN AIKE/ MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN RÍO TURBIO. LAS MUESTRAS DE COLOR NEGRO FUERON EXTRAÍDAS CON FINALIDADES PETROGRÁFICAS.

4. 10,4 m. Potente conglomerado basal, de 6,5 m de espesor, de grano fino a medio, que grada hacia el techo a areniscas de grano fino a medio. Suelen presentar estratificaciones plano-paralelas y cruzadas planares de bajo ángulo. El banco conglomerádico presenta lentes de areniscas próximos a la base, distribuidos de manera relativamente homogénea. Por otro lado, las areniscas se caracterizan por la presencia de drusas de calcita en el techo. La textura del banco conglomerádico es clasto-soportado (razón esqueleto-matriz: 95-5%), polimíctico, con granos subangulosos a subredondeados, de esfericidad media, que no superan el centímetro de diámetro. Composicionalmente, presenta un 70% de líticos ígneos indiferenciados, 20% de líticos sedimentarios y 10% de cuarzo.

El contenido fosilífero se restringe a las areniscas, las cuales presentan ostras muy fragmentadas siguiendo los planos de estratificación (Figura 32F). También se encuentran moldes compuestos de mtilidos, pectínidos y *Lahilia* sp. (Figura 32C) con diverso grado de preservación. Además, hacia el techo, se encuentran fragmentos de xilópalo (Figura 32B). Respecto a la bioturbación, esta se incrementa hacia el techo alcanzando una intensidad moderada a alta (IB: 3), destacándose la presencia de *Ophiomorpha* isp. en la base y de *Thalassinoides* isp. y *Psilonichnus* isp. (Figura 32A) en el techo, todas muy bien preservadas.

5. 2,8 m. Sucesión granodecreciente que pasa desde un conglomerado (de grano medio a fino) a una arenisca de grano medio a grueso, la cual presenta una difusa estratificación plano-paralela. El conglomerado es matriz-soportado (razón esqueleto-matriz: 25-75%) compuesto por una matriz de arena gruesa. Su esqueleto se caracteriza por ser polimíctico, con granos subredondeados a redondeados, de esfericidad media/alta. Composicionalmente, presentan un 50% de líticos ígneos indiferenciado, un 20% de líticos sedimentarios, un 20% de cuarzo y un 10% de bioclastos.

Justo en el contacto basal se encuentran abundantes fragmentos de ostras siguiendo el plano de estratificación. Hacia el techo disminuyen su concentración, pero se preservan de mejor manera. También se encuentran pectínidos y *Panopea* sp. (Figura 32E) de diversa integridad.

6. 8 m. Serie conglomerádica, compuesta por un conglomerado basal, de grano fino a grueso, con gradación inversa y estratificación cruzada planar de bajo ángulo, de escala métrica. Se caracterizan por ser clasto-soportados, polimíctico, con granos subangulosos a subredondeados, de esfericidad media/alta. La composición de los granos consiste en

un 60% de líticos ígneos indiferenciados, 30% de cuarzo, 10% de bioclastos y menos de 1% de líticos sedimentarios.

En los primeros 4 m se observan ostras muy fragmentadas, siguiendo los planos de estratificación, aunque otros bivalvos (como los pectínidos) también están presentes. El tramo presenta una débil bioturbación (IB: 1), la cual consiste en *Thalassinoides* isp. (Figura 32D) y *Ophiomorpha* isp. dispuestos de diversas maneras.

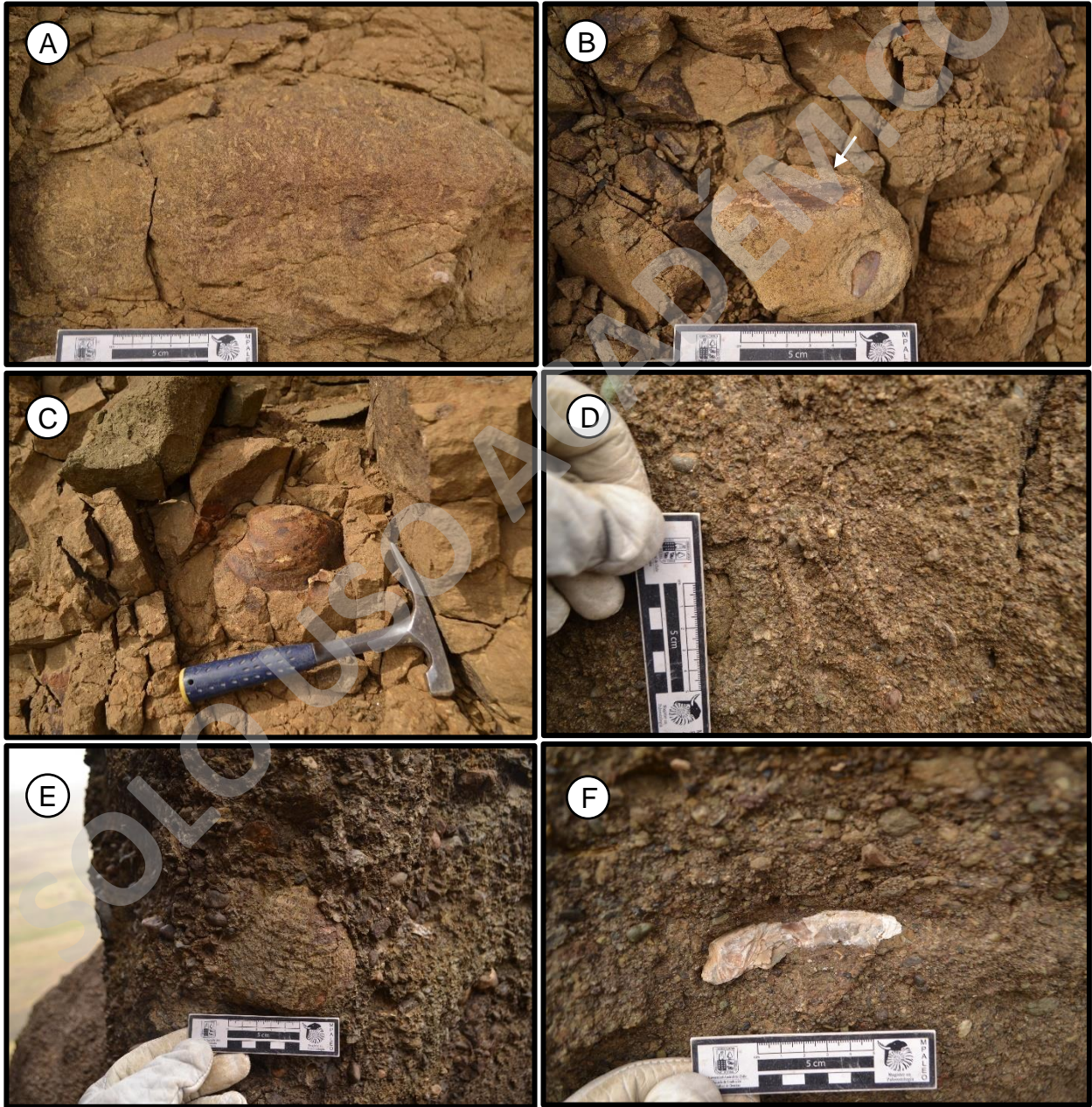


FIGURA 32. CARACTERÍSTICAS DE CAMPO DE LA PORCIÓN SUPERIOR DE LA FM. MAN AIKE (O MIEMBRO INFERIOR DE LA FM. RÍO TURBIO). A) *PSILONICHNUS* ISP.; B) XILÓPALOS; C) MOLDE COMPUESTO DE *LAHILIA* SP.; D) *THALASSINOIDES* ISP.; E) MOLDE COMPUESTO DE *PANOPEA* SP.; F) FRAGMENTO DE OSTRAS.

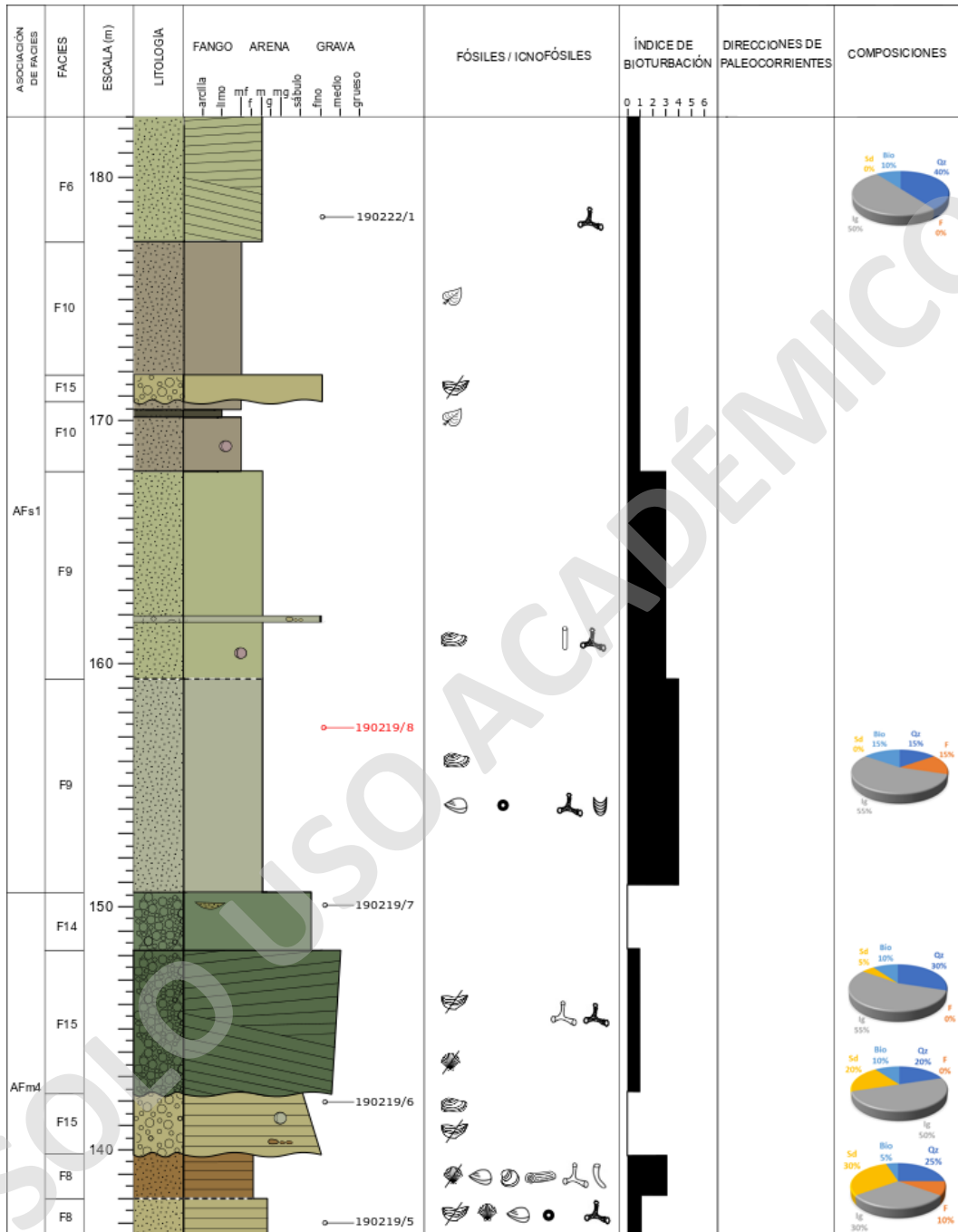


FIGURA 33. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 1:275, QUE REFLEJA LA ALTURA ESTRATIGRÁFICA ENTRE LOS 136 Y 182 M DE SECCIÓN. EL CONTACTO ENTRE LA FORMACIÓN MAN AIKE Y EL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN RÍO TURBIO SE UBICA A LA ALTURA DE LOS 150,6 M DE SECCIÓN. LAS MUESTRAS DE COLOR NEGRO FUERON EXTRAÍDAS CON FINALIDADES PETROGRÁFICAS, MIENTRAS QUE LAS MUESTRAS DE COLOR ROJO TIENEN UNA FINALIDAD GEOCRONOLÓGICA.

6.2.3. Miembro Superior de la Formación Río Turbio

Sobre un contacto nítido, concordante, descansan los estratos del Miembro Superior de la Formación Río Turbio sobre los estratos de la Formación Man Aike (o Miembro Inferior de la Formación Río Turbio). El contacto se encuentra bien definido con la aparición de un horizonte de areniscas glauconíticas, macizas e intensamente bioturbadas, en la última cornisa del Chorrillo de La Barranca (Figura 33). Este horizonte basal, de 9 m de espesor, se encuentra compuesto por areniscas de grano medio, color verde, las cuales contienen clastos flotantes (10%) de arena gruesa a muy gruesa. Texturalmente, el banco arenoso exhibe una selección moderada, con granos angulosos a subangulosos, de esfericidad media/baja. A su vez, se componen de un 60% de fragmentos líticos ígneos indiferenciados, 20% de cuarzo, 15% de bioclastos y un 5% de feldespatos. La glauconita llega a alcanzar concentraciones de hasta un 15%.

En los primeros 50 cm se encuentran moldes de bivalvos (como mitílidos) muy bien preservados. Hacia el techo aparecen *Panopeas* sp. en posición de vida. Además, el nivel presenta una intensa bioturbación (IB: >4) compuesta principalmente de *Diplocraterion* isp. y *Ophiomorpha* isp., dispuestos de diversas maneras. Este último icnofósil se encuentra asociado a pellets fecales, con tamaños menores a los 7 cm de largo.

Una sucesión de 11 m de potencia aparece de manera gradual por encima del tramo anterior. Se encuentra compuesta por areniscas, de grano fino a medio, que hacia el techo se intercalan con limolitas. En ambos casos, la geometría de los estratos es principalmente tabular. De manera frecuente exhibe concreciones rojizas, de aspecto subesférico, que alcanzan hasta los 20 cm de diámetro. La textura de los niveles psamíticos es muy similar al paquete anterior, pero composicionalmente más cuarzosas (30-40%, porcentajes relativos), con un 40% de líticos ígneos indiferenciados, 10% de bioclastos y 5% de feldespatos. La glauconita se concentra solo en la porción inferior del tramo con valores cercanos a un 5%.

Los primeros bancos de areniscas exhiben características faunísticas muy similares al paquete anterior, como *Panopeas* sp. muy bien preservadas. Por otro lado, las areniscas de grano fino (y limolitas) presentan un abundante contenido de improntas foliares bien preservadas (50°44'34,26"S/72°27'37,22"O). La intensidad bioturbación suele decrecer hacia el techo, pasando de moderada (IB: 3) a débil (IB: 1). Se destaca la presencia de *Ophiomorpha* isp. y *Skolithos* isp., con tamaños menores a los 5 cm de largo.

Después de un conglomerado lenticular basal, de grano fino, de 1 m de espesor, siguen paquetes de areniscas de grano fino que se intercalan ocasionalmente con areniscas de grano medio. Se ha estimado un espesor total de 32 m, donde los paquetes arenosos muestran geometrías tabulares. Usualmente son macizas, pero en ocasiones presentan estratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo, de escala métrica. Textural y composicionalmente son muy similares a las areniscas anteriores, con un aumento en la proporción de feldespatos de hasta un 20%. Se observa glauconita exclusivamente en los bancos de areniscas de grano medio, con valores fluctuantes entre un 5 y 10%.

El conglomerado basal presenta escasos fragmentos de ostras, distribuidos de manera caótica en su base. Además, comúnmente en las areniscas se encuentran moldes compuestos de *Panopea* sp. muy bien preservados e incluso algunos en posición de vida. También se observan algunos xilópalos e improntas foliares, en diversos grados de integridad. Por otro lado, la bioturbación suele ser muy variada, pasando de débil a moderada (IB: 1-2), compuesta principalmente por *Ophiomorpha* isp. No obstante, también se halla un nivel intensamente bioturbado (IB: 5), con abundantes trazas de *Teredolites* isp. en roca y xilópalos (Figura 34A y B). Estas últimas trazas no superan los 10 cm de largo y el centímetro de diámetro.

Una serie de 3,2 m de espesor, compuesta de areniscas de grano medio con delgados bancos de conglomerados, de grano fino, rompen la tendencia anteriormente señalada. Estas areniscas suelen presentar estratificaciones cruzadas en artesa de diversa escala (Figura 36). A diferencia de las areniscas anteriores, sus composiciones varían desde un 65% de cuarzo, 30% de líticos ígneos indiferenciados y 5% de feldespatos. Por su parte, los bancos conglomerádicos son matriz-soportados (razón esqueleto-matriz: 25-75%) con matrices de arena media/gruesa. Sus fragmentos mayores son polimícticos, subredondeados, de esfericidad media, los cuales no superan el centímetro de diámetro. Composicionalmente, estos consisten en un 60% de cuarzo, 35% de líticos ígneos indiferenciados y 5% de líticos sedimentarios.

Este tramo presenta una bioturbación moderada (IB: 2-3), la cual consiste en su mayoría de *Ophiomorpha* isp. y *Skolithos* isp., con tamaños inferiores a los 5 cm de largo.

Una intercalación de 10 m de espesor, constituida por conglomerados, areniscas y limolitas, aflora por encima del tramo anterior. Hacia el techo es común encontrar lentes de conglomerados, clasto-soportado, dentro de los paquetes de areniscas de grano muy grueso. También se observa un biostroma (arrecife ostrífero) en la porción superior (50°44'3,44"S/72°28'31,01"O), que no presenta mayor extensión lateral (Figura 34C). La presencia de estratificaciones cruzadas planares de bajo ángulo, de diversas escalas, también

son bastante recurrentes. Los conglomerados son polimícticos, con clastos subredondeados y de esfericidad media. Suelen ser de grano fino con un diámetro de hasta 5 mm. Sus composiciones consisten en un 55% de líticos ígneos indiferenciados, 15% de líticos sedimentarios y 30% de cuarzo. En cambio, las areniscas suelen presentar una buena selección con clastos subangulosos a subredondeados, de esfericidades medias a bajas. Composicionalmente consisten en un 50% de líticos ígneos indiferenciados, 10% de feldespatos y 40% de cuarzo.

Una débil bioturbación (IB: 1-2) con *Ophiomorpha* isp. y, en ocasiones, *Skolithos* isp. suele aparecer en este tramo. Además, esta sucesión presenta un abundante contenido de restos vegetales, como improntas foliares y troncos fósiles silicificados. Las improntas foliares presentan una buena preservación, mientras que los xilópalos usualmente alcanzan tamaños de hasta 5 cm de largo y 0,7 cm de ancho. Otro aspecto destacable del tramo corresponde al biostroma de ostras, cuyos ejemplares adultos alcanzan hasta los 15 cm de diámetro, con un bajo grado de incrustación y bioerosión.

Sobre un contacto erosivo se encuentra una intercalación de conglomerados, de variable granulometría, con areniscas de grano medio a grueso (Figura 34D). Generalmente, los bancos conglomerádicos son lenticulares, caracterizados por la presencia de estratificaciones plano-paralelas y cruzadas planares de bajo ángulo y diversa escala. En cambio, las areniscas suelen presentar estratificación heterolítica inclinada y concreciones esféricas calcáreas, de color rojizo, que llegan a alcanzar hasta los 20 cm de diámetro (Figura 35F). Los conglomerados varían de matriz a clasto-soportados, con matrices tamaño arena gruesa. Sus esqueletos son polimícticos, de granos subredondeados a redondeados, de esfericidad media/alta, los cuales no superan los 2 cm de diámetro. Se componen de un 40% de líticos sedimentarios, 30% de líticos ígneos indiferenciados, 20% de cuarzo y 10% de bioclastos. Por otro lado, las areniscas mantienen sus rasgos texturales y composicionales que se venían dando desde el tramo anterior, pero con un incremento en la concentración de glauconita a un poco más de un 5%.

El registro faunístico se caracteriza por la abundante presencia (y diversidad) de dientes de tiburón (Figura 35A) y de raya, como también de escamas y vertebras de peces. Respecto a los bivalvos, se observan principalmente fragmentos de pectínidos (Figura 35B), acompañados en proporciones menores por mitílidos (Figura 35D), *Cardium* sp. (Figura 35E) y *Panopea* sp., muy bien preservados, los cuales incluso pueden llegar hasta los 15 cm de diámetro. Además, la bioturbación es a menudo baja a moderada (IB: 1-3), exceptuando los primeros 50 cm del nivel de areniscas donde se observa un alto índice de bioturbación (IB: 4). Por lo general, se han

reconocido trazas de hasta 15 cm de largo identificadas como *Ophiomorpha* isp. y *Thalassinoides* isp. (Figura 35C), dispuestos de diversas maneras. También se han reconocido rellenos pasivos de limolita asignables a trazas de *Skolithos* isp.

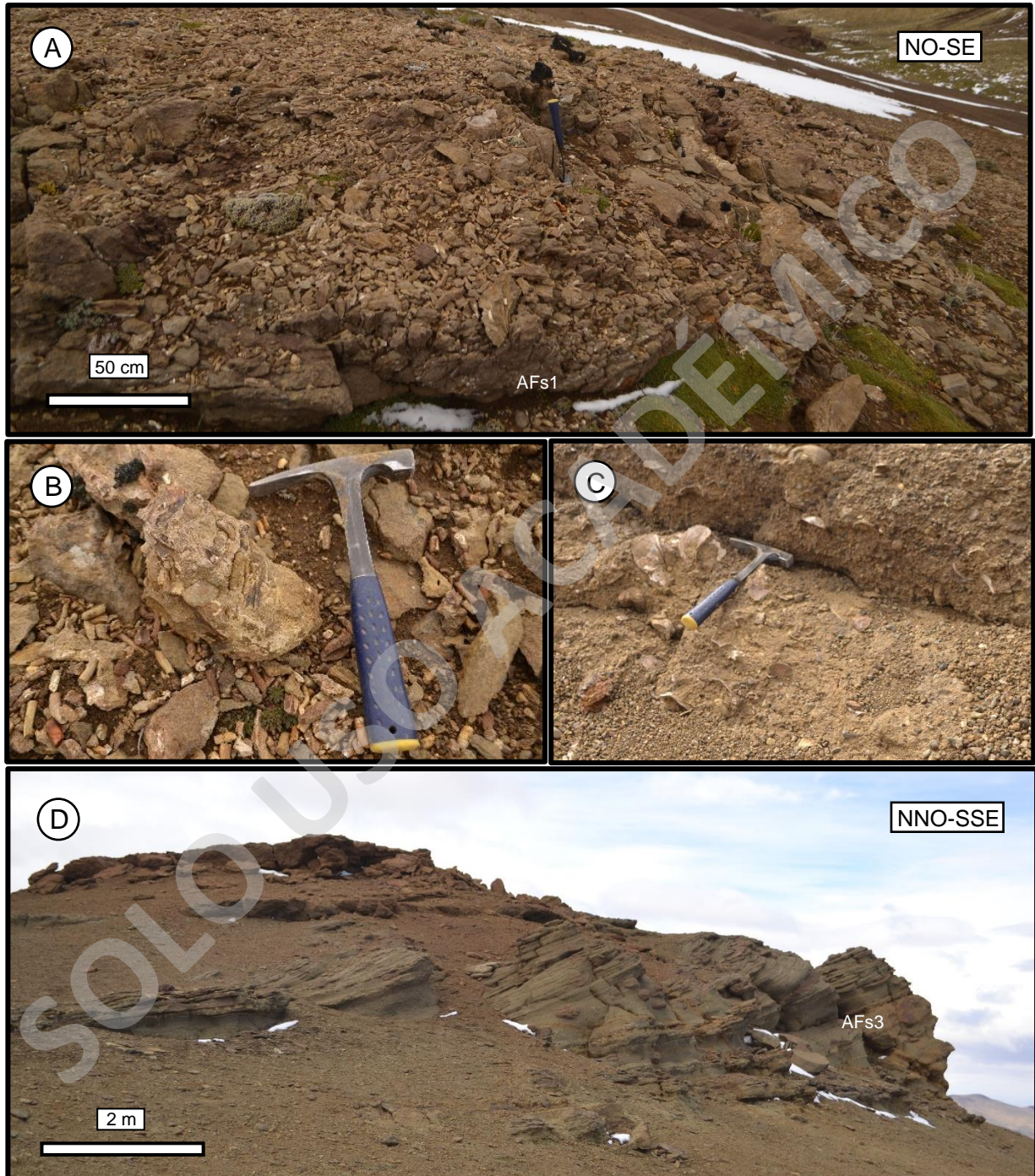


FIGURA 34. IMÁGENES DEL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FM. RÍO TURBIO. A) NIVEL INTENSAMENTE BIOTURBADO POR *TEREDOLITES* ISP. EN ROCA Y XILÓPALO; B) ACERCAMIENTO DEL NIVEL CON *TEREDOLITES* ISP. NÓTESE TAMBIÉN LA PRESENCIA DE BIVALVOS MUY BIEN PRESERVADOS (*PANOPEA* SP.); C) BIOSTROMA DE OSTRAS INTERCALADO EN UNA SUCESIÓN DE ARENISCAS Y CONGLOMERADOS; D) TECHO DE LA SECCIÓN EN ESTUDIO, UBICADA EN LOS ALREDEDORES DE PAMPA TIBURÓN.

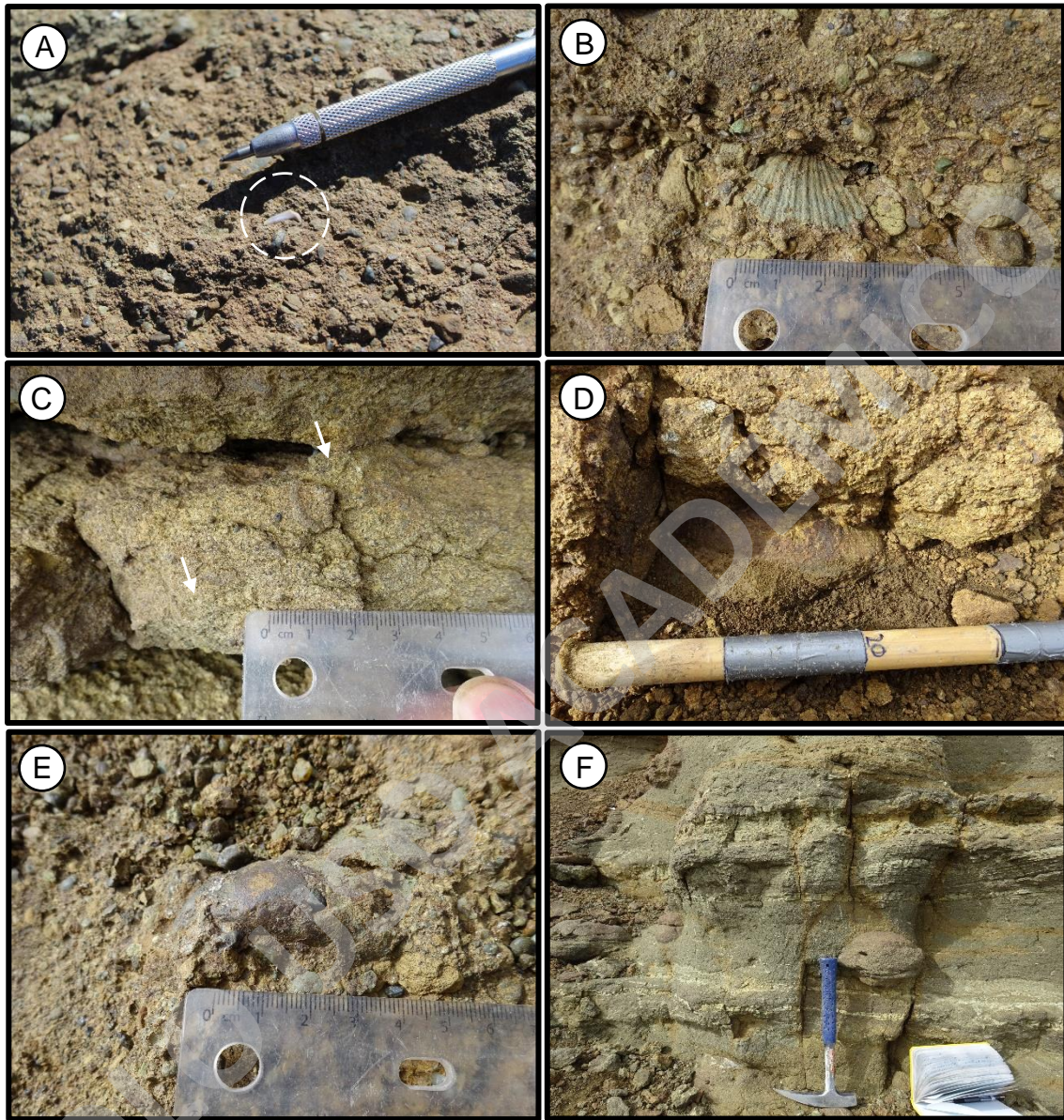


FIGURA 35. ATRIBUTOS DE CAMPO EN EL TECHO DE LA SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA (MIEMBRO SUPERIOR DE LA FM. RÍO TURBIO). A) DIENTE DE TIBURÓN 'IN SITU', DENTRO DE NIVEL CONGLOMERÁDICO (COORDENADAS: 50°44'3,80''S/72°28'24,06''O); B) MOLDE COMPUESTO DE PECTÍNIDO; C) *THALASSINOIDES* ISP.; D) MOLDE COMPUESTO DE MITÍLIDO DE 18 CM DE LARGO; E) MOLDE COMPUESTO DE *CARDIUM* SP. MUY MAL PRESERVADO; F) ESTRATIFICACIÓN HETEROLÍTICA Y CONCRECIONES SUBESFÉRICAS DE HASTA 25 CM DE DIÁMETRO.

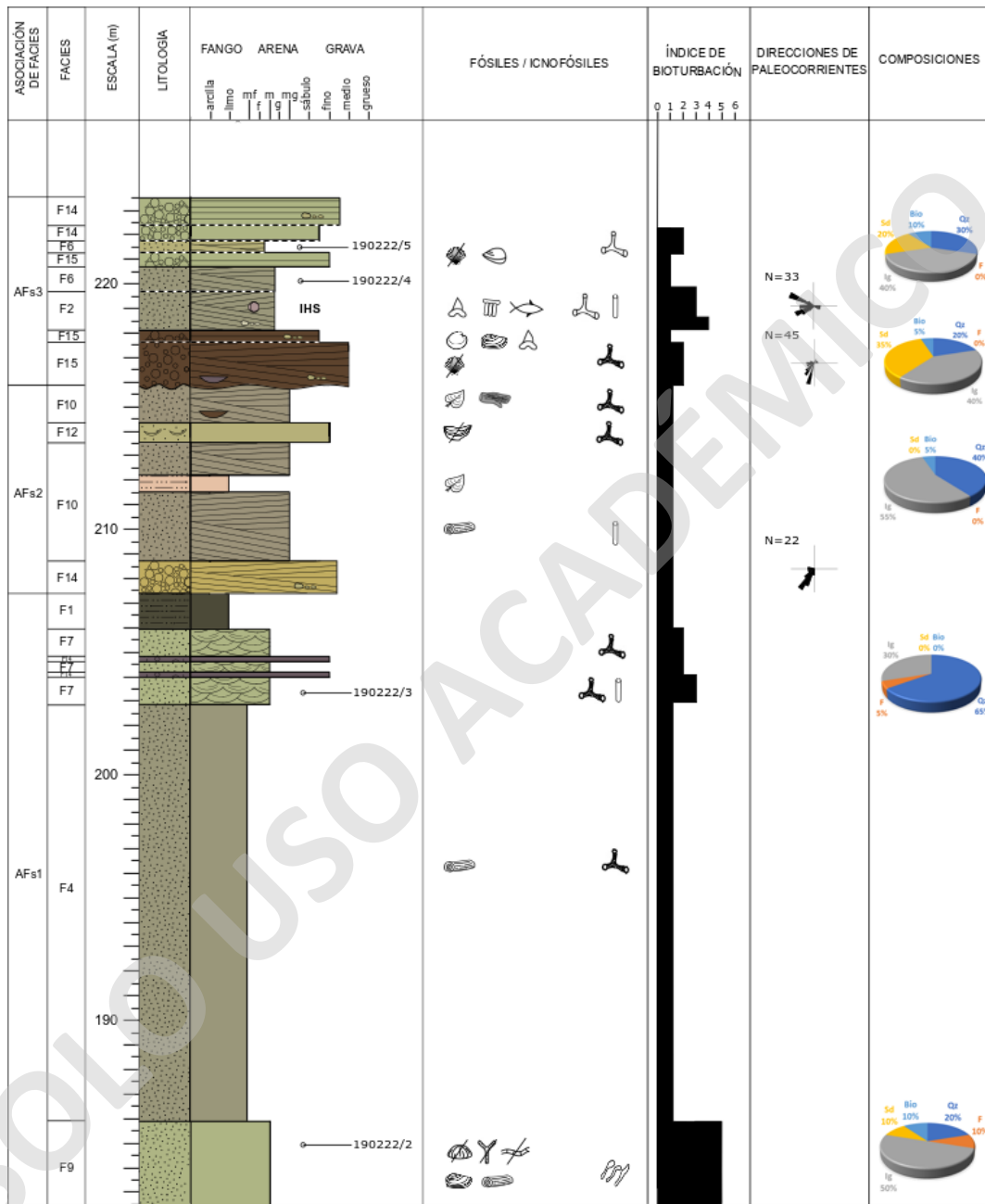


FIGURA 36. COLUMNA ESTRATIGRÁFICA 1:275, QUE REFLEJA LA PARTE SUPERIOR DE LA SECCIÓN EN ESTUDIO DENTRO DE PAMPA TIBURÓN (ALTAURA ESTRATIGRÁFICA ENTRE LOS 183 Y 223,6 M DE SECCIÓN). TODO EL TRAMO CORRESPONDE AL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FORMACIÓN RÍO TURBIO. LAS MUESTRAS DE COLOR NEGRO FUERON EXTRAÍDAS CON FINALIDADES PETROGRÁFICAS.

6.3. Sección estratigráfica Chorrillo Las Flores

A pesar de que el contacto entre las formaciones Dorotea y Man Aike es bastante notorio en la ribera este del Río Baguales, su exposición hacia el sur se pierde por debajo del valle y no aflora directamente en los alrededores del Puesto Las Flores. En su lugar, a unos 660 m al sureste del punto de inicio de la actual sección estratigráfica, se halla un morro (nombrado Morro La Boina; 50°52'1,09"S/72°19'7,61"O) en cuya última cornisa se encuentra un banco conglomerádico similar a los descritos para la Fm. Man Aike en el Chorrillo de La Barranca. No obstante, su falta de continuidad hacia el Puesto Las Flores, producto de la erosión, no permite posicionarlo dentro de la actual columna estratigráfica.

La secuencia sedimentaria comienza con una intercalación de conglomerados y areniscas que afloran sobre una base cubierta por derrubios aluviales. Para este tramo se han estimado 38 m de espesor, dominado principalmente por geometrías lenticulares. Asimismo, este tramo se parece litológicamente al comprendido entre los 53 y 79 m de sección del Chorrillo de La Barranca, pero sin los niveles heterolíticos en la cima de cada ciclo granodecreciente. Sus estratos presentan estratificaciones plano-paralelas, cruzadas planares y cruzadas en artesa bien desarrolladas. En el caso de la estratificación cruzada en artesa, su escala llega a ser decamétrica (Figura 37A). Los bancos conglomerádicos son matriz-soportado (razón esqueleto-matriz: 35-65%), polimícticos, con clastos subangulosos a subredondeados, de esfericidad media, e inmersos dentro de una matriz de arena gruesa. El tamaño máximo de los granos del esqueleto es de 7 mm de diámetro. Sus composiciones varían entre un 10% de cuarzo, 20% de líticos sedimentarios y 70% de líticos ígneos indiferenciados (ver Figura 38).

Su bioturbación es débil a nula (IB: 0-1), presentando exclusivamente trazas centimétricas de *Ophiomorpha* isp., en distintas orientaciones.

El tramo anterior es sobreyacido, en un contacto nítido y concordante, por una secuencia relativamente monótona de areniscas glauconíticas, de grano medio a grueso. Estos cuerpos arenosos, con geometrías tabulares bien definidas, se caracterizan por ser macizos y poseer un espesor total de 14,5 m. Petrológicamente, estas areniscas presentan una mala selección, con granos subangulosos y subesféricos, cuya composición consiste en un 15% de feldespatos, 15% de cuarzo, 15% de bioclastos, 30% de líticos ígneos indiferenciados y, por último, un 25-30% de glauconita.

Estos niveles psamíticos contienen una abundante y diversa variedad de invertebrados marinos bien preservados. De estos, se han reconocido moldes compuestos y parcialmente

disueltos de *Panopeas* sp. (Figura 37C), briozoos, braquiópodos (Figura 37B), corales y gastrópodos. Al menos, en primera instancia, estos niveles presentan una débil bioturbación (IB: 1) dominada por trazas de *Thalassinoides* isp., en distintas orientaciones.

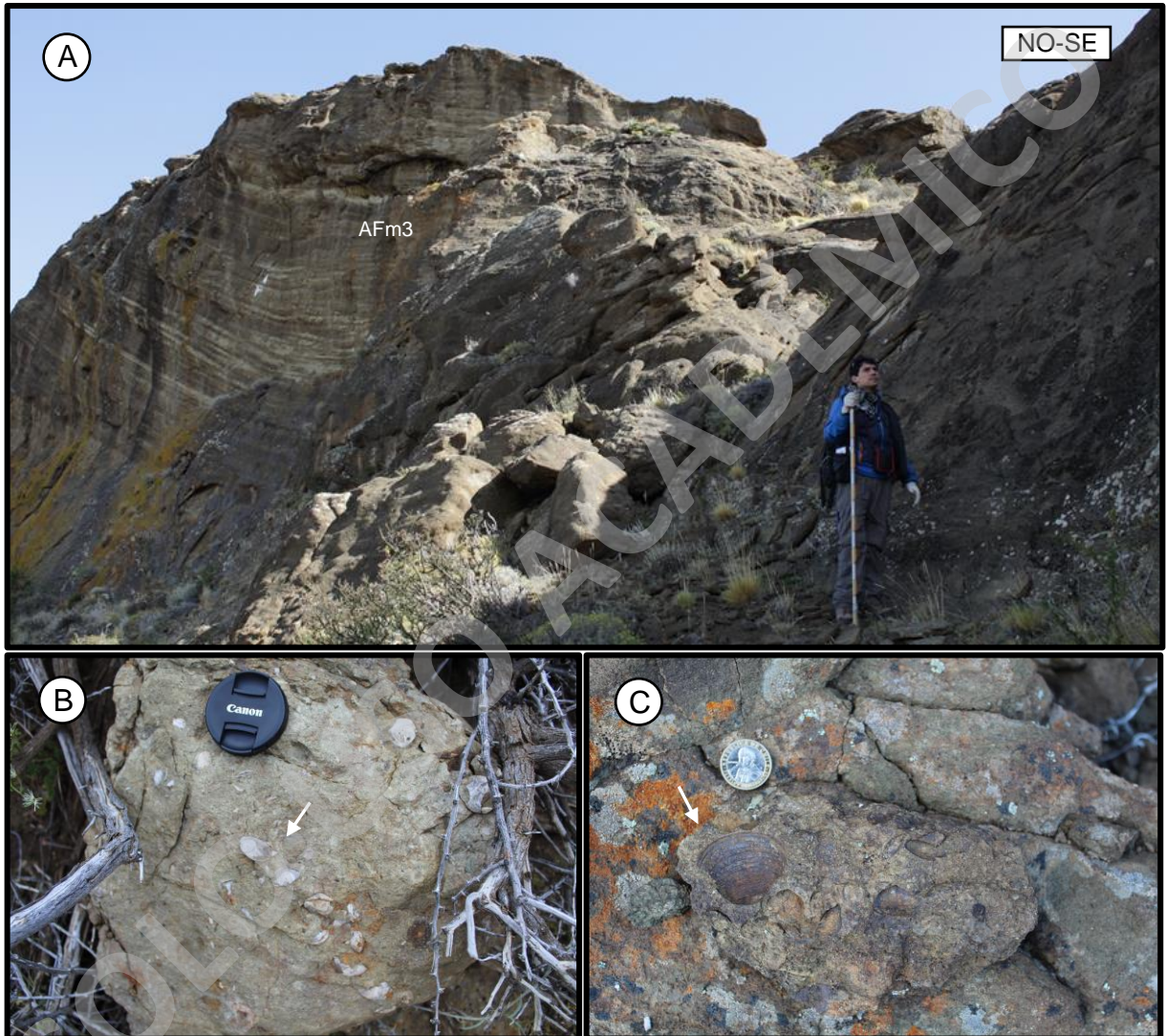


FIGURA 37. ATRIBUTOS DE CAMPO DE LA PRIMERA PARTE DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL CHORRILLO LAS FLORES, CORRESPONDIENTE A LA FM. MAN AIKE. A) PUNTO DE INICIO DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA, DONDE SE OBSERVA UN ENORME PALEOCANAL. B) MOLDES COMPUESTOS DE BRAQUIÓPODOS DENTRO DE ARENISCAS GLAUCONÍTICAS. C) MOLDES COMPUESTOS DE BIVALVOS (*PANOPEA* SP).

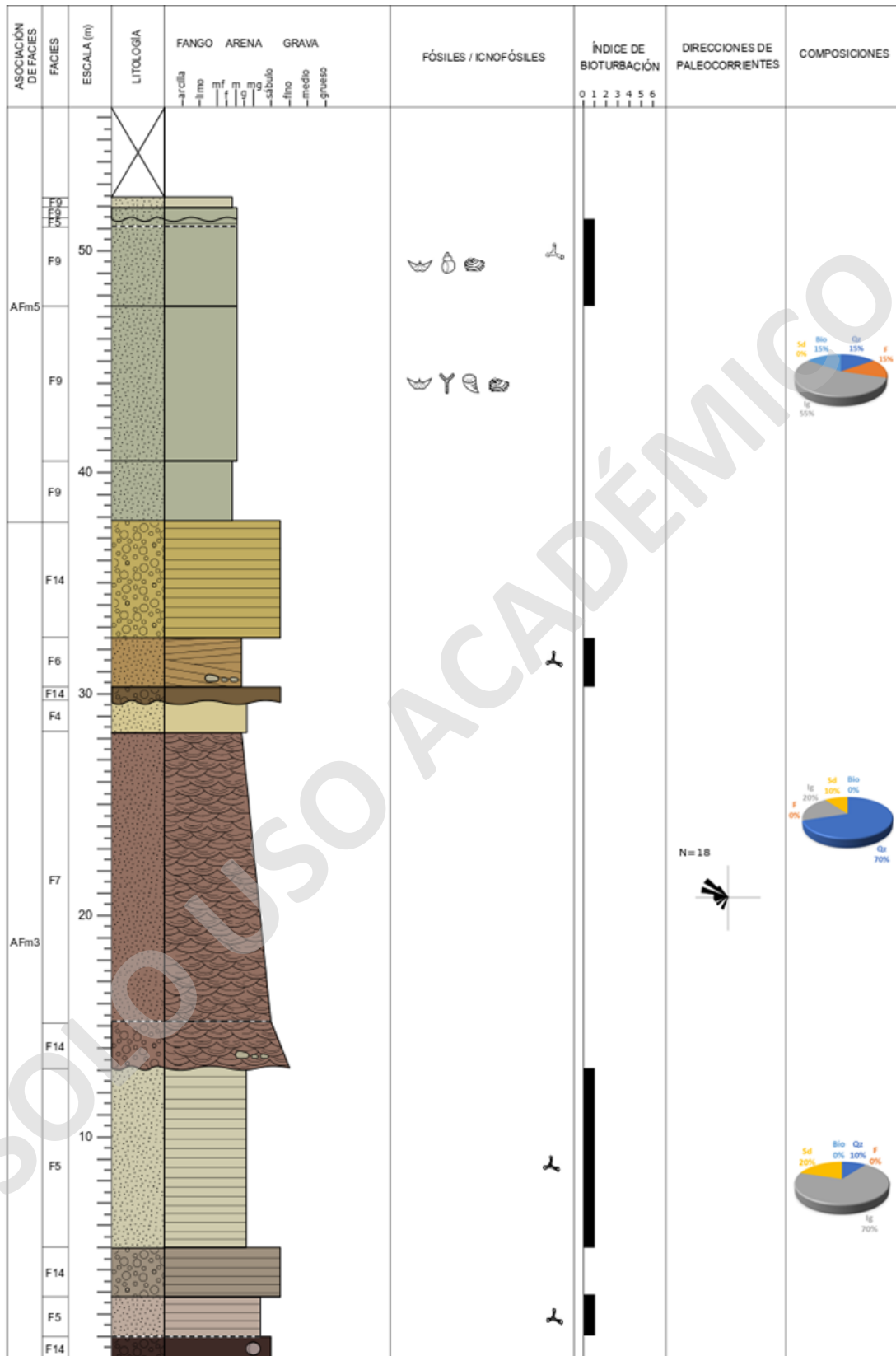


FIGURA 38. PRIMERA PARTE DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL CHORRILLO LAS FLORES, CORRESPONDIENTE A LA FM. MAN AIKE. ESCALA 1:275.

Después de un intervalo de 4 m de potencia cubierto por derrubios aluviales, sigue una intercalación de limolitas y areniscas, de grano medio a grueso, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo y escala métrica. En total se ha estimado que esta intercalación posee 25 m de espesor. Además, hacia el techo, los niveles limosos presentan una tendencia estratodecreciente. Los bancos de arenisca presentan una selección moderada, con granos subangulosos y de esfericidad media. Sus composiciones consisten en 10% de feldespato, 20% de cuarzo, 10% de líticos sedimentarios, 10% de bioclastos y un 50% de líticos ígneos indiferenciados.

Usualmente, las areniscas contienen fósiles de invertebrados marinos con diversos grados de integridad. Estos son braquiópodos, bivalvos (tipo *Panopea* sp.) y gastrópodos (Figura 39A). Por otro lado, la bioturbación suele ser débil (IB: 1), caracterizada principalmente por trazas centimétricas (< 5 cm de largo) de *Thalassinoides* isp., dispuestos en diversas orientaciones.

La sucesión anterior es interrumpida abruptamente por un contacto erosivo, la cual marca el comienzo de al menos tres ciclos granodecrecientes de conglomerados y areniscas, que en conjunto alcanzan los 10 m de espesor. Estos estratos presentan geometrías lenticulares de diversa extensión. A su vez, es común encontrar estratificaciones plano-paralelas difusas e intraclastos de limolita, de hasta 5 cm de diámetro. Bajo una perspectiva textural, los bancos conglomerádicos son matriz-soportado (razón esqueleto-matriz: 35-65%), polimícticos, con granos subredondeados, de esfericidad media, e inmersos en una matriz de arena media a fina. Por otra parte, las areniscas presentan una buena selección, con granos subangulosos a subredondeados, de esfericidad media/alta. Sus composiciones oscilan entre un 10% de feldespato, 20% de cuarzo, 20% de líticos sedimentarios, 45% de líticos ígneos indiferenciados y un 5% de bioclastos.

Este tramo es el único que contiene fragmentos de ostras en toda la columna estratigráfica del Chorrillo Las Flores (Figura 39B). Estos fragmentos generalmente son menores a los 10 cm de diámetro. También suelen coexistir con fragmentos vegetales, como xilópalos y troncos silicificados (Figura 39C). En particular, los troncos fósiles presentan halos milimétricos de carbón con abundantes trazas centimétricas (< 5 cm de largo) de *Teredolites* isp (Figura 39D). Al contrario, el cuerpo rocoso se caracteriza por exhibir una débil bioturbación (IB: 1) dominada por trazas centimétricas (~ 10 cm de largo) de *Thalassinoides* isp. y *Ophiomorpha* isp, en diversas orientaciones.

Hacia el techo, de manera transicional, aflora una sucesión arenosa de 14,5 m de potencia. Los niveles psamíticos presentan claras geometrías tabulares contenedoras de lentes

discretos de conglomerados, que alcanzan hasta los 90 cm de largo y 30 cm de ancho. Este tramo se caracteriza por la presencia de estratificación cruzada *herringbone* (o hueso de arranque) de escala decamétrica (Figura 39E). Petrológicamente, las areniscas son muy similares a las descritas en el tramo anterior.

Por último, a unos 50 m al sur del inicio del estudio de Ugalde (2014), se encuentran las mismas litologías de sus primeros 5 m de sección estratigráfica, asociadas a una intercalación de areniscas glauconíticas con un nivel limoso basal, el cual contiene al menos un 40% de clastos de tamaño arena muy gruesa (ver techo de la Figura 40).

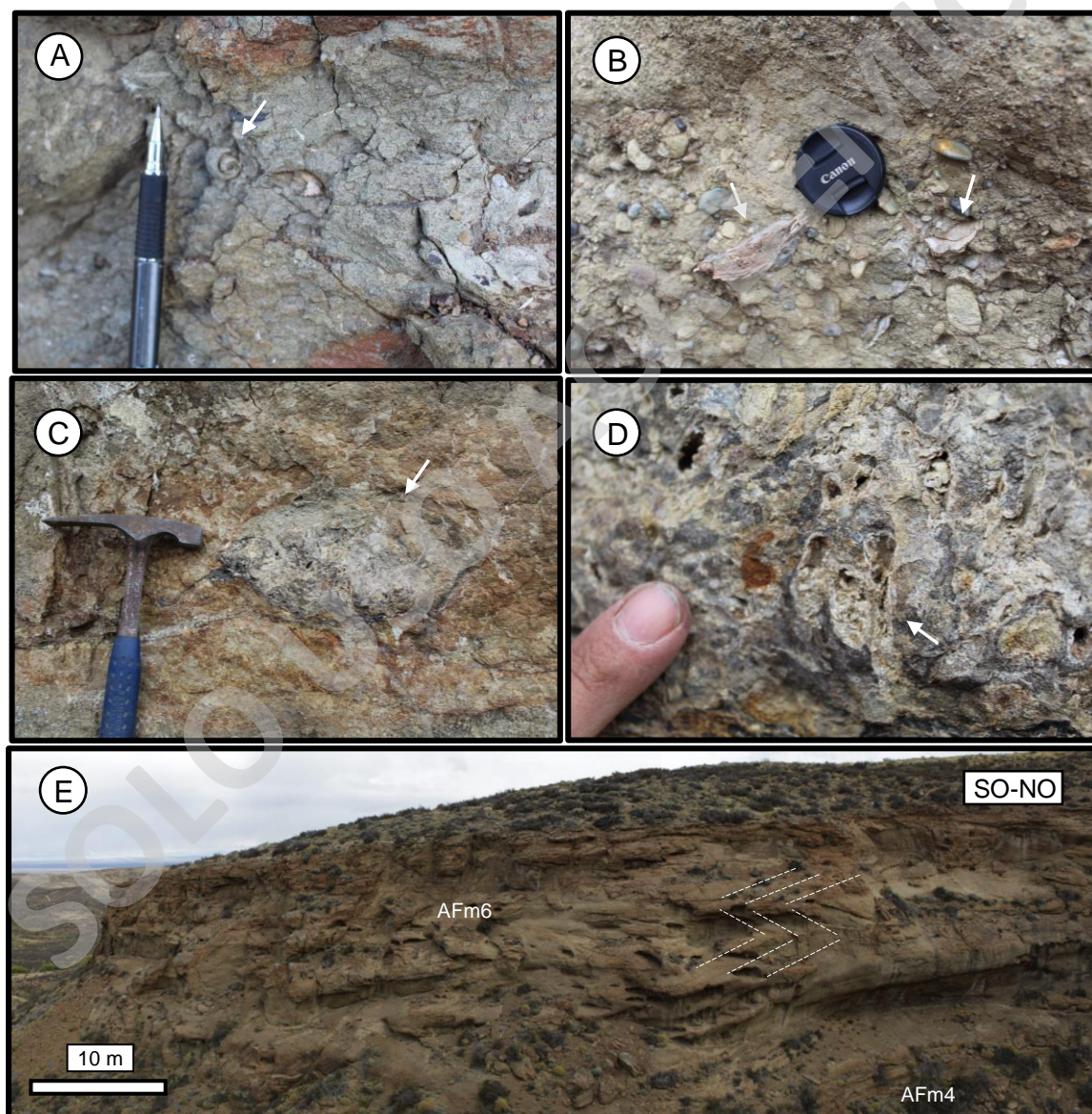


FIGURA 39. ATRIBUTOS DE CAMPO DE LA SEGUNDA PARTE DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL CHORRILLO LAS FLORES, CORRESPONDIENTE A LA FM. MAN AIKE. A) MOLDES COMPUESTOS DE GASTRÓPODOS. B) FRAGMENTOS DE OSTRAS. C) TRONCO FÓSIL SILICIFICADO CON UN HALO MILIMÉTRICO DE CARBÓN. D) *TEREDOLITES* ISP DENTRO DEL TRONCO SILICIFICADO. E) ESTRATIFICACIÓN CRUZADA HERRINGBONE DE ESCALA DECAMÉTRICA.

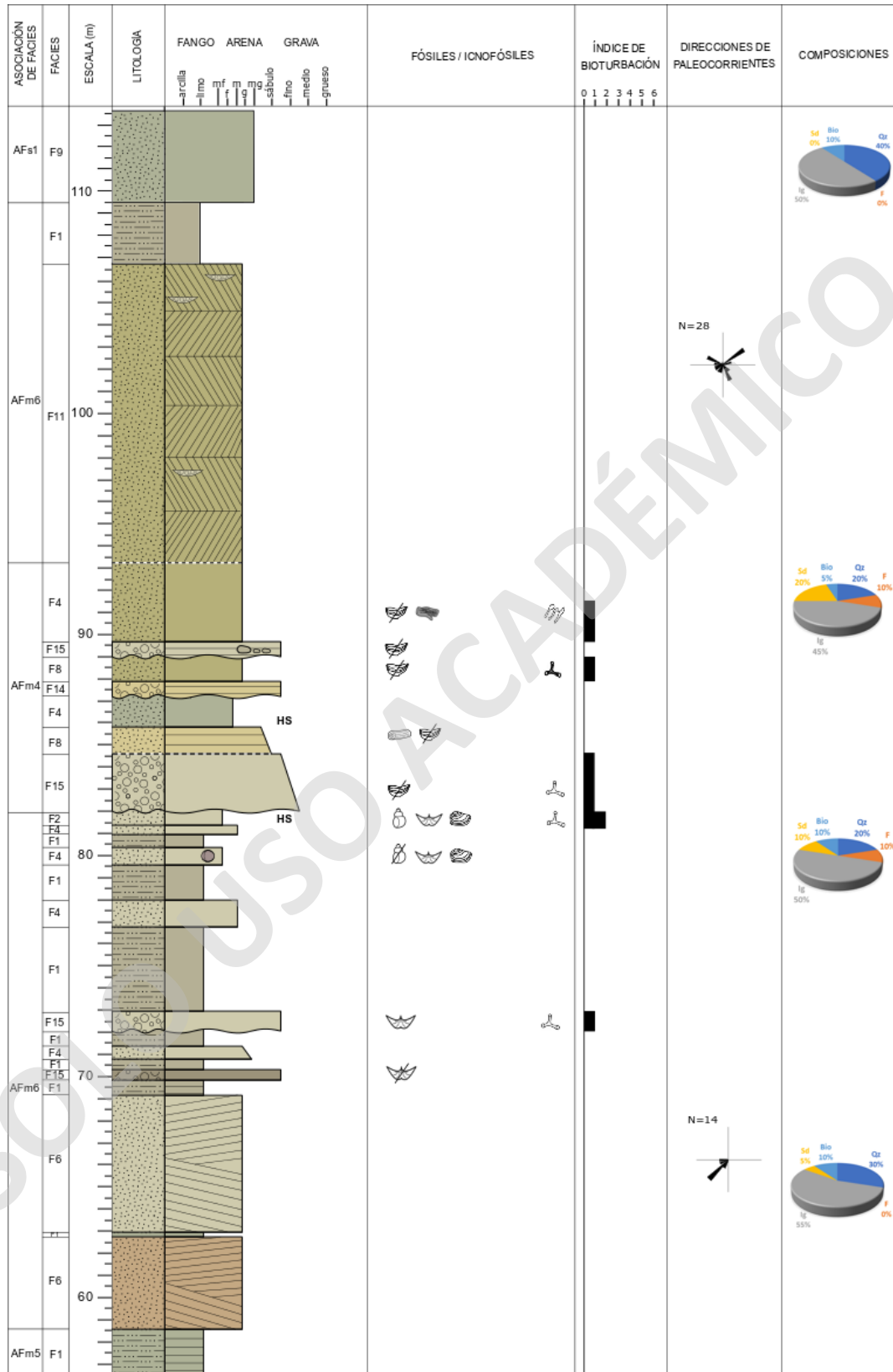


FIGURA 40. SEGUNDA PARTE DE LA COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL CHORRILLO LAS FLORES, CORRESPONDIENTE A LA FM. MAN AIKE. ESCALA 1:275.

Capítulo 7

Análisis e interpretación de facies

En este capítulo se abordará el análisis sedimentológico de los estratos que conforman las distintas unidades. Para ello, se utilizó el concepto de facies que hace referencia a todas aquellas características que definen una unidad sedimentaria (Boggs, 2006; Nichols, 2009). Estas características incluyen las dimensiones de los estratos, los tipos de estructuras sedimentarias, los tamaños (y tipos) de granos y el contenido biogénico de los cuerpos rocosos (Middleton, 1973; Reading y Levell, 1996).

Particularmente, un análisis de facies consiste en reconocer aquellas características presentes en los cuerpos rocosos que reflejen las condiciones bajo las cuales se formaron (Reading y Levell, 1996). El estudio de características específicas en las facies permite interpretar distintos procesos de formación como, por ejemplo: la definición de litofacies (unidad definida por los aspectos litológicos) permite determinar los procesos físico-químicos relacionados al transporte y deposición de los sedimentos que dieron origen al cuerpo rocoso. Por otro lado, la definición de biofacies e icnofacies (unidad definida por el contenido biogénico) proporciona información sobre la paleoecología desarrollada durante y después de la deposición de los sedimentos (Nichols, 2009).

Las características de un ambiente de deposición se encuentran determinadas por la combinación de procesos que interactúan dentro del medio sedimentario (Nichols, 2009; Arche, 2010). Debido a esto, las facies son agrupadas en asociaciones de facies que establecen la combinación de procesos que son dominantes dentro del medio sedimentario. Así, al interpretar el sedimento en términos físicos, químicos y biológicos al momento de su deposición, es posible inferir y reconstruir paleoambientes (Reading y Levell, 1996).

La Tabla 5 muestra el análisis de facies desarrollado para este trabajo. Como resultado, se puede observar que los niveles fueron agrupados en 15 facies distintas, a las cuales se le asignó una breve interpretación sobre el proceso deposicional involucrado.

TABLA 5. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE FACIES.

Facies	Litología	Geometría	Estructuras sedimentarias	Aspecto fosilífero		Proceso deposicional
				Fósiles de cuerpo	Iconofósiles	
F1: Limolita	Limolita	Tabular	Macizas a estratificaciones plano-paralelas y cruzadas planares de bajo ángulo de escala centimétrica	No se observan	No se observan	Depósitos por decantación del material en suspensión. Posible perturbación por flujos de muy baja densidad.
F2: Intercalación de areniscas y limolitas	Madura texturalmente Arena fina a muy gruesa; subangulosos; esfericidad media	Lenticular y labular	Estratificaciones heterolíticas, heterolíticas inclinadas y ondulosas	No se observan	No se observan	Deposición de flujos gravitacionales de bajo a alto régimen con decantación de material en suspensión. Su relativa regularidad sugiere la influencia de procesos de difusión mareal.
F3: Intercalación de areniscas y carbón	Madura texturalmente Arena media a muy gruesa; subangulosos; esfericidad media	Lenticular y tabular	Estratificaciones plano-paralelas; heterolíticas y onduladas	Materia orgánica	No se observan	Depósitos de flujos gravitacionales de baja densidad con flujos de régimen de sedimentos. Retrasos mareales y acumulación de materia orgánica en el régimen bajo.
F4: arenisca maciza	Madura texturalmente Arena media a muy gruesa; subangulosos; esfericidad media	Lenticular y labular	Macizas	Ocasionalmente, fósiles de diversa integridad: <i>Gastropodos</i> , <i>braquiópodos</i> y <i>Panopea</i> sp.	IB: 0-2 Iconofacies de <i>Skolithos</i> : <i>Ophiomorpha</i> sp., <i>Skolithos</i> sp. y <i>Diplocraterion</i> sp.	Rápida deposición derivada de flujos laminares.
F5: arenisca con estratificación cruzada en artesa plano-paralela	Madura texturalmente Arena media a muy gruesa; subangulosos; esfericidad media	Lenticular y tabular	Estratificaciones plano-paralelas, onduladas y gradaciones normales e inversas	No se observan	No se observan	Depósitos de tracción asociado a flujos unidireccionales de bajo y alto régimen. Migración de dunas.
F6: arenisca con estratificación cruzada en artesa	Madura texturalmente Arena gruesa a muy gruesa; subangulosos; esfericidad media	Lenticular y tabular	Estratificaciones cruzadas planares de escala métrica	No se observan	IB: 0-3 Iconofacies de <i>Skolithos</i> : <i>Ophiomorpha</i> sp. y <i>Skolithos</i> sp.	Depósitos de tracción asociado a flujos unidireccionales y migración de dunas subacuáticas.
F7: arenisca con estratificación cruzada en artesa	Madura texturalmente Arena gruesa a muy gruesa; subangulosos; subredondeados; esfericidad media	Lenticular y tabular	Estratificaciones cruzadas en artesa en varias escalas y gradaciones normales e inversas	Ocasionalmente, fósiles fragmentados de <i>pepínidos</i> . También se observan ostras como fósiles de cuerpo.	IB: 0-3 Iconofacies de <i>Skolithos</i> : <i>Ophiomorpha</i> sp. y <i>Skolithos</i> sp.	Depósitos de tracción asociado a flujos unidireccionales confinados.
F8: arenisca bioclastica	Madura texturalmente Arena fina a gruesa; subangulosos; esfericidad baja/media	Lenticular y tabular	Estratificaciones plano-paralelas, cruzadas planares y cruzadas en artesa	Fósiles de cuerpo fragmentados: <i>braquiópodos</i> , <i>trúzcos</i> , <i>pepínidos</i> , <i>moluscos</i> , <i>ostras</i> , <i>Laminis</i> sp., y restos vegetales	IB: 0-3 Iconofacies de <i>Skolithos</i> : <i>Ophiomorpha</i> sp., <i>Thalassasporites</i> sp. y <i>Psalitocrinus</i> sp.	Depósitos de flujos unidireccionales subacuáticos de alta energía.

TABLA 5 (CONTINUACIÓN). ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE FACIES.

Facies	Litología	Geometría	Estructuras sedimentarias		Aspecto fosilífero		Proceso deposicional
			Fósiles de cuerpo	Infosfites			
F9: arenisca con glauconítica y/o bioturbada	Madura texturalmente. Arena media a gruesa; subangulosos; estereidad baja/media. Presenta glauconita.	Tabular	Macizas	Fósiles de cuerpo: Gastropodos, Intraquópodos, corales, bryozoos, miliolitos y <i>Panopaea</i> sp.	IB: 0-5 Indicadores de <i>Scolithos</i> y <i>Terebellites</i> : <i>Ophiomorpha</i> sp., <i>Thalassirodes</i> sp., <i>Diplostratium</i> sp. y <i>Terebellites</i> sp.	Migración unidireccional de dunas subacuáticas. Intervalo relativamente condensado (formado por bajas tasas de sedimentación).	
F10: arenisca con restos vegetales	Madura texturalmente. Arena muy fina, subredondeados; estereidad baja/media.	Tabular	Macizas a estratificaciones cruzadas planares	Improntas foliares bien preservadas y restos de troncos	IB: 1-2 Indicadores de <i>Scolithos</i> : <i>Ophiomorpha</i> sp.	Depósitos de flujos gravitacionales de baja densidad con acumulación de restos vegetales.	
F11: arenisca con estratificación cruzada herringbone	Madura texturalmente. Arena gruesa a muy gruesa; subredondeados a subangulosos; estereidad media/alta.	Tabular	Estratificaciones cruzadas herringbone de escala métrica	No se observan	No se observan.	Depósitos de tracción asociado a flujos bidireccionales producidos por la acción del oleaje y las mareas. Regimen de flujo bajo.	
F12: Blostoma de ostras	Inmadura texturalmente. Fragmentos mayores: grava fina a gruesa, subangulosos; estereidad media/alta. Matriz: arena media a gruesa, subangulosos.	Lenticular	Macizas	Ostras con una integridad moderada (valvas enteras y fragmentadas). Presentan baja bierosión y encrustación.	IB: 1-2 Indicadores de <i>Scolithos</i> : <i>Ophiomorpha</i> sp.	Deposición de flujos de densidad en condiciones de alto stress (condiciones salobres).	
F13: Conglomerado macizo matriz-soportado	Inmadura texturalmente. Fragmentos mayores: grava fina a gruesa; subredondeados/redondeados; estereidad media/alta. Matriz: arena fina a muy fina; subangulosa.	Lenticular y tabular	Macizas	No se observan	No se observan	Deposición de flujos de densidad concentrados.	
F14: Conglomerado matriz a clasto-soportado	Inmadura a madura texturalmente. Fragmentos mayores: grava fina a gruesa; subredondeados/redondeados; estereidad media/alta. Matriz: arena media a gruesa; subredondeada.	Lenticular y tabular	Macizas a estratificaciones ondulosas, plano-paralelas y cruzadas planares. Gradaciones normales e inversas.	No se observan	IB: 0-2 Indicadores de <i>Scolithos</i> : <i>Ophiomorpha</i> sp., <i>Scolithos</i> sp. y <i>Diplostratium</i> sp.	Deposición tractiva de alta energía asociado a flujos unidireccionales de carácter turbulento. Evidencia de flujos hiperpléoncos.	
F15: Conglomerado biocástico	Inmadura a madura texturalmente. Fragmentos mayores: grava fina a gruesa; subredondeados/redondeados; estereidad media/alta. Matriz: arena media a muy gruesa; subredondeada.	Lenticular y tabular	Macizas a estratificaciones ondulosas, plano-paralelas y cruzadas planares. Gradaciones normales e inversas.	Fósiles de cuerpo en diversa integridad: ostras, braquiópodos, bryozoos, corales, pectinidos, miliolitos, <i>Caratium</i> sp. y <i>Lafitea</i> sp.	IB: 0-3 Indicadores de <i>Scolithos</i> : <i>Ophiomorpha</i> sp. y <i>Thalassirodes</i> sp.	Deposición tractiva unidireccional de alta energía, evidencia de flujos hiperpléoncos y erosión de niveles mármos.	

7.1. Asociaciones de facies

Las facies anteriormente mencionadas fueron agrupadas en 10 asociaciones de facies distintas para reconocer subambientes de depositación. Al unísono, se decidió que cada asociación de facies fuera única, con el propósito de facilitar la comprensión e interpretación del paleoambiente general de las distintas unidades en estudio. De esta manera, las asociaciones denominadas como AFd forman parte de la Fm. Dorotea; AFm pertenecen a la Fm. Man Aike (o Fm. Río Turbio Mbr. Inferior) y, por último, AFs corresponden al Miembro Superior de la Fm. Río Turbio.

7.1.1. Formación Dorotea

AFd1: Limolitas y areniscas con lentes conglomerádicos.

Descripción. La asociación de facies AFd1 corresponde a una intercalación de areniscas y limolitas de las facies F1, F2, F3, F4 y F5. Esta asociación presenta estratos generalmente tabulares, aunque algunos cuerpos arenosos con geometrías lenticulares también están presentes (F2 y F3). En ambos casos, los contactos basales son nítidos y transicionales, incluso en la parte superior de la sucesión donde se intercala un conglomerado matriz-soportado (F14) entre las limolitas (F1). Este banco conglomerádico presenta una geometría lenticular, con un abundante contenido de detritos orgánicos. Del mismo modo, existen areniscas que presentan una intercalación con lentes de carbón (F3), los cuales suelen ser de baja extensión. Adicionalmente, los niveles psamíticos poseen estratificaciones heterolíticas (F2), plano-parallelas y onduladas (F5) como también pueden ser macizas (F4).

Esta asociación de facies carece de contenido fosilífero, sin embargo, presenta una débil bioturbación restringida completamente a los conglomerados del techo (F14). Esta se caracteriza por la ocurrencia de la lcnofacies de *Skolithos*, exhibiendo una baja diversidad con tamaños entre 5 y 15 cm de largo, usualmente dispuestos de manera vertical.

Interpretación. Esta asociación de facies corresponde a depósitos de planicie de marea media o mixta ("*mid flat*"), con la ocurrencia esporádica de lóbulos de derrame.

La ocurrencia de depósitos de grano fino con estratificaciones plano-parallelas, onduladas y heterolíticas sugieren un ambiente marino somero influenciado por el oleaje y las mareas (González, 2015; Schwartz y Graham, 2015; Manríquez *et al.*, 2019). No obstante, una mayor recurrencia de sedimentos limosos (F1 y F2) sugiere que los procesos mareales fueron más importantes que la acción del oleaje (pág. 329 en Boggs, 2006). De esta manera, se concluye

una posición de planicie mareal mixta donde ocurren sedimentaciones por carga de fondo de arenas y decantación de material fangoso producto de las variaciones cíclicas y regulares de la acción mareal (pág. 320 en Boggs, 2006). Posiblemente, la discontinua agradación de la planicie mareal conllevó a una acumulación irregular de materia orgánica responsable de los lentes milimétricos de carbón (F3) (Emery y Myers, 1996).

Por otro lado, la presencia de un banco conglomerádico, matriz soportado (F14), entre niveles limoso (F1) sugeriría la ocurrencia esporádica de corrientes de densidad hiperpícnicas, asociadas a lóbulos de derrame como resultado de la ruptura de sistemas de canales-albardón dentro de la misma planicie mareal (pág. 185 en Nichols, 2009). Del mismo modo, la presencia de la Icnofacies de *Skolithos* permitiría sugerir un entorno con elevada energía hidrodinámica dentro de un ambiente marino-somero (Gibert y Martinell, 1998).

AFd2: Areniscas con estratificación cruzada planar y en artesa, intercaladas subordinadamente por limolitas y lentes conglomerádicos.

Descripción. La asociación de facies AFd2 se conforma en su mayoría de areniscas (F3, F4, F5, F6 y F7), aunque conglomerados matriz-soportado (F14) y limolitas (F2) también están presentes. La geometría de los estratos es principalmente tabular, pero algunos cuerpos arenosos (generalmente F6 y F7) y conglomerados (F14) presentan geometrías lenticulares de gran extensión. Esta asociación muestra un dominio de los niveles psamíticos con estratificaciones cruzadas en artesa y cruzadas planares de escala métrica. Incluso, estas últimas, suelen presentar diversas orientaciones con frecuentes cortinas de fango en sus frentes de avalancha o avance. Las mediciones de paleocorrientes señalan una dirección preferencial hacia el suroeste.

La presencia de la Icnofacies de *Skolithos* es bastante recurrente, mostrando una baja a moderada diversidad, con trazas centimétricas dispuestas de manera vertical (en promedio de 10 cm). También suele haber detritos orgánicos y lentes milimétricos de carbón intercalado con los bancos arenosos (F3).

Interpretación. Esta asociación de facies corresponde a la migración de canales y barras intermareales en el borde costero.

La existencia de bancos de arenisca con estratificaciones cruzadas planares de escala métrica (F6) sugeriría una migración de barras arenosas asociadas a megaóndulas (Casadio *et al.*, 2009). A su vez, estructuras con diversas orientaciones y recurrentes coberturas fangosas en

sus frentes de avance indicarían una importante influencia mareal durante el transporte y sedimentación de los niveles psamíticos (Schwartz y Graham, 2015). Esto se ve aún más reflejado con la presencia de niveles heterolíticos (F2) en gran parte de la asociación. Del mismo modo, una mayor abundancia y diversidad de la Icnofacies de *Skolithos* sería evidencia de una clara depositación dentro de ambientes marino-someros arenosos, tales como zonas litorales y barras arenosas (Gibert y Martinell, 1998; pág. 175 en Nichols, 2009).

Los depósitos arenosos con bases erosivas y pasajes transicionales entre estratificaciones cruzadas planares (F6) y plano-parallelas (F5), como también los bancos congloméricos lenticulares (F14) y areniscas con estratificación cruzada en artesa (F7), sugerirían la ocurrencia de corrientes de densidad hiperpícnicas asociado a sistemas de canales distributarios (Rodríguez Raising, 2010; González, 2015), donde la recurrente presencia de detritos orgánicos indicaría una proximidad a zonas más continentales (González, 2015).

AFd3: Areniscas con estratificación plano-parallela y láminas milimétricas de carbón.

Descripción. La asociación de facies AFd3 se encuentra conformada principalmente por areniscas de las facies F3 y F5. Los cuerpos arenosos presentan geometrías tabulares y lenticulares con contactos nítidos y transicionales. Generalmente la estratificación plano-parallela (mal preservada) es la estructura sedimentaria dominante. En el caso de los bancos de areniscas con intercalaciones de carbón (F3), las láminas de lignito presentan morfologías sinuosas e irregulares, de unos pocos milímetros de espesor, cuya recurrencia aumenta hacia el techo.

Interpretación. Esta asociación de facies corresponde a depósitos de planicie arenosa o de marea baja ("*sand flat*"), donde los sedimentos fangosos se mantuvieron en suspensión y la arena se depositó como carga de fondo controlada por las corrientes mareales (pág. 192-193 en Nichols, 2009). Pese a que esta planicie se encuentra sumergida la mayor parte del ciclo mareal, la ocurrencia de láminas milimétricas de carbón sugiere una acumulación de materia orgánica en condiciones supramareales de corta duración (pág. 317 en Boggs, 2006). Emery y Myers (1996) sugieren que láminas delgadas de carbón pueden originarse producto de las bajas tasas de agradación dentro de las planicies deltaicas e, incluso, que aspectos discontinuos serían resultado de la erosión producida por la migración de canales distributarios y/o dilución efectuada por el aporte clástico. Como no se encontró evidencia de canales dentro de AFd3, se sugiere que el aspecto discontinuo y milimétrico de las láminas de carbón es resultado de la dilución efectuada por el aporte clástico en un entorno inestable (de baja agradación) de planicie mareal.

7.1.2. Formación Man Aike (~ Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio)

AFm1: Intercalaciones lenticulares de conglomerados y areniscas bioclásticas.

Descripción. Esta asociación de facies se halla constituida por bancos lenticulares de conglomerados pertenecientes a las facies F13, F14 y F15, los cuales afloran en la transecta Chorrillo de La Barranca – Pampa Tiburón. Comúnmente, estos niveles presentan contactos del tipo transicional, pasando de horizontes macizos a con estratificación plano-paralela (difusa). La mayoría de los bancos conglomerádicos presentan fluctuaciones internas de matriz a clasto-soportado, con matrices de arena fina a gruesa (F14 y F15). Sin embargo, en la porción media-superior se halla un nivel macizo, matriz-soportado, con una matriz de arena muy fina, cuyo límites se encuentran muy difusos respecto a los bancos supra e infrayacentes (F13). Esta asociación de facies también presenta la intercalación de un banco lenticular de arenisca bioclástica con estratificación plano-paralela difusa (F8).

Los niveles bioclásticos (F8 y F15) se caracterizan por la abundante presencia de braquiópodos, en diversos grados de integridad, al igual que briozoos y pectínidos. Estos fósiles de cuerpo suelen seguir los difusos planos de estratificación de los niveles, aunque hacia el techo suelen presentar una distribución más caótica.

Interpretación. Esta asociación de facies representa depósitos de canales submareales en un entorno con condiciones de salinidad normal.

La presencia de geometrías lenticulares y litologías gruesas permite interpretar estos estratos como el relleno de canales (Casadío *et al.*, 2009; Rodríguez Raising, 2010; González, 2015). De la misma manera, pasajes transicionales entre bancos macizos y con estratificación plano-paralela difusa sugieren una depositación de corrientes de densidad hiperpícnicas (Rodríguez Raising, 2010; Zavala, 2018). Las recurrentes variaciones texturales (matriz a clasto-soportado) propias de cada uno de los bancos conglomerádicos sería indicio de fluctuaciones en la velocidad (y concentración de partículas) de los flujos hiperpícnicos (Ponce y Carmona, 2011).

El abundante y diverso registro faunístico de AFm1 señala aguas con condiciones de salinidad normal, asociados a entornos submareales en posiciones de “*shoreface*” (Camacho, 2007; González, 2015; Manríquez *et al.*, 2019).

AFm2: Ciclos granodecrecientes de conglomerados y areniscas que gradan a niveles heterolíticos.

Descripción. La asociación de facies AFm2 se encuentra compuesta por ciclos granodecrecientes de conglomerados (F14 y F15) y areniscas (F5, F6 y F7) que gradan a niveles heterolíticos (F2). Esta asociación de facies aflora exclusivamente en la transecta Chorrillo de La Barranca – Pampa Tiburón. Por lo general, sus bancos conglomerádicos presentan geometrías lenticulares de gran extensión en lugar de los horizontes arenosos que presentan geometrías principalmente tabulares. A su vez, los contactos basales de cada ciclo son erosivos y nítidos, asociados a un gran número de intraclastos de limolita en los primeros centímetros de cada horizonte basal. Del mismo modo, cada ciclo también presenta una gradación de las estructuras sedimentarias pasando de estratificaciones cruzadas planares (y, en menor medida, en artesa) en los bancos conglomerádicos (F14 y F15) y areniscas (F6 y F7) a estratificaciones plano-parallelas (F5) y heterolíticas (F2) hacia el techo. Además, las mediciones de paleocorrientes señalan marcadas direcciones hacia el suroeste y sureste.

El registro faunístico de esta asociación de facies es bastante reducido y solo consiste en ostras y pectínidos muy fragmentados. Sin embargo, en la parte media (entre 65 y 68 m), se halla un abundante número de ostras adultas (sobre 10 cm de diámetro) que en muchos casos presentan bioerosión y siguen los planos de estratificación.

El aspecto icnológico consiste en una débil bioturbación generalmente restringida a los conglomerados (IB:1; F14 y F15), donde solo se hallan trazas de unos pocos centímetros (< 5 cm) de *Ophiomorpha* isp. las cuales fueron asignadas a la Icnofacies de *Skolithos*.

Interpretación. Esta asociación de facies corresponde a depósitos de planicies y canales sub a intermareales asociados a un sistema de abandono de canales distributarios.

La ocurrencia de estructuras tractivas, geometrías lenticulares, contactos erosivos y litologías gruesas permiten interpretar estos depósitos como el relleno de canales (Boggs, 2006; Nichols, 2009). A su vez, abundantes estructuras de corriente en los bancos arenosos sugieren también la migración de barras arenosas, cuyas diferentes escalas señalan un rango que va desde dunas pequeñas a megaóndulas (Casadío *et al.*, 2009; Schwartz y Graham, 2015; Manríquez *et al.*, 2019). Hacia el techo, estos depósitos de canales y barras arenosas gradan generalmente a niveles heterolíticos (F2) como resultado del abandono paulatino de los canales distributarios, promoviendo así una depositación de planicie mareal mixta (Weise, 1980 en pág. 303 a 306 en Boggs, 2006; pág. 195 en Nichols, 2009; Rodríguez Raising, 2010). Posteriormente,

una nueva reactivación del sistema provocaría la erosión de los niveles heterolíticos e incorporación de intraclastos de limolita en la base de los ciclos granodecrecientes (pág. 302 en Boggs, 2006).

Por otro lado, una presencia de ostras adultas y ausencia de fauna asociada sería indicio de un ambiente costero marginal con aguas sujetas a cambios de salinidad producto de las descargas de un medio fluvial (Le Roux *et al.*, 2010; Rodríguez Raising, 2010). Estas condiciones de estrés ambiental dentro de una zona litoral coinciden con una escasez y baja diversidad de la Icnofacies de *Skolithos*, señalando un entorno relativamente hostil para el desarrollo de la vida marina (Pemberton *et al.*, 1992; Gibert y Martinell, 1998).

AFm3: Conglomerados y areniscas con estratificaciones cruzadas de gran porte

Descripción. Esta asociación de facies se encuentra constituida principalmente por areniscas y conglomerados de las facies F5, F6, F14 y F15, aflorando tanto en el Chorrillo de La Barranca como en el Chorrillo Las Flores. Generalmente, sus estratos son tabulares de gran extensión, separados por contactos nítidos y transicionales. Además, los bancos conglomerádicos y areniscas presentan pasos transicionales entre estratificaciones cruzadas planares y plano-paralelas, que suelen culminar con estratificaciones onduladas (F5 y F14). Sus mediciones de paleocorrientes señalan una marcada dirección hacia el noroeste, seguida de una dirección secundaria hacia el suroeste.

En el Chorrillo de La Barranca, la mayor abundancia y diversidad fosilífera se concentra en la parte inferior de AFm3 con la presencia un gran número de bivalvos, corales y briozoos muy bien preservados. También se encuentran ostras, pero suelen ser ejemplares juveniles muy fragmentados. Hacia el techo, decrece abruptamente el contenido fosilífero quedando solo los fragmentos de ostras.

Respecto a la bioturbación, esta alcanza su mayor intensidad en la parte inferior de AFm3 (IB: 2-3), debilitándose hacia el techo. Su diversidad es baja y se asocia a la Icnofacies de *Skolithos*. No obstante, en la parte inferior se observan una mayor concentración de tamaños y disposiciones asignadas a *Thalassinoides* isp. y *Ophiomorpha* isp.

Interpretación. AFm3 es interpretada como depósitos de flujos hiperpícnicos en una pendiente deltaica de grano grueso (delta subacúatico).

Una depositación de grano grueso, con pasajes transicionales entre las estructuras sedimentarias y frecuentes variaciones texturales (matriz a clasto-soportado) sugiere la presencia de corrientes de densidad hiperpícnicas (Rodríguez Raising, 2010; Ponce y Carmona, 2011; Zavala, 2018). Así, aquellos depósitos serían resultado de constantes cambios dentro del flujo asociado a fluctuaciones en su velocidad y concentración de partículas (Ponce y Carmona, 2011; Zavala, 2018). Por otra parte, bancos conglomerádicos macizos son resultado de flujos circulantes y depósitos infrayacentes con concentraciones de partículas similares, que impidieron el desarrollo de un contraste reológico y, a su vez, de estructuras tractivas (Ponce y Carmona, 2011). Todos estos procesos fueron desarrollados en un entorno somero influenciado por el oleaje, como lo demuestra la presencia de estratificaciones plano-paralelas y ondulosas (Nemec y Steel, 1984 en Le Roux *et al.*, 2010; González, 2015). Del mismo modo, geometrías tabulares indican unidades no canalizadas pudiendo representar extensos lóbulos de descarga hiperpícnica (Rodríguez Raising, 2010).

La parte inferior de AFm3 presenta briozoos, corales y mitílidos muy bien preservados sugiriendo para esta altura estratigráfica un ambiente submareal con conexión al mar abierto (Camacho, 2007; Rodríguez Raising, 2010). Del mismo modo, una moderada bioturbación (IB: 2-3) de trazas asignadas a la Icnofacies de *Skolithos* señalan una batimetría de “*shoreface*” o frente deltaico (Gibert y Martinell, 1998). Hacia el techo, una disminución abrupta del contenido fosilífero y la presencia monoespecífica de ostras sugieren el desarrollo de condiciones de estrés ambiental, asociada a aguas salobres producto de las descargas fluviales (Le Roux *et al.*, 2010; Rodríguez Raising, 2010; Rodríguez Raising *et al.*, 2014). Al mismo tiempo, la bioturbación de la Icnofacies de *Skolithos* se redujo (IB: 1-2), pero siguió siendo constante en el resto de AFm3, señalando que se mantuvieron las condiciones batimétricas.

AFm4: Ciclos grandecrecientes de conglomerados y areniscas bioclásticas.

Descripción. La asociación de facies AFm4 se conforma por conglomerados y areniscas, dispuestos en arreglos grandecrecientes, pertenecientes a las facies F4, F6, F8, F14 y F15. AFm4 aflora en ambas transectas: Chorrillo de La Barranca y Chorrillo Las Flores. La geometría de los estratos es principalmente lenticular, de gran extensión, con notorios contactos erosivos en cada uno de los ciclos grandecrecientes. Usualmente, estos mismos bancos conglomerádicos basales presentan gradaciones inversas, conteniendo estratificaciones plano-paralelas y cruzadas planares bien desarrolladas (F14 y F15). Por otro lado, las capas de areniscas presentan estratificaciones plano-paralelas (F5) y cruzadas planares (F6) e, incluso,

en algunos casos son macizas (F4). Sus mediciones de paleocorrientes señalan una dirección preferencial hacia el suroeste.

En la parte inferior de los bancos conglomerádicos suelen concentrarse abundantes fragmentos de ostras, los cuales en muchos casos siguen los planos de estratificación. Por otro lado, los demás bivalvos (mítílidos, pectínidos, *Panopea* sp, *Cardium* sp. y *Lahilia* sp.) presentan un alto grado de preservación, concentrándose en la parte media-superior de los mismos bancos conglomerádicos. También se registra la presencia de restos vegetales (xilópalo) en los mismos niveles fosilíferos.

Del mismo modo, en AFm4 solo se observa bioturbación en su parte superior, variando de baja a moderada (IB: 1-3). Dentro de esta perspectiva, se ha reconocido una baja diversidad icnológica asociada a la Icnofacies de *Psilonichnus* en areniscas bioclásticas (F8), como también de la Icnofacies de *Skolithos* dentro de conglomerados (F15) y areniscas (F8).

Interpretación. Esta asociación de facies corresponde a depósitos de canales distributarios y barras de desembocadura dentro un frente deltaico (delta subacuático).

Las geometrías lenticulares, contactos erosivos y estructuras de corriente en los depósitos de grano grueso sugieren el relleno de canales y migración de barras dentro del sistema deposicional (Casadio *et al.*, 2009; Le Roux *et al.*, 2010; Rodríguez Raising, 2010). Desde este punto de vista, rocas como areniscas muy gruesas y conglomerados que contienen estructuras tractivas y restos vegetales sugerirían una depositación de carga de fondo proveniente de fuentes fluviales (Allen, 1970 en González, 2015; Schwartz y Graham, 2015). Además, una ocurrencia de gradaciones inversas y contactos erosivos (junto con la ausencia de depósitos de planicies) sugiere que estas descargas fueron periódicas y de mediana escala conducidas a través de zonas de transferencia estrechas y de alto gradiente, como lo serían canales trenzados (Milliman y Syvitski, 1992 en Rodríguez Raising, 2010).

La presencia de ostras sugiere un ambiente de aguas salobres cercano a la desembocadura de ríos (Le Roux *et al.*, 2010; Rodríguez Raising, 2010), entorno que es coherente también con la ocurrencia de restos vegetales (González, 2015; Manríquez *et al.*, 2019). Por otro lado, a partir de la presencia y diversidad de los demás bivalvos se puede deducir un ambiente marino-somero (Camacho, 2007), cuya batimetría oscila entre posiciones de “shoreface” (o frente deltaico) y “foreshore” (o intermareal) debido a la presencia de las Icnofacies de *Skolithos* y *Psilonichnus*, respectivamente (Pemberton *et al.*, 1992; Gibert y Martinell, 1998).

Canales distributarios y barras de desembocadura con estas características son descritas en frentes deltaicos de las Montañas Santa Ynes en California (Rigsby, 1994 en Le Roux *et al.*, 2010) y en el Lago Llanquihue, sur de Chile (Rojas y Le Roux, 2005).

AFm5: Intercalación de limolitas y areniscas glauconíticas.

Descripción. La asociación de facies AFm5 se compone de limolitas y areniscas glauconíticas, pertenecientes a las facies F1 y F9. Se halla exclusivamente dentro del Chorrillo Las Flores. La geometría de las facies es principalmente tabular, con contactos del tipo nítido (algunos sinuosos). Comúnmente estas facies son macizas.

Las areniscas glauconíticas contienen una gran abundancia y diversidad de invertebrados marinos muy bien preservados. Dentro de estos, se han reconocidos braquiópodos, corales, briozoos, gastrópodos y bivalvos (tipo *Panopea* sp.). Todos distribuidos de manera homogénea. Respecto a la bioturbación, esta es débil (IB: 0-1) caracterizada por una baja diversidad, asignable a la Icnofacies de *Skolithos-Cruziana*, debido a que se compone exclusivamente de *Thalassinoides* isp.

Interpretación. Esta asociación de facies fue depositada en una zona nerítica (depósitos de plataforma continental), con batimetrías de *offshore* a *shoreface* inferior.

Las areniscas glauconíticas y limolitas sugieren un entorno con bajas tasas de sedimentación (pág. 171 en Nichols, 2009). A su vez, una abundante y diversa fauna marina muy bien preservada sería indicio de condiciones marino-someras, de salinidad normal y baja energía, cercanas al mar abierto (Davidson-Arnott y Greenwood, 1976 en pág. 313 de Boggs, 2006; Casadío *et al.*, 2009; Manríquez *et al.*, 2019). La baja energía es resultado de un oleaje aminorado por la profundidad (pág. 313 de Boggs, 2006). Por otro lado, la glauconitización suele ocurrir entre los 50 y 500 m de profundidad, en un área comprendida entre la plataforma continental y la parte superior del talud continental (pág. 171 en Nichols, 2009). Sin embargo, el componente marino somero (e.g. contactos nítidos sinuosos y la fauna marina) permite sugerir una profundidad entre los 15 y 50 m dentro de la plataforma continental, es decir, una batimetría entre *shoreface* inferior y *offshore*. Esto es consistente con una presencia exclusiva de *Thalassinoides* isp. que son asignados a la Icnofacies de *Skolithos-Cruziana*, la cual comúnmente se encuentra en batimetrías de *shoreface* inferior (pág. 314 de Boggs, 2006).

AFm6: Intercalación de limolitas y areniscas con estratificaciones cruzadas de gran porte.

Descripción. La asociación de facies AFm6 se conforma mayoritariamente por limolitas y areniscas de las facies F1, F2, F4, F6, F8, F11, F14 y F15. Esta asociación de facies es exclusiva del Chorrillo Las Flores. Las facies limosas (F1) presentan geometrías tabulares, mientras que los depósitos de grano medio a grueso poseen geometrías tanto tabulares como lenticulares (F14). Comúnmente son facies macizas, pero estratificaciones cruzadas planares (de escala métrica; F6) y cruzadas *herringbone* (de escala decamétrica; F11) se encuentran bien desarrolladas dentro de AFm6. Sus mediciones de paleocorrientes son bastante variadas, pero presenta una sutil dirección preferencial hacia el suroeste. Además, los contactos entre las facies son principalmente nítidos.

El registro faunístico suele restringirse solo a los bancos arenosos, distinguiéndose gastrópodos, braquiópodos y bivalvos (tipo *Panopea* sp.) con diversos grados de preservación. Por otro lado, la bioturbación es débil (IB: 0-1) caracterizada por una baja diversidad, principalmente de *Thalassinoides* isp., incorporada a la Icnofacies de *Skolithos* (y/o *Cruziana*).

Interpretación. Esta asociación de facies corresponde a depósitos de frente deltaico (delta subacuático).

La tendencia alternante entre areniscas y limolitas sugiere una depositación dentro de un ambiente con variables estados de energía. Así, las limolitas se habrían formado por la decantación del material fino en suspensión, mientras que las areniscas serían resultado de estados más energéticos asociados a flujos turbulentos de baja densidad (Rodríguez Raising, 2010; Bauer, 2012 en González, 2015). La presencia de contactos nítidos (y algunos sinuosos) y estratificación cruzada planar tanto unidireccional como bidireccional (estratificación *herringbone*) sugieren un entorno somero dominado por el oleaje y las mareas, donde el tamaño métrico a decamétrico de estas estructuras señalaría una migración de megaóndulas y dunas, esperables en ambientes de *shoreface* medio-superior y frente deltaicos (Coleman, 1981 en pág. 301 en Boggs, 2006; Dalrymple y Choi, 2007 en pág. 168 de Nichols, 2009; Casadío *et al.*, 2009; Bauer, 2012 en González, 2015; Schwartz y Graham, 2015). Posiblemente, la ocurrencia discreta de lentes conglomerádicos implica la presencia de canales menores dentro del sistema deposicional (González, 2015).

La diversidad faunística, sus variados grados de integridad y la presencia de la Icnofacies de *Skolithos* (y/o *Cruziana*) sugieren condiciones marino-someras, con batimetrías de *shoreface*, alta energía y sustrato bien oxigenado (Pemberton *et al.*, 1992; Gibert y Martinell, 1998; Casadío

et al., 2009; Manríquez *et al.*, 2019). No obstante, la escasa bioturbación en las limolitas podría ser indicio de altos niveles de turbidez en el agua, posiblemente asociado a flujos de fango, sugiriendo así una relativa proximidad y contribución del continente (Rodríguez Raising, 2010; Bauer, 2012 en González, 2015).

7.1.3. Miembro Superior de la Formación Río Turbio

AFs1: Intercalación entre areniscas medias bioturbadas y areniscas muy finas con abundantes restos vegetales.

Descripción. La asociación de facies AFs1 se encuentra constituida principalmente por areniscas (F6, F7, F9 y F10) con intercalaciones subordinadas de conglomerados (F14 y F15) y limolitas (F1). Sus estratos presentan geometrías tabulares separados por contactos nítidos y transicionales. No obstante, los bancos conglomerádicos (F14 y F15) y algunos niveles de areniscas con estatificación cruzada en artesa (F7) presentan geometrías lenticulares, incluso contactos erosivos. Los bancos tabulares de arenisca suelen ser macizos (F9 y F10), pero unos pocos presentan estratificaciones cruzadas planares, de escala métrica, bien desarrolladas (F6).

Por lo general, el registro faunístico en los bancos de arenisca consiste en *Panopeas* sp. bien preservadas e, incluso en posición de vida. También se presentan en menor proporción algunos mitílidos en los mismos niveles. Ocasionalmente, algunos bancos conglomerádicos (F15) exhiben ostras fragmentadas en sus bases, pero es poco común.

La bioturbación suele ser intensa en varios niveles (F9), con un índice de bioturbación cercano a 5. Sin embargo, las abundantes trazas son centimétricas (entre 5 y 10 cm) y casi monoespecíficas dentro de los bancos de arenisca (muy baja diversidad). Estas trazas han sido asignadas a las Icnofacies de *Skolithos* y *Teredolites* en los distintos niveles.

Interpretación. Esta asociación de facies corresponde principalmente a un complejo de barras arenosas sub a intermareales en la parte media de un sistema estuarino.

Extensos estratos tabulares de granulometría fina (arena muy fina y limo), macizos y con contactos nítidos a transicionales sugieren una depositación en un ambiente de baja energía, el cual está próximo al continente debido al abundante contenido vegetal (González, 2015, Schwartz y Graham, 2015). Por esta razón, se puede inferir un ambiente de planicie mareal para estos amplios niveles. En el caso de los cuerpos arenosos de grano medio (macizos o con estratificación cruzada planar), se infiere la ocurrencia de barras arenosas dentro del sistema

deposicional (Casadío *et al.*, 2009; Rodríguez Raising, 2010; Ugalde, 2014). Por otro lado, bancos con litologías gruesas, geometrías lenticulares y estructuras tractivas sugieren la presencia ocasional de canales menores (F7, F13 y F14; Johnson y Levell, 1995 en pág. 322 de Boggs, 2006). Inclusive, la ocurrencia de algunas ostras señala la presencia de aguas salobres y descargas fluviales esporádicas (Le Roux *et al.*, 2010; Rodríguez Raising, 2010).

El alto grado de bioturbación en areniscas probablemente refleja una lenta tasa de acumulación en condiciones protegidas dentro de un sistema de desembocadura estuarina (Johnson y Levell, 1995 en pág. 322 de Boggs 2006; Casadío *et al.*, 2009; Dalrymple *et al.*, 2010). Aseveración que se ve respaldada con la abundante presencia de la Icnofacies de *Teredolites*, comúnmente encontrada en sistemas transgresivos (Gibert y Martinell, 1998; Buatois *et al.*, 2002). Asimismo, una baja diversidad faunística e icnológica (asociada a de la Icnofacies de *Skolithos*) concuerda con una depositación en la parte media de un sistema estuarino (Pemberton *et al.*, 1992; Johnson y Levell, 1995 en pág. 322 de Boggs, 2006; Gibert y Martinell, 1998; Casadío *et al.*, 2009; Dalrymple *et al.*, 2010).

AFs2: Conglomerados y areniscas, con estratificación cruzada planar, e intercaladas por un biostroma de ostras.

Descripción. La asociación de facies AFs2 se halla conformada principalmente por areniscas y conglomerados con estratificación cruzada planar (F6 y F14), que se intercalan subordinadamente con limolitas (F1) y un biostroma (F12). Estos estratos suelen poseer contactos nítidos y geometrías tabulares, con excepción de los bancos conglomerádicos y el biostroma que exhiben aspectos lenticulares. Adicionalmente, algunos bancos conglomerádicos con estratificación cruzada planar presentan cortinas de fango en sus frentes de avalancha. Las mediciones de paleocorrientes señalan una dirección preferencial hacia el suroeste.

Regularmente, se encuentran restos vegetales (xilópalos, troncos e improntas foliares) con diversos grados de integridad. Por otro lado, el biostroma se forma exclusivamente de ostras con muy baja bioerosión y nada de encostramiento, que además siguen los planos de estratificación.

La bioturbación suele ser débil (IB: 1-2) con una baja diversidad de la Icnofacies de *Skolithos*. Las pocas trazas que suelen apreciarse no superan los 5 cm de largo.

Interpretación. Esta asociación de facies corresponde a depósitos de canales y barras intermareales dentro de una desembocadura estuarina asociada a aguas salobres.

Estratos con geometrías lenticulares y estructuras tractivas sugieren una depositación de carga de fondo asociada al relleno de canales y la migración de barras, donde la presencia de cortinas de fango en los frentes de avance de las estructuras señala un retrabajo mareal (Rodríguez Raising, 2010; Schwartz y Graham, 2015). La escala de las estructuras de corriente sugiere una migración de dunas pequeñas a megaóndulas. Por otra parte, la presencia de niveles limosos (F1) es indicio de periodos de relativa calma dentro del sistema deposicional los cuales son asociados a una depositación de planicie mareal (pág. 321 en Boggs, 2006).

Adicionalmente, la recurrente presencia de restos vegetales con diversos grados de preservación señala una zona próxima al continente para el aporte de material orgánico (González, 2015, Schwartz y Graham, 2015). De la misma manera, la ocurrencia de un arrecife ostrífero sugiere un ambiente deposicional relativamente estable asociado a aguas salobres (Le Roux *et al.*, 2010; Rodríguez Raising *et al.*, 2014). Bhattacharya (2006 en pág. 253 de Posamentier y Walker, 2006) señala que actualmente deltas (o estuarios) dominados por mareas con recurrentes descargar fluviales pueden permanecer estables durante cientos e, incluso, miles de años. Por lo tanto, estas mismas condiciones de estrés ambiental también podrían explicar la escasez y baja diversidad de la lcnofacies de *Skolithos* (Pemberton *et al.*, 1992).

AFs3: Conglomerados y areniscas con abundantes dientes de tiburón.

Descripción. Esta asociación de facies está constituida por niveles de arenisca con estratificación heterolítica inclinada (F2) y cruzada planar (F6), que se intercalan con bancos conglomerádicos (F14 y F15). En la base de la asociación, los conglomerados que presentan geometrías lenticulares suelen ser clasto-soportados con notorios contactos erosivos. Al contrario, los bancos conglomerádicos del techo presentan geometrías tabulares con recurrentes contactos transicionales. Por otro lado, las areniscas presentan geometrías tabulares separadas por contactos transicionales, a excepción del banco con estratificación heterolítica inclinada (F2) que tiene una geometría lenticular relativamente difusa. Sus mediciones de paleocorrientes señalan direcciones hacia el suroeste y noroeste.

Respecto al registro faunístico, la ocurrencia de invertebrados fósiles es bastante escasa con moldes compuestos de *Cardium* sp. y mitílicos bien preservados. En contraste, moldes compuestos de pectínidos se hallan muy fragmentados. Adicionalmente, esta asociación de facies presenta un abundante contenido de dientes de tiburón, dentaduras de raya y restos óseos de peces, con un amplio rango de preservaciones.

La bioturbación es relativamente moderada en los bancos conglomerádicos (IB: 2), con trazas principalmente de *Ophiomorpha* isp. que llegan a superar los 15 cm de largo. No obstante, las areniscas presentan una mayor abundancia y diversidad icnológica con intensidades altas a moderadas (IB: 3-4). En el caso de los niveles heterolíticos (F2), se encontraron trazas asignadas a *Skolithos* isp. con rellenos pasivos de material proveniente de las intercalaciones limosas.

Interpretación. Esta asociación de facies corresponde a depósitos de canales y barras submareales próximas al mar abierto con condiciones de salinidad normal.

La presencia de una base erosiva, geometrías lenticulares, litologías gruesas y estructuras tractivas permiten sugerir el relleno de canales y migración de barras arenosas (Casadío *et al.*, 2009; Rodríguez Raising, 2010). En el caso de las barras arenosas, la escala métrica de la estratificación cruzada planar permite asociarlas a la migración de megaóndulas (Casadío *et al.*, 2009; Pearson *et al.*, 2013). Además, la presencia de bancos arenosos con estratificación heterolítica inclinada (IHS) es indicio de un desarrollo y acreción lateral de barras de punta (“*point bar*”) durante la migración de canales mareales meandriformes (pág. 210 en Nichols, 2009; Rodríguez Raising, 2010; Schwartz y Graham, 2015). Según Choi *et al.* (2004) areniscas con IHS pueden formarse hasta los 20 m de profundidad, equivalente a una batimetría de “*shoreface*” medio-inferior (pág. 309 en Boggs, 2006). Del mismo modo, estas condiciones batimétricas son propicias para el desarrollo y abundancia de la Icnofacies de *Skolithos* (Gibert y Martinell, 1998; Casadío *et al.*, 2009; pág. 175 en Nichols, 2009), como también para la vida de los vertebrados marinos y peces, sugiriendo así condiciones cercanas al mar abierto y de salinidad normal durante el proceso deposicional (Casadío *et al.*, 2009; Otero *et al.*, 2013; Ugalde, 2014).

7.2. Interpretación general de paleoambientes

7.2.1. Formación Dorotea

La parte cuspidal de la Fm. Dorotea en la Estancia 3R, presenta una sucesión arenosa dominada por estratificaciones heterolíticas, onduladas y cruzadas planares en distintas direcciones y con cortinas de fango, sugieren un ambiente costero dominado por la acción de las mareas. A partir de la información de AFd1, AFd2 y AFd3 se puede inferir un entorno deposicional relativamente somero dentro un sistema intermareal, donde las condiciones de estrés (tal vez asociadas a la somerización) son responsables de la escasez y baja diversidad fosilífera.

Por otro lado, la exposición incompleta de esta unidad no permite la distinción de un ambiente deltaico o estuarino. Incluso, estos ambientes sedimentarios son bastante difíciles de diferenciar cuando están dominados por la acción de las mareas (Nichols, 2009). Sin embargo, trabajos previos realizados en el valle del Río Las Chinas (e.g. González, 2015; Schwartz y Graham, 2015) señalan tendencias progradacionales dentro del sistema deposicional. Por esta razón, se puede sugerir que la porción estudiada corresponde a la parte media-superior de un ambiente deltaico dominado por mareas.

7.2.2. Formación Man Aike (~ Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio)

El análisis de las asociaciones de facies pertenecientes a la Fm. Man Aike señala una fuerte variación lateral hacia el sureste, entre Estancia 3R y el Puesto Las Flores. De esta manera, se puede inferir que la zona norte experimentó fuertes descargas hiperpícnicas, evidenciada en litologías gruesas (conglomerados y areniscas) y abundantes fragmentos de ostras, sugiriendo que estas facies fluvio-derivadas corresponden a la parte más proximal del sistema deposicional. En cambio, la zona sur muestra facies más distales y marinas caracterizada por litologías finas a medias (areniscas y limolitas), la ausencia de ostras y una fauna marina típica de batimetrías de *offshore* a *shoreface*. Como resultado, se tiene una marcada tendencia progradacional hacia el sureste que permite sugerir un ambiente deltaico de grano grueso (Figura 41A).

La evolución del sistema sedimentario comenzó con una incidencia distal y profunda de las descargas hiperpícnicas en un ambiente de salinidad normal con batimetrías de *offshore* a *shoreface* (AFm1). Posteriormente una aparente somerización llevó a la depositación de un delta cambiante en Estancia 3R (AFm2). Esta avulsión o abandono de los canales distributarios favoreció la depositación de planicies mareales al noroeste de Sierra Baguales. Al contrario, en el Puesto Las Flores el avance deltaico fue más continuo debido a la ausencia de estos depósitos de grano fino (AFm3), reflejando una pendiente más estable y pronunciada hacia el sureste. Sin embargo, en ambas localidades, las descargas fluvio-derivadas promovieron condiciones de estrés ambiental que resultaron en una ausencia fosilífera (Las Flores) o una ocurrencia monoespecífica de ostras (Estancia 3R). A partir de este momento, ocurre una profundización del sistema deposicional, caracterizado por condiciones de plataforma continental y/o prodelta (AFm5) en el Puesto Las Flores. Simultáneamente, las litologías gruesas de Estancia 3R se depositaron en condiciones más profundas evidenciadas en una abundante y diversa variedad de invertebrados marinos y la presencia de pellets glauconita en sus respectivas matrices (base

de AFm3 en Estancia 3R). Inmediatamente se desarrolla una nueva somerización que tiene como resultado un incremento en el contenido de ostras en Estancia 3R (techo de AFm3) y la instauración de condiciones de frente deltaico en el Puesto Las Flores (AFm6). Esta somerización continuo con la depositación de canales distributarios y barras de desembocadura en ambas localidades (AFm4). No obstante, en el Puesto Las Flores nuevamente se establecieron condiciones de frente deltaico (AFm6), donde se destaca la presencia de una estratificación cruzada *herringbone*, de tamaño decamétrico.

7.2.3. Miembro Superior de la Formación Río Turbio

De acuerdo con lo expuesto en la descripción de las asociaciones de facies, se reconocieron a los procesos mareales como el principal mecanismo de transporte y sedimentación durante la depositación del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio. Al mismo tiempo, una tendencia agradacional en los depósitos permite sugerir que estos procesos ocurrieron dentro de un ambiente estuarino dominado por mareas (Figura 41B).

Dentro de este contexto, las depositaciones de AFs1 y AFs2 habrían ocurrido en la parte media e interna del sistema estuarino, favoreciendo una acumulación de material fino producto del alto contenido de sedimento en suspensión. A su vez, el considerable contenido de material vegetal indica que los procesos deposicionales sucedieron cerca del continente. Además de esto, las intensas bioturbaciones asociadas a una diversidad icnológica sugieren condiciones de relativo estrés ambiental, donde los procesos biogénicos solo fueron desarrollados por un número acotado de especies. Asimismo, la depositación de un biostroma de ostras en AFs2 señalaría un periodo de estabilidad del sistema deposicional, donde las descargas fluviales fueron relativamente constantes para generar aguas salobres y así el arrecife ostrífero. Posteriormente, la depositación de AFs3 significaría un desplazamiento del sistema hacia la parte externa del estuario. En este lugar, se desarrolló una depositación en zonas más profundas y con condiciones de salinidad normal. Como resultado, esto generó una gran abundancia y diversidad de la Icnofacies de *Skolithos*, como también una numerosa presencia de dientes de tiburón y dentaduras de raya que sugerían una extensa conexión con el mar abierto.

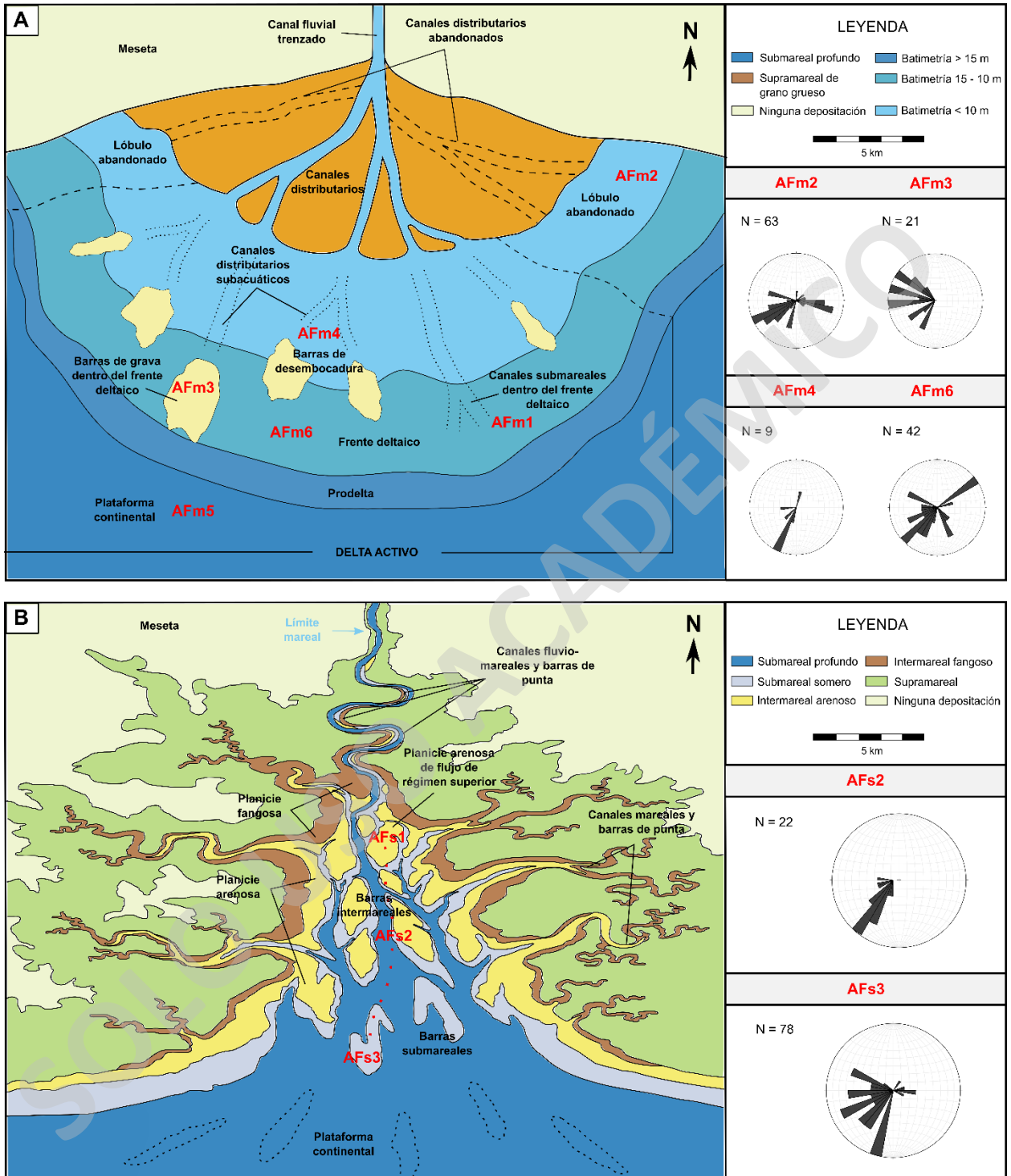


FIGURA 41. AMBIENTES SEDIMENTARIOS PARA LAS UNIDADES PALEÓGENAS. A) AMBIENTE DELTAICO DE GRANO GRUESO PARA LA FM. MAN AIKE. B) AMBIENTE ESTUARINO DOMINADO POR MAREAS PARA EL MIEMBRO SUPERIOR DE LA FM. RÍO TURBIO. EL CASO DELTAICO SE BASA EN PÁG. 300-301 DE BOGGS (2006) Y PÁG. 185 DE NICHOLS (2009). EL CASO ESTUARINO SE BASA EN EL MODELO DE DALRYMPLE *ET AL.* (2010).

Capítulo 8

Petrografía sedimentaria

La petrografía es un campo de la petrología que se ocupa de la descripción y clasificación de las rocas mediante la observación microscópica de secciones o láminas delgadas. Específicamente, este estudio se realiza después de un examen físico de la roca (descripción macroscópica) que aporta información sobre el aspecto, textura, color, dureza y tamaño de grano. Sin embargo, la mayoría de los datos precisos se obtiene de la descripción microscópica, donde se determinan las composiciones y rasgos texturales de los distintos componentes de la roca que no se aprecian a simple vista.

En este trabajo, se estudiaron las diferencias composicionales y texturales de las rocas sedimentarias que conforman las distintas unidades. Para ello se recolectaron 19 muestras, de las cuales 17 fueron estudiadas con fines petrográficos y las dos restantes (190218/6 y 190219/8) tienen como objetivo un estudio de análisis de circones, cuyos resultados no serán expuestos en el presente estudio. Adicionalmente, cabe mencionar que los parámetros descriptivos utilizados para reconocer los distintos tipos de granos son los mismos sugeridos por Boggs (2009), con un énfasis particular en la descripción de la glauconita, en la cual se usaron los criterios de Amorosi (1997), como se observa en la Tabla 6.

TABLA 6. CRITERIOS PARA LA IDENTIFICACIÓN Y DIFERENCIACIÓN DE GLAUCONITA AUTÓCTONA Y ALÓCTONA. MODIFICADO DE AMOROSI (1997).

Características geológicas	Glauconita autóctona	Glauconita alóctona
Formación huésped	Depósitos marinos	Depósitos marinos y no marinos
Hábito	Facies granular y de capa delgada	Facies granular
Espesor del intervalo que transporta glauconita	Comúnmente bajo (menos de unos pocos metros)	Altamente variable
Distribución espacial de la glauconita	No selectivo	Selectivo
Distribución del tamaño de grano en relación con la de los componentes detríticos	Comúnmente independiente	Comúnmente similar
Selección	Comúnmente bajo	Comúnmente alto
Redondeamiento	Comúnmente bajo	Comúnmente alto
Características morfológicas	Fracturas comúnmente presente	Fracturas comúnmente ausente
Asociación con granos de fosfato y dientes de peces	Común	Poco común
Asociación con estructuras biogénicas	Común	Poco común

8.1. Clasificación de muestras

A continuación, se clasifican textural y composicionalmente las 17 muestras extraídas durante la campaña de trabajo. Cabe señalar que estas muestras pertenecen a distintas unidades, de las cuales 5 son de la Fm. Dorotea, 7 de la Fm. Man Aike (~ Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio) y 5 del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio.

8.1.1. Clasificación textural y composicional

Como se mencionó anteriormente, la mayoría de las muestras corresponden a areniscas debido a que se busca también realizar un estudio de proveniencia, cuyos resultados se exponen en el capítulo 9. Sin embargo, ya que cada muestra presenta variaciones granulométricas propias de una roca sedimentaria siliciclástica se decidió realizar nuevamente una clasificación textural y composicional en base a las características de sus componentes detríticos.

La Tabla 7 muestra los porcentajes normalizados de los componentes detríticos según su granulometría (fango, arena y grava) y la composición (cuarzo, feldespatos y líticos). Es necesario recalcar que los valores fueron determinados en base a la descripción microscópica de las muestras. En particular, los porcentajes de la clasificación composicional fueron determinados mediante el conteo modal de las láminas delgadas, aunque sólo para este caso no se utilizó un conteo en base al método Gazzi-Dickinson. De esta manera, se evitó un incremento del número de monominerales respecto a los fragmentos líticos y, así, se pudo dar un nombre composicional más preciso a las muestras.

La Figura 42 muestra las clasificaciones texturales y composicionales de cada una de las muestras, en base a los diagramas ternarios de Folk *et al.* (1970). Desde una perspectiva textural, se confirma nuevamente que casi todas las muestras son areniscas, con excepción de algunas muestras de la Fm. Man Aike (190219/1, 190219/4 y 190219/7), que caen dentro del campo de arenisca conglomerádica. Por otro lado, la clasificación composicional señala que la mayoría de las muestras son litarenitas feldespáticas, aunque también hay muestras de la Fm. Man Aike que se plotean en el campo de litarenitas (190221/1, 190219/4 y 190219/5).

TABLA 7. CLASIFICACIÓN TEXTURAL Y COMPOSICIONAL DE LAS MUESTRAS SEGÚN LA NOMENCLATURA DE FOLK ET AL. (1970). NÓTESE QUE EN LA CLASIFICACIÓN TEXTURAL SE ADICIONA EL TAMAÑO DE GRANO.

Unidad	Muestra	Clasificación Textural				Clasificación Composicional			
		% Grava	% Arena	% Fangos	Nombre	% Cuarzo	% Feldespatos	% Líticos	Nombre
Fm. Dorotea	190218/1	0	97	3	Arenisca media a gruesa	32	20	48	Litaranita feidespática
Fm. Dorotea	190218/2	0	95	5	Arenisca gruesa	34	18	48	Litaranita feidespática
Fm. Dorotea	190218/3	0	96	4	Arenisca gruesa	33	21	46	Litaranita feidespática
Fm. Dorotea	190221/2	0	97	3	Arenisca media	42	17	41	Litaranita feidespática
Fm. Dorotea	190218/4	0	96	4	Arenisca media	39	19	42	Litaranita feidespática
Fm. Man Aike	190218/5	1	94	5	Arenisca media a muy gruesa	28	19	53	Litaranita feidespática
Fm. Man Aike	190221/1	0	93	7	Arenisca media a gruesa	32	17	51	Litaranita
Fm. Man Aike	190219/1	7	89	4	Arenisca conglomerádica	19	22	59	Litaranita feidespática
Fm. Man Aike	190219/3	2	92	6	Arenisca muy gruesa	15	22	63	Litaranita feidespática
Fm. Man Aike	190219/4	15	80	5	Arenisca conglomerádica	20	18	62	Litaranita
Fm. Man Aike	190219/5	0	93	7	Arenisca gruesa	22	18	60	Litaranita
Fm. Man Aike	190219/6	0	96	4	Arenisca media a gruesa	20	29	51	Litaranita feidespática
Fm. Man Aike	190219/7	10	87	3	Arenisca conglomerádica	21	26	53	Litaranita feidespática
M.S. Fm. Río Turbio	190222/1	0	97	3	Arenisca media a gruesa	26	27	47	Litaranita feidespática
M.S. Fm. Río Turbio	190222/2	2	91	7	Arenisca media	30	18	52	Litaranita feidespática
M.S. Fm. Río Turbio	190222/3	0	97	3	Arenisca media	33	26	41	Litaranita feidespática
M.S. Fm. Río Turbio	190222/4	1	97	2	Arenisca media a gruesa	28	27	45	Litaranita feidespática
M.S. Fm. Río Turbio	190222/5	2	96	2	Arenisca media	30	19	51	Litaranita feidespática

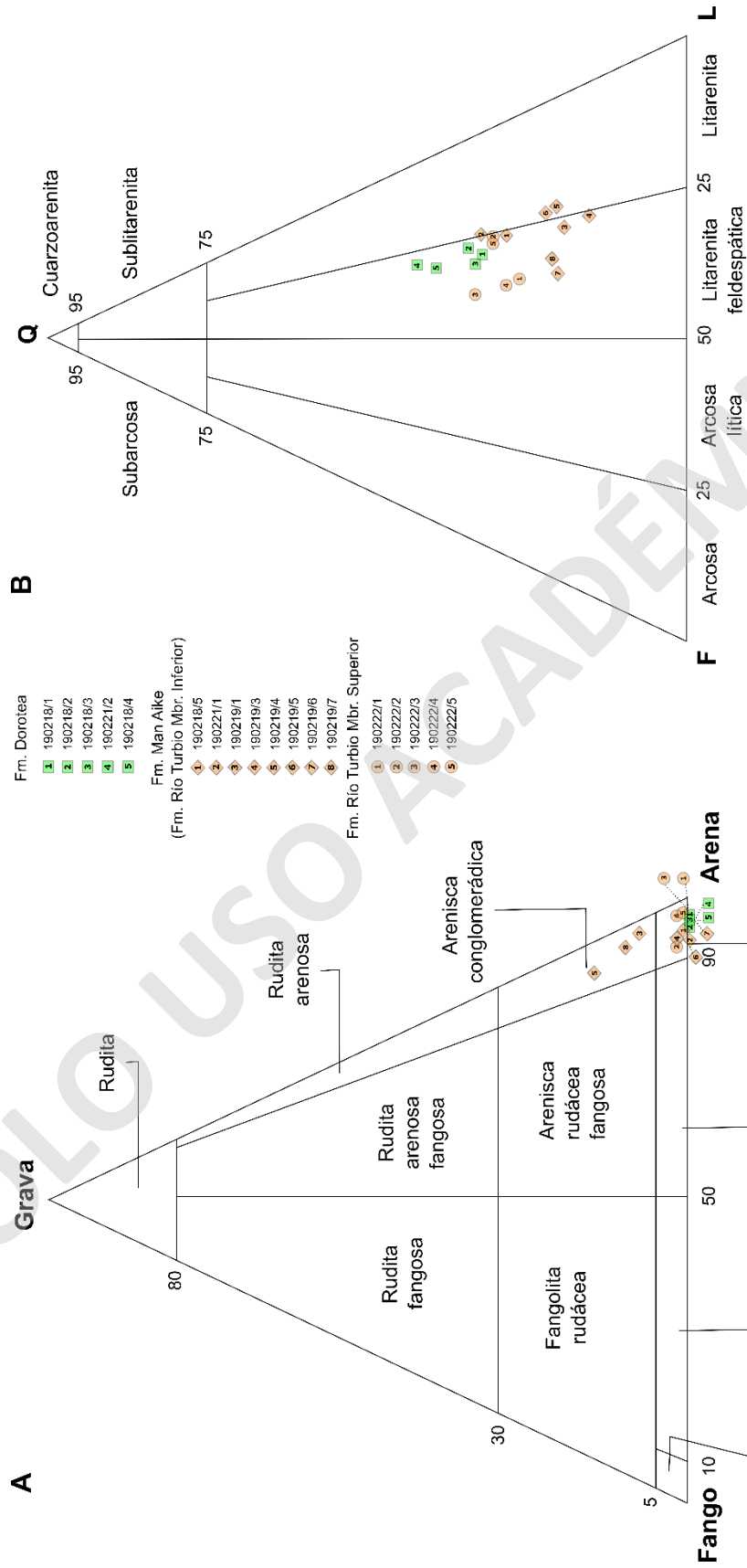


FIGURA 42. DIAGRAMAS TERNARIOS DE FOLK ET AL. (1970). A) CLASIFICACIÓN TEXTURAL; B) CLASIFICACIÓN COMPOSICIONAL.

8.2. Análisis petrográfico de los componentes detríticos y cementos

Cada unidad sedimentaria presenta características petrológicas distintivas, al menos dentro del área de estudio, que permiten tanto su reconocimiento como también una mejor comprensión de los procesos sedimentarios que tuvieron lugar durante su proveniencia y depositación. Con este fin se busca estudiar las variaciones petrográficas de los componentes detríticos y los cementos presentes en las formaciones Dorotea, Man Aike y Río Turbio.

8.2.1. Formación Dorotea

Cuarzo

Dentro de esta categoría se encuentran tanto los cuarzos monocristalinos como los cuarzos policristalinos. La suma de ambas componentes pondera un 60 a 80%, al menos en muestra de mano. El conteo modal de las muestras arroja porcentajes de cuarzo total entre un 39,7 y 49,5% (este porcentaje es respecto al esqueleto total). Este rango de valores es el más alto en comparación con los demás componentes de la misma unidad y, de igual modo, con las muestras de otras unidades.

- Monocristalino.
Consisten en todos los granos de cuarzo monomineral. Usualmente tienen formas poligonales con bordes rectos y una moda de tamaños cercana a los 0,6 mm. Cabe destacar que la unidad presenta los valores más altos de cuarzo monomineral de toda la sección, con una proporción que aumenta hacia el techo desde un 29,5 a un 36%. Además, su proporción es 2 a 3 veces mayor que la componente de cuarzo policristalino dentro de la unidad.
- Policristalino.
Corresponden a cúmulos de granos de cuarzo dentro de un fragmento mayor. Se caracteriza por granos subredondeados que llegan alcanzar los 1,1 mm de diámetro. Se distribuyen de manera homogénea a lo largo de la sección, con porcentajes uniformes de un 10,2 a 13,6%. Como única excepción, la muestra de la Barranca de Teresa (190221/2) arroja un valor más bajo de un 5,7%.

Feldespatos

La concentración total de esta fracción oscila entre el 16 y 21,7%, representado la proporción más baja de los tres componentes principales del esqueleto (cuarzos, feldespatos y líticos).

- Feldespato de plagioclasa (en todas sus variedades).
Corresponde al feldespato de mayor proporción, con valores uniformes entre un 11,1 y 15,4%. Generalmente su aspecto es subredondeado a subanguloso, conservando en ocasiones una forma tabular, con una amplia gama de tamaños.
- Feldespato potásico (en todas sus variedades).
La ortoclasa suele ser el feldespato potásico más común. Se caracteriza por granos subredondeados, con tamaños de 0,4 a 0,9 mm. Esta componente mineral presenta una disminución de su contenido hacia el techo, donde pasa de valores de un 7,2 a un 2,4%.

Fragmentos líticos (o fragmentos de roca)

La proporción de los fragmentos de roca es menor que la componente de cuarzo total, mostrando concentraciones que disminuyen hacia el techo desde un 31,2 a un 24,4%.

- Volcánicos.
Corresponde al fragmento lítico de mayor proporción, el cual exhibe una tendencia decreciente, con porcentajes que varían de un 26,6 a un 16,5%.
Estos son subangulosos a subredondeados, con una amplia gama de tamaños. Usualmente, sus masas fundamentales vítreas suelen ser amarillentas como resultado de la alteración.
- Sedimentarios.
Consiste en fragmentos de 'chert' (cuarzo policristalino $< 30 \mu\text{m}$) y limolitas, cuyas concentraciones fluctúan entre un 2,2 y 6,3%. El valor más alto se encuentra en la parte media de la unidad aflorante (190218/3). Todos estos granos son subredondeados con una moda de tamaños de 0,5 mm de diámetro.
- Metamórficos.
Los líticos metamórficos en estricto rigor son metasedimentarios, caracterizado por cúmulos de cuarzo con contactos suturados bien definidos. Por lo general exhiben porcentajes de un 2,4 a 5,7%. Este último valor, se da en la muestra 190221/2 extraída

en la Barranca de Teresa. Los fragmentos frecuentemente son subangulosos con tamaños de hasta 1 mm de diámetro.

- Bioclastos
No presenta.

Glaucionita

La glauconita se encuentra presente en tres muestras 190218/1, 190218/4 y 190221/2. En las primeras dos, se exhibe valores cercanos al 0,7 y 0,9%, mientras que en la última muestra llega alcanzar un valor del 2,4%.

Comúnmente corresponden a pellets con bordes redondeados, tonalidades verde amarillentas y alteradas a arcillas (Figura 43D). A su vez, estos pellets no suelen presentar fracturas, exhibiendo una distribución de tamaños relativamente similar al resto de los componentes detríticos. Debido a esto, se sugiere una procedencia alóctona (posiblemente parautóctona) para este mineral en la parte superior de la Formación Dorotea.

Minerales pesados

Dentro de esta fracción se encuentran los minerales ferromagnesianos (píroxenos y anfíbolos) como también los minerales opacos. En conjunto sus porcentajes varían de un 4,5 a 10%.

- Minerales ferromagnesianos.
Los píroxenos y anfíbolos suelen distribuirse de manera homogénea a lo largo de toda la sucesión, mostrando integridades bajas a moderadas (subangulosos a subredondeados) (Figura 43B y C). Generalmente sus porcentajes individuales no superan el 2,8%.
- Minerales opacos.
La concentración de minerales opacos no supera el 3%. Sin embargo, en la parte superior de la unidad, específicamente en la Barranca de Teresa, se pueden encontrar valores de casi un 6%. Estos minerales se caracterizan por ser subangulosos a subredondeados aunque, en ocasiones, se pueden distinguir hábitos prismáticos bien definidos.

Mica blanca

Además de las características mencionadas, la unidad presenta micas blancas con una preservación moderada (conservan difusamente un hábito tabular). En ocasiones, se puede observar una leve alteración a clorita y arcillas. Este mineral presenta una distribución homogénea, con valores que van desde un 0,7 a 3%. Sin embargo, en la Barranca de Teresa este valor alcanza el 4%.

Cementos

Usualmente las muestras presentan un dominio del cemento ferruginoso con morfologías tanto peliculares, rodeando frecuentemente a los granos de cuarzo, como poiquilotópicas, rellenando fracturas principalmente de feldespatos y líticos volcánicos, generadas por la misma cristalización del cemento. También es común encontrar cemento arcilloso, en una proporción similar al cemento ferruginoso, que suele aparecer con un aspecto masivo rellenando espacio intergranular e, incluso, reemplazando algunos clastos (Figura 43A y B). En conjunto, los cementos presentan concentraciones relativas que oscilan entre un 5 a 15%.

Además, habitualmente se observan cementos sintaxiales silíceos y feldespáticos. En ocasiones, se encuentran asociados a los cementos ferruginosos peliculares que marcan el límite entre el grano original y el cemento. Cabe destacar que hay puntos donde es difícil diferenciar el cemento silíceo del clasto de cuarzo, pudiendo ser indicio de puntos triples asociados a la cementación sintaxial del cuarzo. Estos cementos presentan un contenido relativo que no supera el 5%.

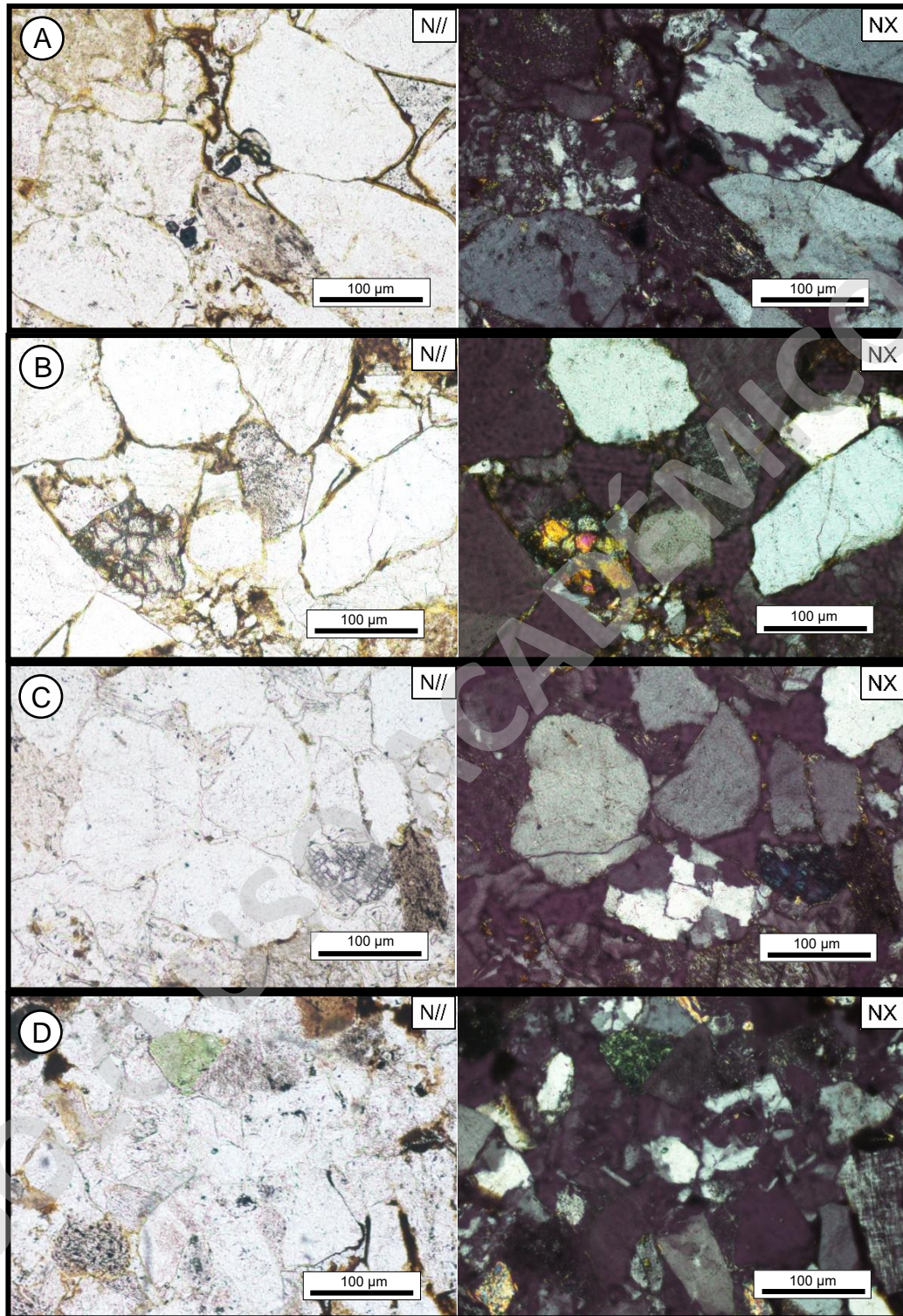


FIGURA 43. IMÁGENES DE LAS LÁMINAS DELGADAS DE LA FM. DOROTEA (PARTE CUSPIDAL), TOMADAS EN NÍCOLES PARALELO (N//) Y CRUZADO (NX). A) MUESTRA 190218/1 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE N10X. SE OBSERVAN LÍTICOS VOLCÁNICOS Y CUARZOS POLICRISTALINOS RODEADOS POR CEMENTO FERRUGINOSO Y ARCILLOSO; B) MUESTRA 190218/3 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE N10X. FRAGMENTO DE CLINOPIROXENO MUY MAL PRESERVADO; C) MUESTRA 190218/4 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE N10X. FRAGMENTO DE ORTOPIROXENO MUY MAL PRESERVADO; D) MUESTRA 190221/2 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE N10X. AL IGUAL QUE LAS MUESTRAS ANTERIORES, SE OBSERVAN ABUNDANTES FRAGMENTOS DE CUARZO MONOMINERAL. NÓTESE QUE PRESENTA UNA MICROCLINA CON MACLA DE ENREJADO.

8.2.2. Formación Man Aike (~ Miembro Inferior de la Formación Río Turbio)

Cuarzo

A diferencia de la unidad anterior, el cuarzo total presenta ponderaciones relativamente bajas de un 30 a 40%, reflejando una disminución del contenido de cuarzo respecto a la Fm. Dorotea, al menos en muestra de mano. El conteo modal señala valores que oscilan entre un 31% en la base a un 18,1 y 24,2% en el techo.

- **Monocristalino.**

La concentración de cuarzo monocristalino disminuye hacia el techo, pasando de valores de un 27,9 a un 18,4%. Sin embargo, el valor más bajo (13,1%) se encuentra en la muestra 190219/3, ubicada en la parte media-alta de la unidad. Por lo general, presentan un aspecto poligonal, subanguloso a subredondeado, con tamaños de 0,3 a 1,1 mm.

- **Policristalino.**

Los cuarzos policristalinos se encuentran en una proporción 4 veces menor que los cuarzos monocristalinos. Su concentración varía de un 2,8 a un 8%, con una moda de 5%. Se caracterizan por ser subredondeados con tamaños que alcanzan los 1,5 mm.

Feldespatos

Los feldespatos se distribuyen de manera homogénea con porcentajes que van de un 18,3 a 29,9%. En particular, los valores más altos (27-29%) se encuentran en el techo de la unidad.

- **Feldespato de plagioclasa.**

Su concentración abarca un rango de valores de un 13,4 a 26,1%, encontrándose los valores más altos (24-26%) en el techo de la unidad. Se caracteriza por fragmentos subangulosos (de forma tabular) con una amplia gama de tamaños. Comúnmente presentan una mejor preservación que las plagioclasas de la unidad anterior.

- **Feldespato potásico.**

Consiste principalmente de ortoclasas y, en menor medida, microclinas. Sus aspectos suelen ser subangulosos a subredondeados, con tamaños de hasta 0,7 mm. Generalmente presenta un valor promedio de 3,6%, dentro de un rango de valores oscilantes de 0,9 y 7,4%. En la base de la unidad se encuentran los valores más altos (4,8-7,4%), los cuales abarcan las muestras 190218/5, 190221/1 y 190219/1.

Fragmentos líticos (o fragmentos de roca)

Esta fracción suele dominar las muestras de la unidad, abarcando porcentajes de un 34,3 a un 47,9%, y transformándola en la principal diferencia petrográfica con las muestras de la Formación Dorotea.

- **Volcánicos.**

Corresponden al lítico de mayor proporción, con un rango de porcentajes que varía de un 25,1 a un 38,5%. Estos líticos son los fragmentos de mayor tamaño (hasta 1,7 mm) con bordes subangulosos a subredondeados. Se caracterizan en su mayoría por ser porfíricos con fenocristales de plagioclasa y masas fundamentales vítreas que habitualmente se conservan casi intactas, sugiriendo una composición basáltica-andesítica. No obstante, en la base de la unidad (190218/5) estas masas fundamentales suelen estar intensamente alteradas, otorgándoles un color amarillento (Figura 44B, C y D).

Adicionalmente, cabe mencionar que también se encuentran texturas esferulíticas y axiolíticas en los fragmentos de roca volcánica (Figura 44C y D), sugiriendo también la presencia de rocas piroclásticas de composición dacítica-riolítica. Pese a sus texturas bien preservadas, estos se encuentran bastante aminorados frente a la presencia de líticos volcánicos de composición basáltica-andesítica, a excepción de la muestra 190221/1 cuya proporción es relativamente más equitativa.

- **Sedimentarios.**

Consisten en fragmentos de 'chert' y limolitas que se distribuyen de manera homogénea, presentando concentraciones de un 3,7 a 5,9%. Recurrentemente son subredondeados con tamaños de hasta 0,3 mm (Figura 44B y Figura 45D).

- **Metamórficos.**

Esta componente aglomera a los cuarzos policristalinos contactos suturados y a los cizallados (con extinción ondulosa de los cristales individuales) que presentan inclusiones de micas. Estos últimos pueden ser asociados a esquistos (roca metamórfica de grado medio, Figura 45C). Sus concentraciones disminuyen hacia el techo, pasando de valores de un 3,7 a 4,8% en la base a valores cercanos al 2% en el techo.

- **Bioclastos.**

A escala microscópica solo se reconoce un fragmento de ostra en la muestra 190219/4. No obstante, las descripciones macroscópicas indican concentraciones de un 45% en la base de la unidad, que suelen decaer a menos de un 10% hacia el techo.

Glaucionita

La glauconita se encuentra en forma de pellets, con bordes redondeados y tonalidades pardo-verdosas (Figura 44A, C y D). En la base de la unidad se hallan los valores más altos, que varían de un 4,4 a un 7,2%. Hacia el techo estos valores decrecen paulatinamente hasta menos de un 1% en las cercanías del contacto con la unidad suprayacente.

De manera detallada, los pellets de glauconita presentes en la base de la unidad suelen encontrarse menos alterados a arcillas que los pellets del techo. No obstante, la primera arenisca sobre el contacto con la Formación Dorotea (190218/5) presenta una intensa alteración a arcilla, otorgándoles un color más amarillento a los pellets. A grandes rasgos, los pellets de glauconita de la base suelen encontrarse fracturados, con una distribución de tamaños más independiente que los gránulos del techo.

De acuerdo con lo descrito, se sugiere un origen parautóctono (alóctono intrasecuencial) para la glauconita de la unidad. No obstante, los pellets de la base que presentan una menor alteración y, a su vez, una distribución de tamaños relativamente independiente al resto de los componentes detríticos podría sugerir la presencia de glauconita autóctona en los primeros metros de la Formación Man Aike.

Minerales pesados

El contenido de minerales pesados aumenta hacia el techo, pasando de un 4,8% en la base a un 12,7% en la parte media de la unidad. Hacia el techo, los valores altos persisten con ponderaciones de un 8,6 a 11,1%.

- **Minerales ferromagnesianos.**

La concentración de minerales ferromagnesianos (anfíbolos y piroxenos) se mantiene relativamente constante a lo largo de la unidad, con valores individuales que fluctúan entre un 1 y 4%. Por lo general, su preservación suele ser baja a moderada, encontrándose distribuido de forma homogénea en cada una de las muestras (Figura 45A). Como particularidad, cabe destacar que algunas anfíbolos presentan bordes de deshidratación, es decir, sus bordes son reemplazados por minerales opacos (Figura 45D). Esta característica mineral es propia de flujos extrusivos de composición andesítica.

- **Minerales opacos.**

Los minerales opacos no presentan una tendencia específica, donde sus valores oscilan entre un 0,8 a 6,8%. Es común encontrarlos con hábitos prismáticos bien definidos y tamaños máximos de 0,6 mm.

Mica blanca

También se encuentran micas blancas moderadamente preservadas, cuyas concentraciones más altas (2-3%) se encuentran en la parte media de la unidad. En comparación con las micas de la Formación Dorotea, estas se encuentran menos alteradas y con sus hábitos tabulares mejor preservados (Figura 45B).

Cementos

En la base de la unidad se observa una textura flotante donde el cemento principalmente es calcita (~ 20%), comúnmente micrita o esparita, la cual suele encontrarse con una textura en mosaico (Figura 44A). El cemento carbonático puede aparecer reemplazando a los clastos, como también con una morfología poiquilotópica en los lugares donde los clastos están fracturados producto de la cristalización del cemento. Este fenómeno suele ser común sobre el clivaje de los feldespatos u otras superficies de debilidad. También los fragmentos líticos volcánicos y el cuarzo son atacados por el cemento carbonático.

El resto de la unidad comúnmente es dominado por cementos de illita y arcillosos (~ 5-10%), los cuales pueden encontrarse de manera masiva (o en parche) cerrando el espacio intergranular o con una morfología poiquilotópica, rellenando las fracturas de los clastos. En particular, el cemento de illita presenta texturas circungranulares, de aspecto fibroso (en cristales aciculares), comúnmente rellanando de manera discontinua el espacio intergranular (Figura 45). Por lo general, los feldespatos y líticos volcánicos son los más afectados por la cementación de illita y arcilla (Figura 45B). En menor medida, también se hallan cementos ferruginosos peliculares rodeando granos de cuarzo y líticos volcánicos.

Muy ocasionalmente, se observan cementos sintaxiales, de composición silíceo, donde la sílice cementa las rocas como crecimiento secundario (o recrecimiento) en cristales de cuarzo. De vez en cuando, el grano original puede encontrarse delineado por cemento ferruginoso pelicular.

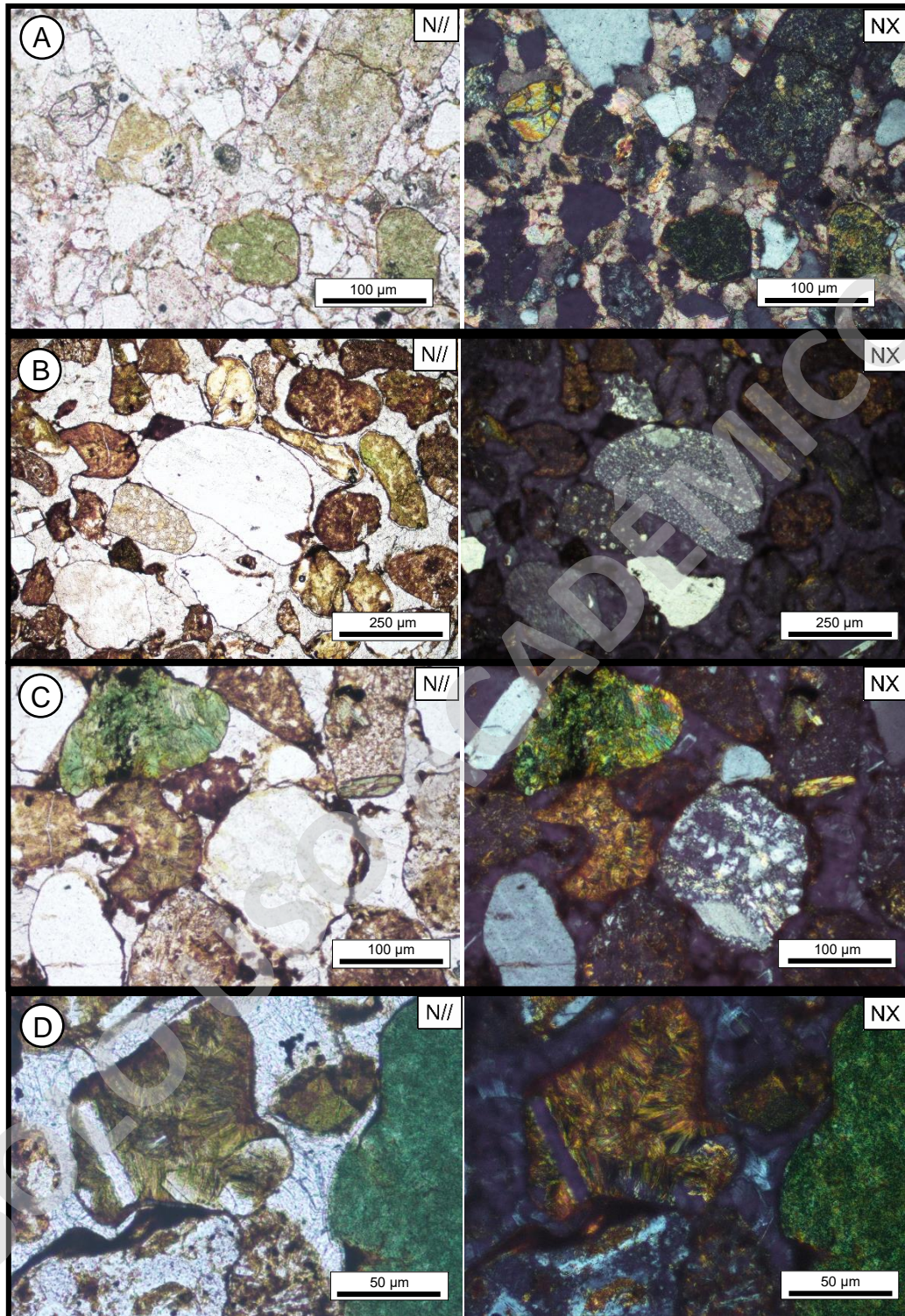


FIGURA 44. IMÁGENES DE LAS LÁMINAS DELGADAS DE LA FM. MAN AIKE (FM. RÍO TURBIO MBR. INFERIOR), TOMADAS EN NÍCOLES PARALELO (N//) Y CRUZADO (NX). A) MUESTRA 190218/5 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE N10X. PRESENTA UN ABUNDANTE CONTENIDO DE CEMENTO CALCÁREO; B) MUESTRA 190221/1 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE N4X. SE PUEDE OBSERVAR UNA INTENSA ALTERACIÓN EN LOS LÍTICOS VOLCÁNICOS; C) MUESTRA 190221/1 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE N10X. NÓTESE LA TEXTURA AXIOLÍTICA DE LOS LÍTICOS VOLCÁNICOS Y LA MASA FUNDAMENTAL INTENSAMENTE ALTERADA (COLOR AMARILLENTO); D) MUESTRA 190221/1 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE N20X. NÓTESE LA TEXTURA ESFERULÍTICA DE LOS LÍTICOS VOLCÁNICOS.

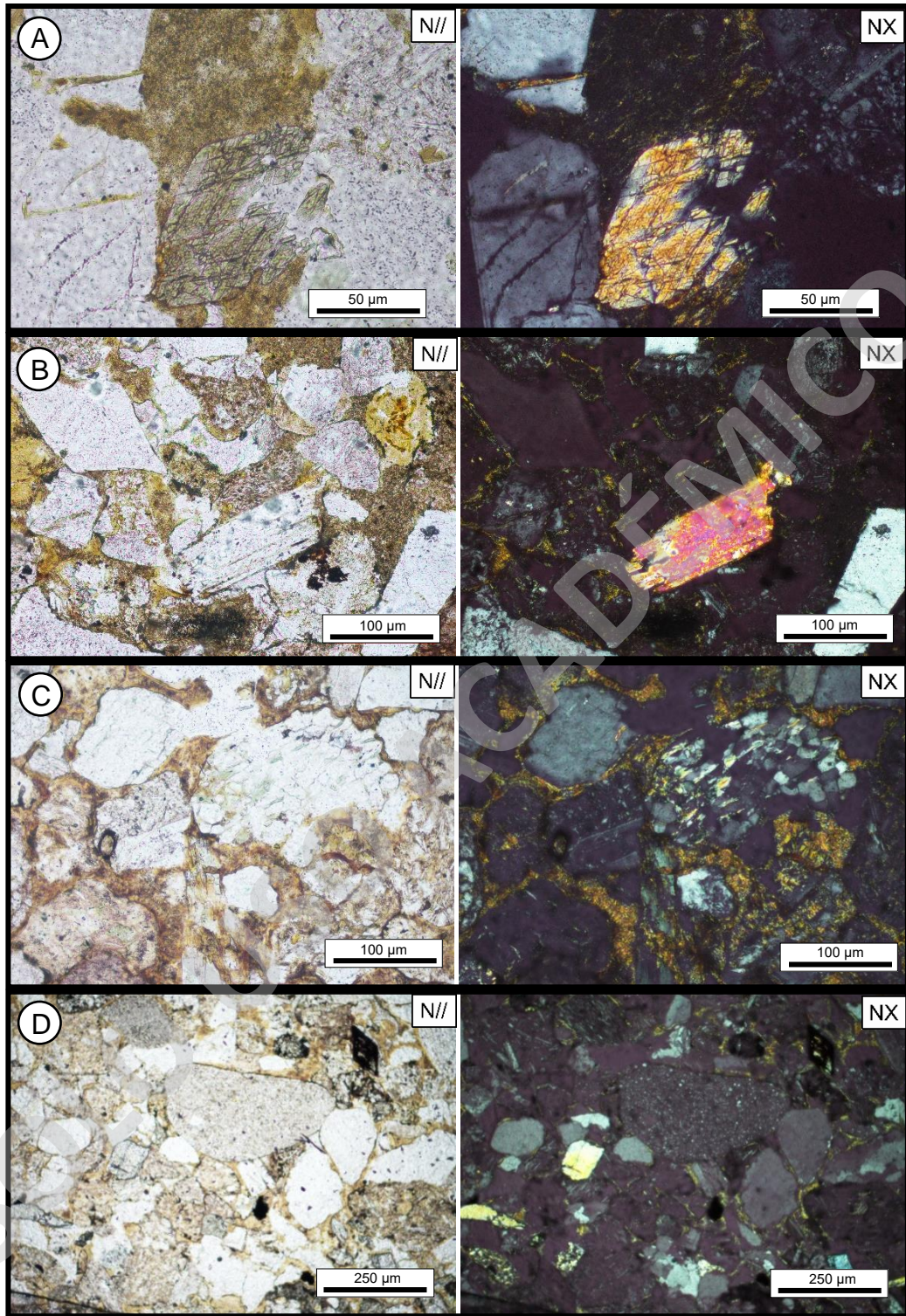


FIGURA 45. IMÁGENES DE LAS LÁMINAS DELGADAS DE LA FM. MAN AIKE (FM. RÍO TURBIO MBR. INFERIOR), TOMADAS EN NÍCOLES PARALELO (N//) Y CRUZADO (NX). A) MUESTRA 190219/3 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE $n20x$. NÓTESE LA ANFÍBOLA CON LOS DOS PLANOS DE EXFOLIACIÓN ÍNTEGROS; B) MUESTRA 190219/3 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE $n10x$. PRESENTA UNA MICA BLANCA DE INTEGRIDAD MODERADA RODEADA DE CEMENTO DE ILLITA, DE ASPECTO FIBROSO; C) MUESTRA 190219/5 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE $n10x$. SE PUEDE OBSERVAR UN LÍTICO METAMÓRFICO DE BAJO GRADO (CON INCLUSIONES DE MICAS BLANCAS Y LEVE FOLIACIÓN) RODEADO DE UN ABUNDANTE CONTENIDO DE CEMENTO DE ILLITA; D) MUESTRA 190219/6 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE $n4x$. ADEMÁS DEL LÍTICO SEDIMENTARIO ENFOCADO, SE PUEDE OBSERVAR QUE LA MAYORÍA DEL ESQUELETO PRESENTA CLASTOS SUBREDONDEADOS.

8.2.3. Miembro Superior de la Formación Río Turbio

Cuarzo

El contenido de cuarzo total es relativamente mayor que el presente en la unidad subyacente, pero sigue siendo bastante menor en comparación con la Formación Dorotea. Sus valores van desde un 30,1 a un 34,7%.

- Monocristalino.

Consisten en cristales simples de cuarzo que se distribuyen homogéneamente, abarcando valores de un 21,4 a un 28,1%. Comúnmente son cristales poligonales, subangulosos a subredondeados, con una amplia gama de tamaños que varía entre los 0,3 y 0,7 mm.

- Policristalino.

El contenido de cuarzo policristalino es 4 veces menor que el contenido de cuarzo monocristalino, abarcando un rango de valores de 5,2 a 7,6%. Se caracteriza por granos subredondeados que alcanzan tamaños máximos de 0,75 mm.

Feldespatos

Los feldespatos presentan una concentración similar al de la unidad subyacente, con porcentajes que fluctúan entre un 17,1 y 26,7%.

- Feldespato de plagioclasa.

En su mayoría, las plagioclasas son subangulosas (preservan su hábito tabular) con tamaños de 0,2 a 0,65 mm. Su distribución es homogénea presentando valores aproximados de un 16 a 23%.

- Feldespato potásico.

De manera relativa, se compone principalmente de ortoclasas, aunque también se encuentran microclinas. Se caracterizan por granos subredondeados, con una moda de tamaños de 0,4 mm. Cabe mencionar que su contenido aumenta hacia el techo, pasando de valores de un 1,2 a un 5,9%.

Fragmentos líticos (o fragmentos de roca)

La fracción lítica de esta unidad es similar al de la Formación Dorotea, con un rango de valores que van desde un 27,1 a un 35,2%. Por consiguiente, se puede apreciar una disminución del contenido respecto a la unidad subyacente.

- **Volcánicos.**

Los líticos volcánicos exhiben una leve disminución de su contenido hacia el techo, con valores que pasan de un 29% en la base a un 19,7% en el techo. Usualmente estos granos son de diverso tamaño, con formas subangulosas a subredondeadas y una integridad moderada. Además, muchos de estos líticos presentan una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y una masa fundamental vítrea, lo cual puede ser asociado a una composición del tipo basáltico-andesítica (Figura 46A y B). Por otro lado, también se hallan en menor proporción texturas esferulíticas dentro de los líticos volcánicos, sugiriendo una composición dacítica-riolítica para estos fragmentos de roca.

- **Sedimentarios.**

Corresponde al componente lítico de menor proporción, excepto en la base (190222/1). Estos se distribuyen de manera homogénea a lo largo de la unidad, con valores de un 1,3 a un 2,6%. Se caracterizan tanto por fragmentos de 'chert' como también de limolitas. Sus bordes suelen ser subredondeados con tamaños de hasta 0,4 mm.

- **Metamórficos.**

El contenido de líticos metamórficos va desde un 1 hasta el 6,4%, encontrándose los valores más altos en la parte media-superior de la unidad. En su mayoría corresponden a cúmulos de cuarzo con contactos suturados, aunque también se distinguen observar granos con inclusiones de micas, sugiriendo la presencia de fragmentos de esquistos (Figura 47C y D). Generalmente son subredondeados de diverso tamaño.

- **Bioclastos.**

A partir de las descripciones macroscópicas se pueden distinguir concentraciones de un 10%, que hacia el techo decaen a menos de un 5%. A escala microscópica, solo se reconocen fósiles en la muestra 190222/2, con valores cercanos al 1%. Estos corresponden a fragmentos de briozoos (Figura 46D), equinodermos y algas rojas (Figura 46C).

Glaucionita

La unidad presenta valores de un 4 a 5% de glauconita, la cual se distribuye de manera homogénea. Usualmente presenta una forma de pellet, con bordes redondeados y una leve alteración a arcilla. Sin embargo, también se encuentra una porción bastante menor que presenta características subangulosas e irregulares (Figura 46A y Figura 47A).

El grado de alteración de la glauconita incrementa hacia el techo, pasando de colores verde intenso (menos alterada) a pardo-amarillentos (alteración arcillosa). Generalmente sus tamaños se distribuyen de manera independiente respecto a los otros componentes detríticos y, con frecuencia, presentan fracturas. A partir de estas características se sugiere un origen autóctono para el mineral a lo largo de la sucesión aflorante. No obstante, un aumento en la alteración de la glauconita hacia el techo podría sugerir una procedencia parautóctona del mineral a estas alturas estratigráficas.

Minerales pesados

Esta componente presenta características muy similares a las observables en la Fm. Man Aike, pero con concentraciones bastante mayores que llegan hasta el 15%.

- **Minerales ferromagnesianos.**

En aspectos generales, la concentración de anfíbolos es similar al de la unidad anterior (2-4%), pero los piroxenos presentan una leve disminución de su contenido hacia el techo (pasan desde un 3 a un 1%). Del mismo modo, la integridad de estos minerales suele disminuir hacia el techo, pasando de moderada a baja (Figura 47B y D). Además, las anfíbolos también presentan bordes de deshidratación (Figura 46B).

- **Minerales opacos.**

En esta unidad la concentración de minerales opacos aumenta abruptamente, alcanzando valores de hasta un 5%. Generalmente presentan bordes redondeados, aunque también se observan algunos hábitos prismáticos bien definidos.

Mica blanca

Al igual que las unidades anteriores, suele encontrarse un porcentaje bastante menor de mica blanca que va desde un 0,8 a 2%. Este mineral presenta un diverso grado de preservación dentro de la unidad (Figura 47A).

Cementos

Comúnmente, el cemento dominante es el arcilloso con proporciones relativas que abarcan un 5 a 15%. Este cemento de manera frecuente se encuentra rellenado espacio intergranular, es decir, presenta un aspecto masivo (Figura 46 y Figura 47). También se pueden encontrar con morfologías poiquilotópicas afectando principalmente a feldespatos y líticos volcánicos. Rara vez el cemento arcilloso ataca los granos de cuarzo.

Otros cementos bastante abundantes son el ferruginoso y la illita, que presentan contenidos variables de 5 a 10%. El cemento ferruginoso suele exhibir un aspecto pelicular rodeando principalmente granos de cuarzo y, en menor medida, líticos volcánicos. Raramente, se encuentra con morfologías poiquilotópicas y circungranulares. Por otro lado, el cemento de illita suele presentar texturas circungranulares, de aspecto fibroso (en cristales aciculares), rellenando de manera discontinua espacios intergranulares. También se observa que rellena de manera continua la periferia de distintos clastos, como líticos volcánicos, feldespatos y, ocasionalmente, granos de cuarzo.

Cemento silíceo en mosaico suele rellenar espacios intergranulares, con concentraciones relativas inferiores al 1%. Asimismo, se ha observado cemento syntaxial asociado a algunos granos de cuarzo, pero suele ser poco común. Cabe señalar que también se encuentran cementos feldespáticos syntaxiales, pero en una proporción bastante aminorada.

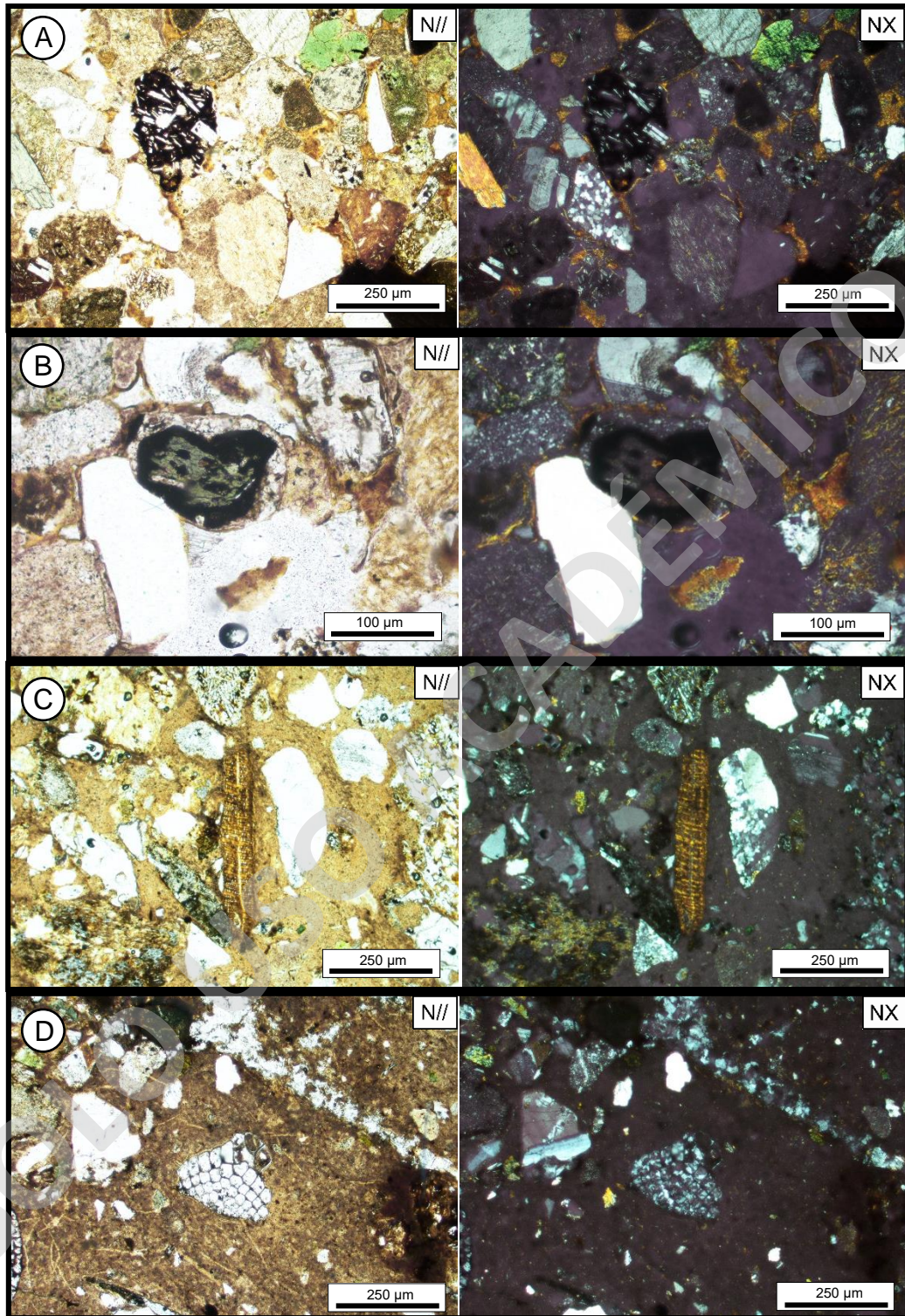


FIGURA 46. IMÁGENES DE LAS LÁMINAS DELGADAS DEL MBR. SUPERIOR DE LA FM. RÍO TURBIO, TOMADAS EN NÍCOLES PARALELO (N//) Y CRUZADO (NX). A) MUESTRA 190222/1 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE 4X. PRESENTA ABUNDANTE CEMENTO DE ILLITA, DE ASPECTO FIBROSO, CON PELLETS DE GLAUCONITA FRAGMENTADOS QUE SUGIEREN UN ORIGEN AUTÓCTONO PARA EL MINERAL; B) MUESTRA 190222/1 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE 10X. SE PUEDE OBSERVAR UNA AMBÍFOLA CON BORDES DE DESHIDRATACIÓN DENTRO DE UN LÍTICO VOLCÁNICO SUBREDONDEADO; C) MUESTRA 190222/2 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE 4X. NÓTESE EL ABUNDANTE CONTENIDO DE CEMENTO ARCILLOSO Y LA PRESENCIA DE ALGAS ROJAS; D) MUESTRA 190222/2 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE 4X. PRESENTA UN FRAGMENTO DE BRIOZOO.

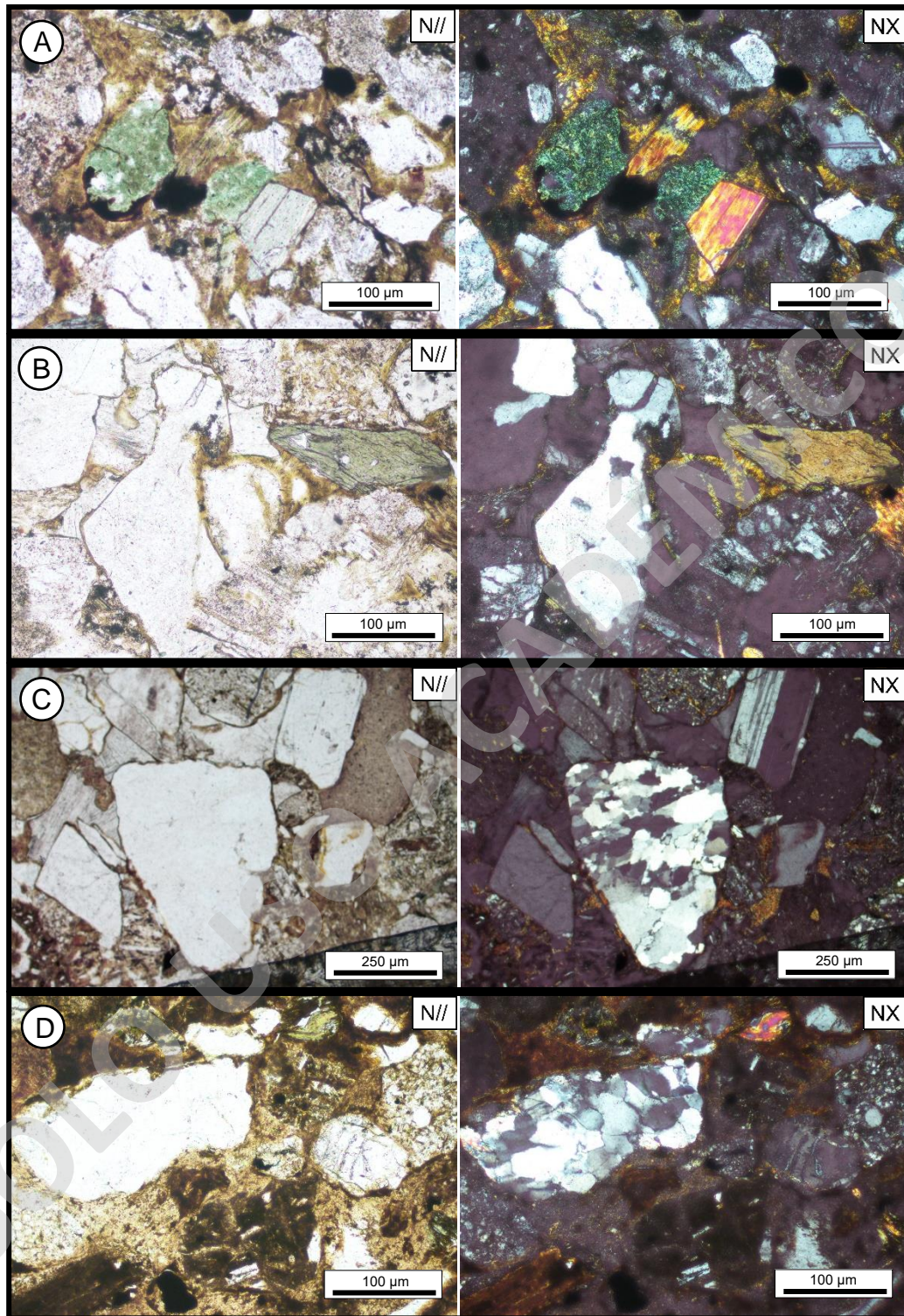


FIGURA 47. IMÁGENES DE LAS LÁMINAS DELGADAS DEL MBR. SUPERIOR DE LA FM. RÍO TURBIO, TOMADAS EN NÍCOLES PARALELO (N//) Y CRUZADO (NX). A) MUESTRA 190222/3 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE N4X. GLAUCONITA SUBANGULOSA (DE ORIGEN AUTÓCTONO). NÓTESE QUE TAMBIÉN SE OBSERVAN MICAS BLANCAS Y ABUNDANTE CEMENTO DE ILLITA, DE ASPECTO FIBROSO; B) MUESTRA 190222/3 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE N10X. PRESENTA ABUNDANTE CEMENTO DE ILLITA, DE ASPECTO FIBROSO. TAMBIÉN SE PUEDE OBSERVAR UNA ANFÍBOLA CON UNA INTEGRIDAD MODERADA; C) MUESTRA 190222/4 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE N4X. NÓTESE EL ABUNDANTE CONTENIDO DE CEMENTO ARCILLOSO; D) MUESTRA 190222/5 CON UNA MAGNIFICACIÓN DE N10X. NÓTESE EL ABUNDANTE CONTENIDO DE CEMENTO ARCILLOSO.

8.3. Tendencia composicional de las unidades

Las formaciones Dorotea, Man Aike y Río Turbio exhiben rasgos composicionales característicos que pueden apreciarse tanto a escala macroscópica (o muestra de mano; Figura 48) como a escala microscópica (Figura 49). Los 40 m aflorantes de la Formación Dorotea, al menos en el chorrillo en estudio, presenta niveles ricos en cuarzo con una proporción secundaria de líticas ígneas indiferenciadas y un aminorado contenido de feldespatos. Prácticamente no se observan bioclastos en esta porción de la unidad. En contraste, la Formación Man Aike (~ Miembro Inferior de la Formación Río Turbio) exhibe un aumento de la proporción de líticas ígneas indiferenciadas en lugar de la fracción cuarzosa. Además, un aspecto importante de la unidad es el incremento gradual de líticas sedimentarios hacia el techo, como también la presencia abundante de bioclastos (ver Figura 48). Otro hito para remarcar es la disminución relativa de líticas metamórficas y glauconita a partir de los 106 m de sección (ver Figura 49). En esta misma altura estratigráfica, la concentración de glauconita alcanza sus valores más altos (7,2%) en la Fm. Man Aike. Este mineral exhibe características propias de origen parautóctono (alóctono intrasecuencial). Por último, el Miembro Superior de la Formación Río Turbio conserva las características que se venían dando en el techo de la unidad anterior, pero además presenta frecuentes niveles glauconíticos. De entre estos, destaca el horizonte basal de la unidad que presenta concentraciones cercanas al 15% de glauconita, mientras que el resto de los niveles no superan el 10% de este mineral. Los estudios petrográficos determinaron que la glauconita presente en estos niveles es de carácter autóctono a parautóctono. Cabe mencionar que hacia el techo de la unidad se observa un aumento relativo de la fracción cuarzosa (ver Figura 48) como también de líticas metamórficas (ver Figura 49). Adicionalmente, a la altura estratigráfica de los 186 m se encuentra un nivel rico en microfósiles, de los cuales se han reconocido fragmentos de briozoos, equinodermos y algas rojas.

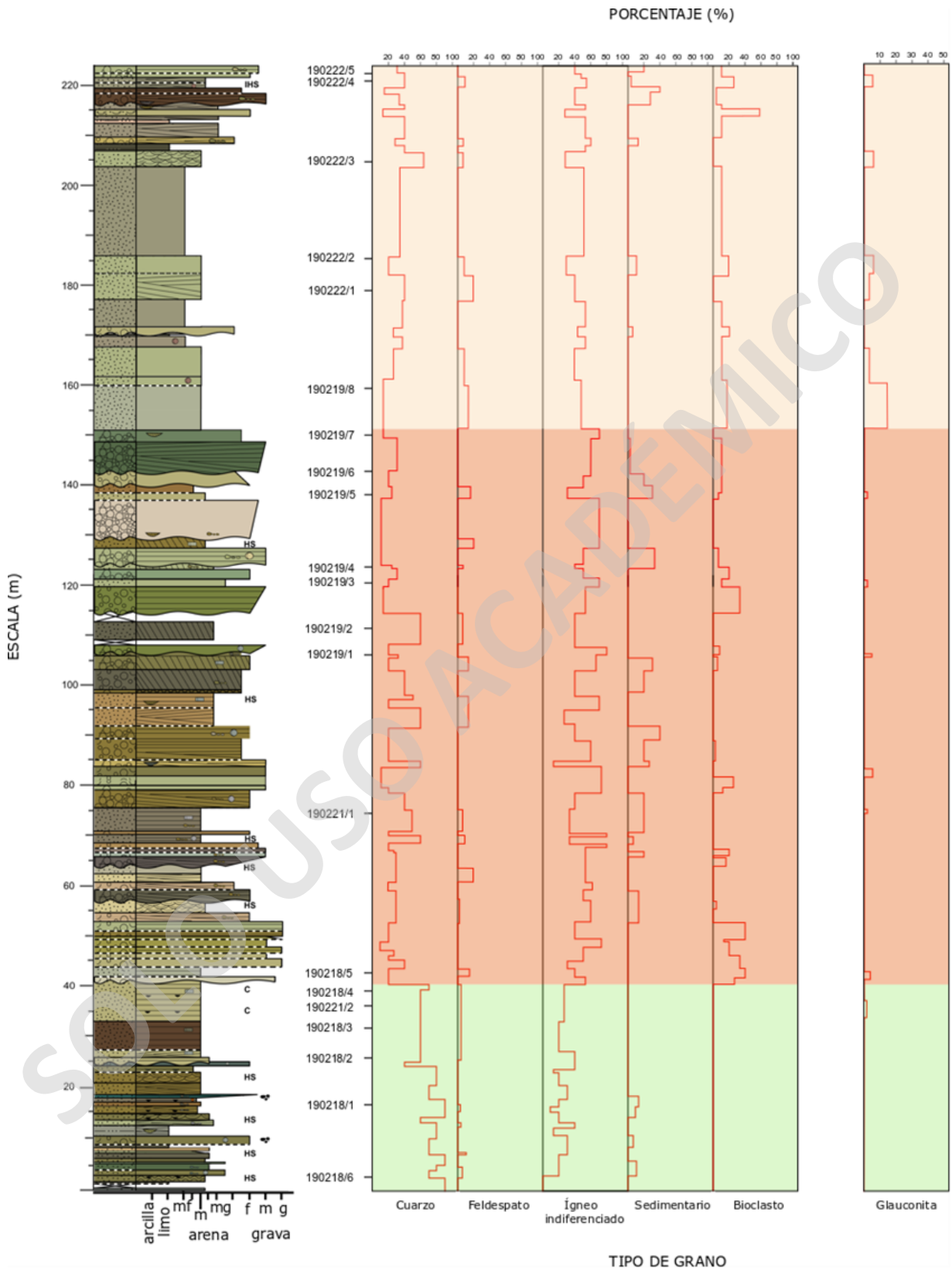


FIGURA 48. PERFILES PETROLÓGICOS QUE MUESTRAN LA TENDENCIA COMPOSICIONAL DE CADA UNIDAD. ESTOS FUERON REALIZADOS EN BASE A LAS DESCRIPCIONES MACROSCÓPICAS.

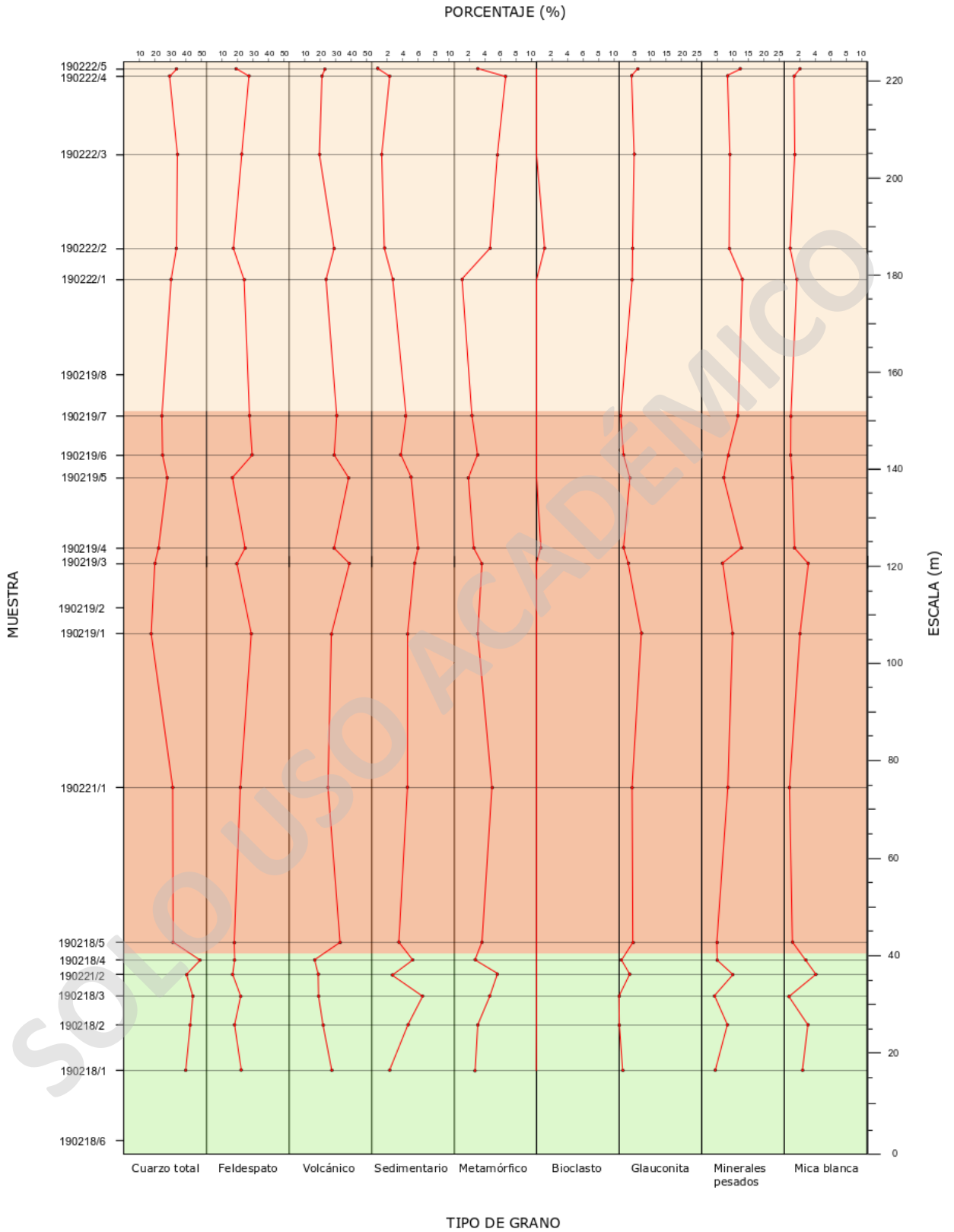


FIGURA 49. PERFILES PETROGRÁFICOS QUE REFLEJAN LAS VARIACIONES COMPOSICIONALES DE LAS UNIDADES EN FUNCIÓN DE LA ALTURA ESTRATIGRÁFICA.

Capítulo 9

Proveniencia sedimentaria

La proveniencia sedimentaria consiste en conocer la fuente de origen de los sedimentos que forman la roca sedimentaria en estudio (Arribas, 2010). Tal como se expuso en el capítulo 4 existen distintos métodos de conteo modal, uno de ellos es el método de Gazzi-Dickinson.

El método Gazzi-Dickinson es una herramienta de exploración útil para inferir ambientes tectónicos de gran escala en los sistemas de dispersión de sedimentos del pasado distante y/o cualquier área fronteriza de nuestro planeta (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson, 1985). Sin embargo, a pesar de ser un modelo insatisfactorio al momento de estudiar arenas provenientes de múltiples fuentes (Weltje, 2006) sigue siendo el modelo más utilizado en la actualidad debido a que es aplicable a cualquier depósito arenoso sin importar el tamaño de grano (Arribas, 2010).

A continuación, se presentan los resultados obtenidos del conteo modal de las areniscas recolectadas durante el trabajo, como también sus respectivas interpretaciones en los diagramas ternarios de Dickinson. Estas interpretaciones fueron realizadas en base al modelo interpretativo de Dickinson (1985), donde se genera relaciones de proveniencia para distintas areniscas cuyos ambientes tectónicos son bastante conocidos (ver Figura 16). Al final de este capítulo se proponen petrofacies y estadios deposicionales para las unidades en estudio, acorde a lo analizado en cada uno de los diagramas de proveniencia.

9.1. Conteo Modal

Se seleccionaron 17 muestras de varios puntos de la sección estratigráfica. Esta selección se basó en la recomendación de Ingersoll *et al.* (1984), que señala que las muestras deben presentar un bajo grado de meteorización y un contenido de matriz apropiado (< 15%). Por otro lado, para el conteo modal se analizaron 400 puntos en cada una de las muestras, con el fin de reducir el error estadístico al 5% (Van der Plas y Tobi, 1965; Arribas, 2010) y así minimizar la dependencia composicional del tamaño de grano (Ingersoll *et al.*, 1984). Los resultados del conteo modal son mostrados en la Tabla 8. En ella se debe destacar que los parámetros utilizados son los mismos que fueron definidos por Ingersoll *et al.* (1984) y Weltje (2006).

TABLA 8. PUNTOS CONTADOS CON EL MÉTODO GAZZI-DICKINSON.

MUESTRAS	ESQUELETO										Total
	Qm	Qp	P	K	Lv	Lm	Ls	M	D	Ind	
190218/1	118	41	58	29	105	10	9	12	18	0	400
190218/2	120	48	45	25	87	13	17	12	33	0	400
190218/3	127	48	62	25	75	17	25	3	18	0	400
190221/2	140	23	55	9	73	23	11	26	40	0	400
190218/4	144	55	62	10	64	11	21	13	20	0	400
190218/5	102	23	54	19	129	15	15	23	20	0	400
190221/1	112	14	66	19	99	19	18	20	33	0	400
190219/1	61	11	83	30	108	12	18	37	35	5	400
190219/3	52	31	73	7	154	14	23	23	23	0	400
190219/4	66	24	86	11	116	10	24	12	51	0	400
190219/5	79	32	62	4	152	8	20	17	26	0	400
190219/6	73	24	104	15	116	12	15	7	34	0	400
190219/7	74	22	99	12	120	8	17	4	44	0	400
190222/1	86	35	92	5	96	4	11	20	47	4	400
190222/2	104	30	64	5	114	18	7	21	37	0	400
190222/3	113	26	79	10	77	23	7	27	38	0	400
190222/4	96	21	83	23	87	25	9	20	36	0	400
190222/5	97	38	67	11	91	13	5	29	49	0	400

La Tabla 9 muestra los porcentajes de cada uno de los componentes de los diagramas ternarios. Cabe mencionar, que para el cálculo de Lvm (lítico meta-volcánico) y Lsm (lítico meta-sedimentario) se utilizó un x de valor cero (ver Tabla 1). Como resultado, Lvm es igual a los líticos volcánicos (Lv) y Lsm es igual a la suma de los líticos sedimentarios (Ls) y metamórficos (Lm).

TABLA 9. PORCENTAJES DE LOS COMPONENTES DETRÍTICOS DE CADA DIAGRAMA TERNARIO DE DICKINSON ET AL. (1983).

MUESTRAS	PORCENTAJES (%)											
	DIAGRAMA QiFL			DIAGRAMA QmFLt			DIAGRAMA QmPK			DIAGRAMA QpLvmLsm		
	Qt	F	L	Qm	F	Lt	Qm	P	K	Qp	Lvm	Lsm
190218/1	43,5	23,5	33,0	31,9	23,5	44,6	57,6	28,3	14,1	24,9	63,6	11,5
190218/2	47,3	19,7	33,0	33,8	19,7	46,5	63,2	23,7	13,1	29,1	52,7	18,2
190218/3	46,1	23,0	30,9	33,5	23,0	43,5	59,3	29,0	11,7	29,0	45,5	25,5
190221/2	48,8	19,2	32,0	41,9	19,2	38,9	68,6	27,0	4,4	17,7	56,2	26,1
190218/4	54,2	19,6	26,2	39,2	19,6	41,2	66,7	28,7	4,6	36,4	42,4	21,2
190218/5	35,0	20,5	44,5	28,6	20,4	51,0	58,2	30,9	10,9	12,6	70,9	16,5
190221/1	36,3	24,5	39,2	32,3	24,5	43,2	56,9	33,5	9,6	9,3	66,0	24,7
190219/1	22,3	35,0	42,7	18,9	35,0	46,1	35,1	47,7	17,2	7,4	72,5	20,1
190219/3	23,4	22,6	54,0	14,7	22,6	62,7	39,4	55,3	5,3	14,0	69,4	16,6
190219/4	26,7	28,8	44,5	19,6	28,8	51,6	40,5	52,8	6,7	13,8	66,7	19,5
190219/5	31,1	18,5	50,4	22,1	18,5	59,4	54,5	42,8	2,7	15,1	71,7	13,2
190219/6	27,0	33,2	39,8	20,3	33,2	46,5	38,0	54,2	7,8	14,4	69,5	16,1
190219/7	27,3	31,5	41,2	21,0	31,5	47,5	40,0	53,5	6,5	13,2	71,9	14,9
190222/1	36,8	29,5	33,7	26,1	29,5	44,4	47,0	50,3	2,7	30,0	65,7	10,3
190222/2	39,2	20,2	40,6	30,4	20,2	49,4	60,1	37,0	2,9	17,7	67,5	14,8
190222/3	41,5	26,6	31,9	33,7	26,6	39,7	55,9	39,1	5,0	19,5	57,9	22,6
190222/4	34,0	30,8	35,2	27,9	30,8	41,3	47,5	41,1	11,4	14,8	61,3	23,9
190222/5	41,9	24,2	33,9	30,1	24,2	45,7	55,4	38,3	6,3	25,9	61,9	12,2

9.2. Ambiente tectónico de proveniencia

En los análisis de proveniencia existen diversos diagramas ternarios que buscan determinar el ambiente geotectónico en función de la composición modal de las areniscas (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson *et al.*, 1983). En particular, en este trabajo se utilizaron los 4 diagramas de Dickinson (1985): QmPK, QpLvmLsm, QtFL y QmPLt.

Diagrama QmPK

Descripción. El diagrama QmPK (Figura 50) hace énfasis en el tipo de grano monomineral. En su mayoría, las muestras caen en el campo de proveniencia volcanoplutónica Circum-Pacífico, donde las muestras de la Fm. Dorotea se sitúan en la parte superior de este campo. En contraste, 5 muestras de la Fm. Man Aike caen afuera (o en el límite inferior) del campo de proveniencia.

Interpretación. Se puede inferir una proveniencia de arco magmático para las muestras, donde la Fm. Dorotea estuvo fuertemente influenciada por fuentes plutónicas y/o reciclaje del orógeno. Al contrario, la Fm. Man Aike sugiere una contribución mayoritaria de fuentes volcánicas en lugar de plutónicas (ver Figura 16D).

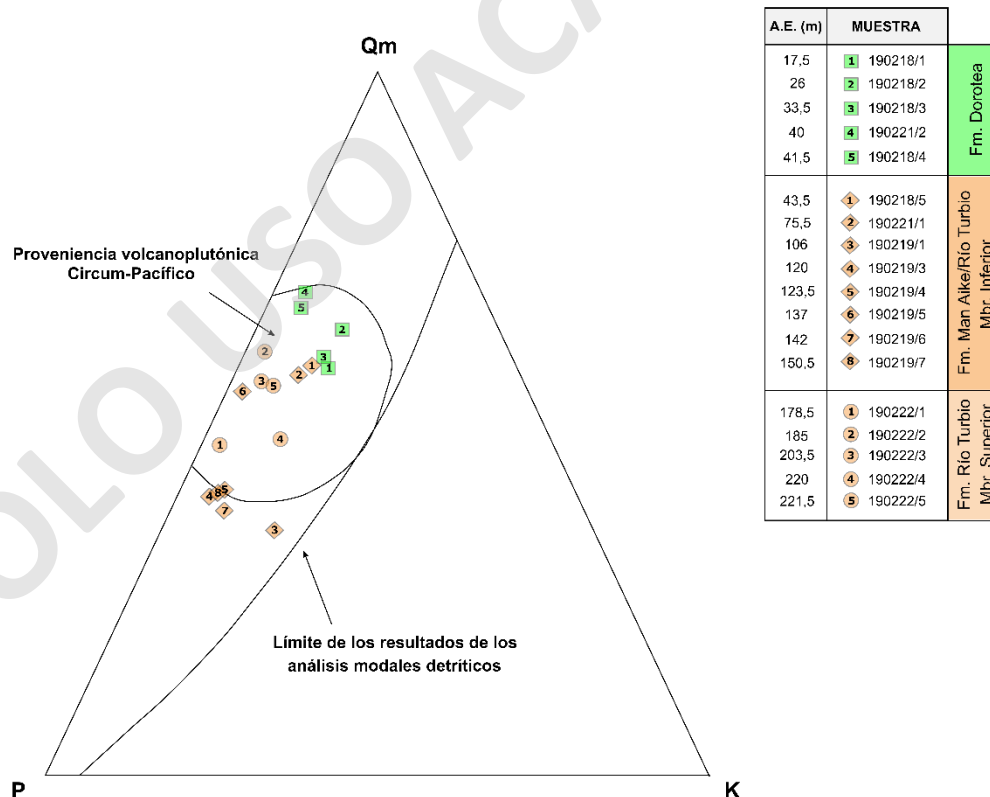


FIGURA 50. DIAGRAMA QMPK. NÓTESE QUE LAS MUESTRAS SE ENCUENTRAN ENUMERADAS DE BASE A TECHO Y CON SU RESPECTIVA ALTURA ESTRATIGRÁFICA (A.E.). QM: CUARZO MONOCRISTALINO; P: PLAGIOCLASA; K: FELDESPATO POTÁSICO.

Diagrama QpLvmLsm

Descripción. El diagrama QpLvmLsm (Figura 51) se encarga de mostrar la naturaleza de los fragmentos líticos. Particularmente, en este diagrama, gran parte de las muestras caen dentro del campo de proveniencia de arco orogénico-magmático. No obstante, un grupo de muestras conformado por 4 muestras de la Fm. Dorotea y 2 muestras del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio caen sobre el límite superior de este campo de proveniencia.

Interpretación. A partir de esta información se puede observar una marcada proveniencia de arco magmático para la mayoría de las muestras de las distintas unidades (ver Figura 16C). Por otro lado, las muestras que se sitúan afuera del campo presentan de manera adicional una fuerte contribución de fuentes de complejo de subducción, e incluso de faja plegada y corrida (leve desplazamiento hacia la izquierda).

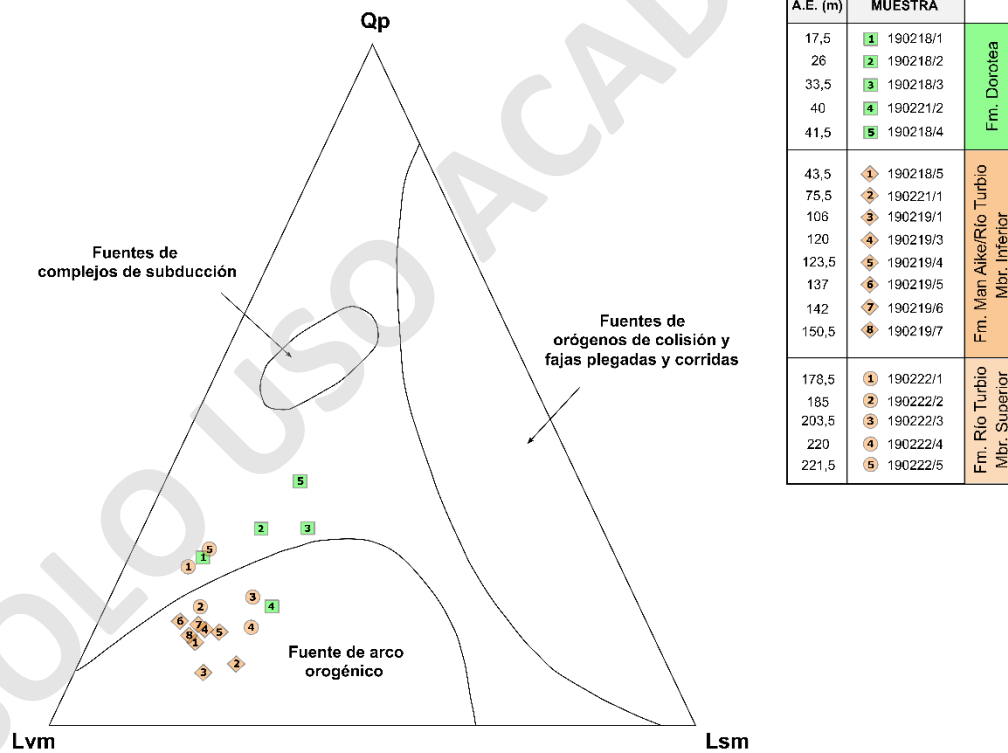


FIGURA 51. DIAGRAMA QPLVMSM. NÓTESE QUE LAS MUESTRAS SE ENCUENTRAN ENUMERADAS DE BASE A TECHO Y CON SU RESPECTIVA ALTURA ESTRATIGRÁFICA (A.E.). QM: CUARZO MONOCRISTALINO; F: FELDSPATO; LT: LÍTICOS TOTALES. QP: CUARZO POLICRISTALINO; LVM: LÍTICOS METAVOLCÁNICOS; LSM: LÍTICOS METASEDIMENTARIOS.

Diagrama QtFL

Descripción. El diagrama QtFL (Figura 52) se encarga principalmente de reflejar el grado de madurez composicional de las areniscas. A partir del diagrama se sugieren tres grupos distintos: (1) la Fm. Dorotea que cae en el campo de orógeno reciclado, (2) la Fm. Man Aike ploteada en su mayoría en el campo de arco transicional, exceptuando las muestras basales (190218/5 y 190221/1) que se proyectan en el campo de arco disectado; y (3) el Miembro Superior de la Fm. Río Turbio que se encuentra principalmente en el campo de arco disectado.

Interpretación. Se puede deducir un incremento del aporte detrítico resultante de fuentes volcánicas, a costa de las fuentes de complejo de subducción y/o plutónicas (directas o reciclaje), desde la Fm. Dorotea a la Fm. Man Aike. Incluso, se podría sugerir un cambio paulatino a fuentes volcánicas dado que las muestras basales de la Fm. Man Aike caen en un campo intermedio (arco disectado). Por otro lado, el diagrama también sugiere un incremento de las fuentes de origen plutónico y/o reciclaje orogénico respecto a las volcánicas en el paso de la Fm. Man Aike al Miembro Superior de la Fm. Río Turbio (ver Figura 16A).

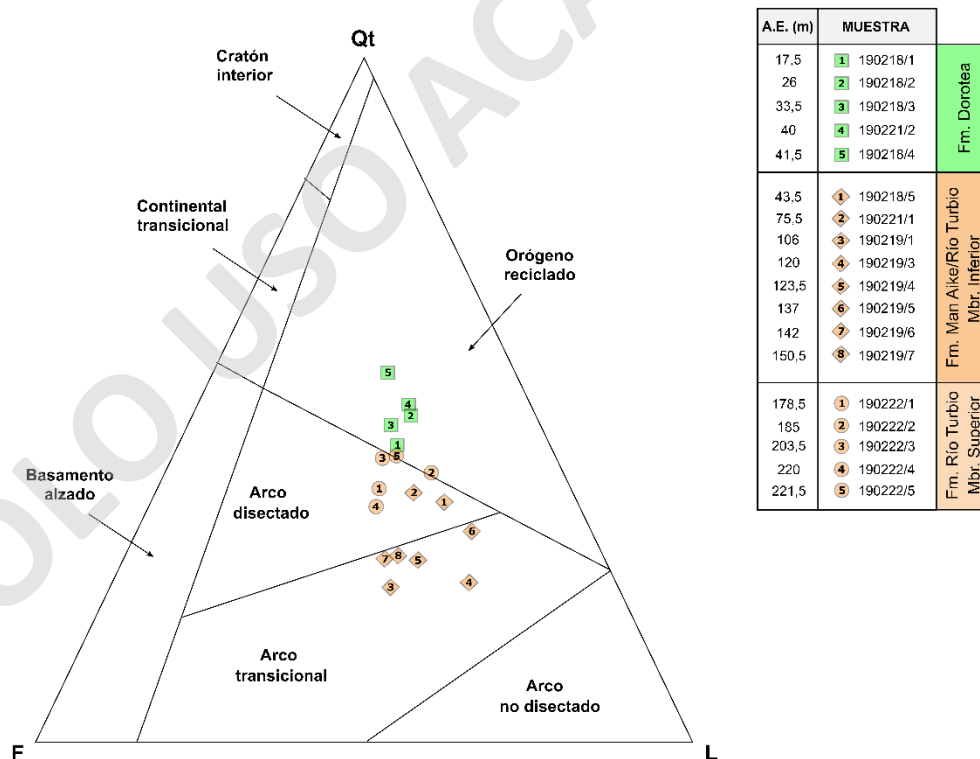


FIGURA 52. DIAGRAMA QtFL. NÓTESE QUE LAS MUESTRAS SE ENCUENTRAN ENUMERADAS DE BASE A TECHO Y CON SU RESPECTIVA ALTURA ESTRATIGRÁFICA (A.E.). QT: CUARZO TOTAL; F: FELDESPATOS; L: LÍTICOS.

Diagrama QmFLt

Descripción. El diagrama QmFLt (Figura 53) tiene como énfasis resaltar la fuente de aporte. En este caso existen 3 grupos distintivos: (1) la Fm. Dorotea que se concentra en los campos de proveniencia mixto y arco disectado; (2) la Fm. Man Aike situada de base a techo en los campos de arco disectado y transicional, respectivamente; y (3) el Miembro Superior de la Fm. Río Turbio que se agrupa, en su mayoría, en el campo de arco disectado.

Interpretación. La tendencia observada es similar al diagrama QtFL. Se puede deducir una marcada proveniencia de arco magmático, donde la Fm Dorotea presenta un aporte significativo de una fuente de complejo de subducción y/o plutónica (directa o reciclaje). La Fm. Man Aike presenta un incremento gradual del aporte detrítico de fuentes volcánicas, alcanzando su punto más alto en las muestras 190219/3 y 190219/5. Por último, el Miembro Superior de la Fm. Río Turbio presenta principalmente un dominio de las fuentes plutónicas y/o reciclaje orogénico respecto a las volcánicas (ver Figura 16B).

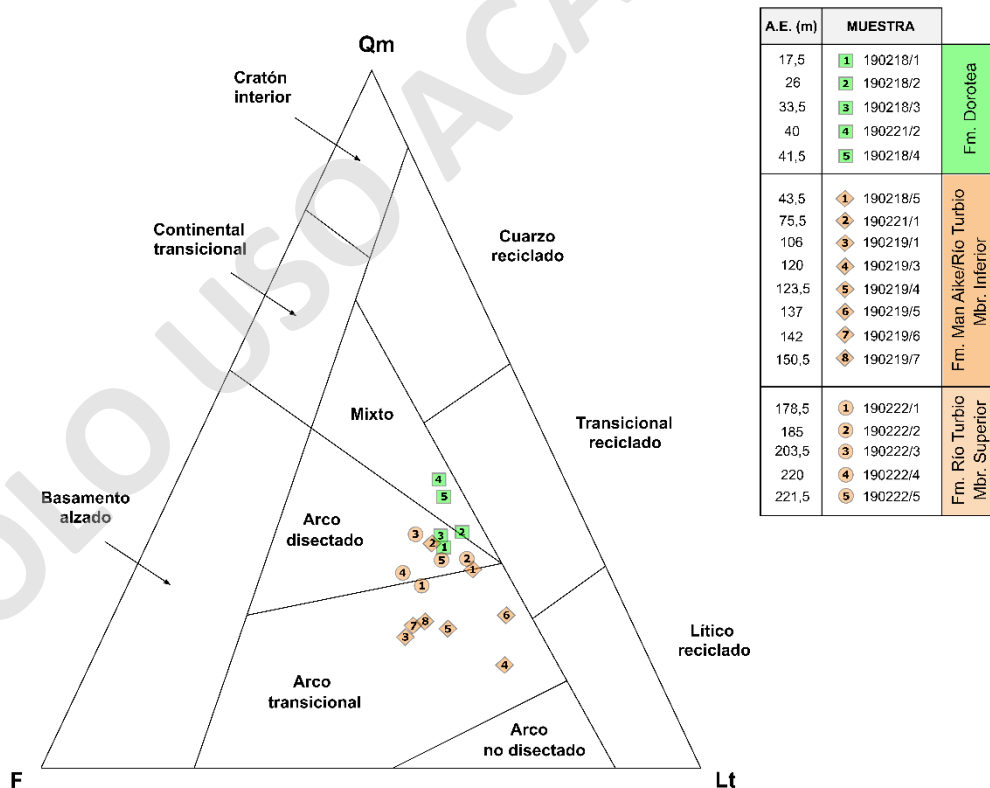


FIGURA 53. DIAGRAMA QMFLt. NÓTESE QUE LAS MUESTRAS SE ENCUENTRAN ENUMERADAS DE BASE A TECHO Y CON SU RESPECTIVA ALTURA ESTRATIGRÁFICA (A.E.). QM: CUARZO MONOCRISTALINO; F: FELDESPATOS; LT: LÍTICOS TOTALES (FRAGMENTOS DE ROCAS MÁS CUARZOS POLICRISTALINOS).

9.3. Petrofacies y estadios deposicionales

El ploteo de las muestras dentro de los diagramas ternarios de Dickinson indica 4 petrofacies características vinculadas a una proveniencia de arco magmático y orogénico. Estos son descritos a partir del más antiguo como:

- **P1: Petrofacies con alto contenido de cuarzo**

Corresponde a la parte cuspidal de la Fm. Dorotea, la cual se caracteriza por una alta concentración de cuarzo total (monomineral y policristalino) proveniente de fuentes plutónicas (Figura 50), complejos de subducción (Figura 51) y/o reciclaje orogénico. Por otro lado, las fuentes de detritos volcánicos tomaron un papel secundario en la proveniencia sedimentaria, siendo responsables en algunos casos de que las muestras caigan en una proveniencia mixta. No obstante, el evidente ploteo dentro del campo de orógeno reciclado sugiere una fuerte proveniencia de faja plegada y corrida.

- **P2: Petrofacies con una alta razón de cuarzo total/fragmentos líticos volcánicos**

Esta petrofacies se encuentra en la parte inferior de la Fm. Man Aike, donde sus muestras son ploteadas en el campo de arco disectado. A grandes rasgos es similar a la petrofacies anterior, pero su diferencia radica en una mayor contribución de detritos volcánicos (Figura 52 y Figura 53). También presenta un mayor contenido de cuarzo monomineral por sobre el cuarzo policristalino. De todos modos, el contenido de cuarzo total siempre es mayor que el de fragmentos líticos volcánicos sugiriendo así una fuerte contribución de fuentes plutónicas y/o reciclaje orogénico en lugar de fuentes volcánicas.

- **P3: Petrofacies con alto contenido de fragmentos líticos volcánicos**

Corresponde a la parte superior de la Fm. Man Aike, caracterizada por un alto contenido de detritos volcánicos que resulta en un ploteo dentro del campo de arco transicional (Figura 52 y Figura 53). En esta petrofacies, claramente las fuentes de detritos volcánicos se impusieron por sobre las demás fuentes sedimentarias (e.g. plutónicas, complejos de subducción y reciclaje orogénico), sugiriendo una consolidación del arco magmático como principal fuente de sedimentos.

- **P4: Petrofacies con una alta razón de cuarzo total/fragmentos líticos volcánicos y un abundante contenido de cemento arcilloso**

Dentro de esta petrofacies se encuentra el Miembro Superior de la Fm. Río Turbio, cuyas muestras caen dentro del campo de arco disectado (Figura 52 y Figura 53). Esto señala un nuevo incremento en las concentraciones de cuarzo respecto a los demás componentes detríticos. Además, presenta dos muestras (base y techo) que son ricas en cuarzo policristalino (Figura 51), las cuales son asociadas a una contribución de fuentes de complejos de subducción. Sin embargo, aunque no se pueda descartar del todo un aporte de fuentes plutónicas y/o reciclaje orogénico, el abundante contenido de cemento arcilloso en cada una de las muestras sugiere importantes tasas de meteorización química en el área fuente y/o depocentro (Suttner, 1974; Suttner *et al.*, 1981). Por lo tanto, se concluye que esta petrofacies se encuentra fuertemente afectada por un control paleoambiental.

En resumen, la proveniencia sedimentaria de las formaciones Dorotea, Man Aike y Río Turbio sugiere una contribución mayoritariamente de arco magmático con un aporte fluctuante de fuentes de orógeno reciclado. Durante P1, el mayor aporte detrítico derivó de una fuente de orógeno reciclado (faja plegada y corrida), junto con un aporte directo o proveniente del mismo reciclaje de fuentes complejos de subducción y/o plutónicas. Las muestras dentro del campo de proveniencia mixto señalan una mayor contribución de fragmentos líticos volcánicos resultantes del arco magmático. Posteriormente, en P2, estas fuentes se mantuvieron casi constantes, aunque con un incremento gradual en el contenido de fragmentos líticos volcánicos. En P3, se consolida la proveniencia resultante del arco magmático debido a que se alcanza el punto más alto en la contribución de detritos volcánicos. Por último, en P4 se restituyen las fuentes detríticas de cuarzo (reciclaje orogénico y/o plutónico), culminado en una nueva proveniencia de arco disectado. Sin embargo, un alto contenido de cemento arcilloso sugiere altas tasas de meteorización química dentro de la petrofacies, lo que implica la presencia de un fuerte control paleoambiental que podría estar ocultando su verdadera señal de proveniencia.

Capítulo 10

Discusiones

10.1. Un análisis a la estratigrafía de la Fm. Río Baguales descrita por Le Roux *et al.* (2010)

Como se mencionó anteriormente en el capítulo 3, durante la última década se ha utilizado la columna estratigráfica de Le Roux *et al.* (2010) para referirse a la Fm. Man Aike dentro del área de Sierra Baguales (e.g. Bostelmann *et al.*, 2013; Otero *et al.*, 2013; Gutiérrez *et al.*, 2017). Sin embargo, cuando se levantó el estudio en Estancia 3R aún se usaba la nomenclatura de los años 50 (Cecioni, 1957), y se consideró que aquel afloramiento correspondía a la porción superior de la Fm. Río Baguales (Le Roux *et al.*, 2010). Actualmente, esta nomenclatura se encuentra obsoleta frente al nuevo panorama nomenclatural en Sierra Baguales (e.g. Ugalde *et al.*, 2018), lo que conlleva a replantear que unidades son realmente abarcadas dentro de la columna estratigráfica del 2010.

En este trabajo, el reconocimiento de las relaciones de contacto y características sedimentológicas permiten sugerir que la Fm. Río Baguales descrita por Le Roux *et al.* (2010) puede ser dividida en 3 unidades: Fm. Dorotea, Fm. Man Aike (o Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio) y Miembro Superior de la Fm. Río Turbio (Figura 54).

La parte cuspidal de la Fm. Dorotea, en valle del Río Las Chinas, se caracteriza por una sucesión de areniscas de color pardo amarillento que ocasionalmente presenta troncos fósiles y láminas sinuosas de carbón (González, 2015; Schwartz y Graham, 2015; Manríquez *et al.*, 2019). Estas características sedimentológicas son también observadas en el valle de Río Baguales, donde las areniscas son sobreyacidas discordantemente por bancos lenticulares de conglomerados y areniscas conglomerádicas, que contienen una abundante y variada fauna marina (e.g. González, 2015; Manríquez *et al.*, 2019; Este trabajo). En otros casos, producto de las mismas variaciones laterales, se pueden distinguir niveles conglomerádicos tabulares (y en menor medida lenticulares), carentes de fósiles, sobreyaciendo las areniscas de la Fm. Dorotea, como es el caso de Barranca de Teresa y el Puesto Las Flores. No obstante, en ambos casos el contacto entre las formaciones Dorotea y Man Aike es bastante notorio, debido a la meteorización diferencial causada por el cambio granulométrico. Por esta razón, se infiere que la porción

estratigráfica descrita como unidad 1 en el trabajo de Le Roux *et al.* (2010) correspondería a la Fm. Dorotea, en vista de sus características litológicas y paleontológicas.

La Fm. Man Aike (o Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio) comenzaría a partir de la unidad 2 del trabajo de Le Roux *et al.* (2010), aunque los aspectos litológicos más característicos suelen estar descritos dentro de la unidad 3. Esto se debe al punto de inicio de la columna estratigráfica del 2010, como también a una exageración de los niveles limosos situados debajo de la gran cobertura de derrubios de la primera cornisa (equivalente a los 23 m cubiertos de S1; ver Capítulo 6: Estratigrafía). No obstante, en base a las litologías de grano grueso, sus respectivas geometrías y las dimensiones de sus estructuras sedimentarias permiten señalar un contacto similar al observado en la Barranca de Teresa, donde no se encuentran los conglomerados lenticulares, ricos en fauna marina, que se observan aguas abajo en el Chorrillo de La Barranca (AFm1). Asimismo, se estima que las unidades 2 y 3 son correlacionables con AFm2 de este trabajo, en virtud de su posición estratigráfica y aspectos litológicos. Desde esta misma perspectiva y bajo los mismos criterios, se infirieron que las unidades 4 y 5 son equiparables a AFm3, mientras que las unidades 6 y 7 son correlacionables con AFm4. Dentro de esta última correlación, se destaca la presencia de conglomerados con trazas de *Spongeliomorpha nodulosa*, en la porción superior de la última cornisa del chorrillo en estudio (Le Roux *et al.*, 2010). Esta traza fósil es comúnmente asignada a la Icnofacies de *Glossifungites* y refleja sustratos firmes (“firmgrounds”) algo resistentes a la erosión, en otras palabras, sedimentos consolidados y compactados, pero no litificados (Pemberton *et al.*, 1992; MacEachern *et al.*, 1992). Los sustratos firmes pueden ser resultado de exposición subaérea, exhumación por erosión de sedimentos compactados o superficies de omisión marina en un estadio intermedio entre sustratos blandos y endurecidos (Pemberton y Frey, 1985 en Gibert y Martinell, 1998). De este modo, la suite de *Glossifungites* se desarrolla durante un hiato entre el evento erosivo (que exhumó el sustrato) y la depositación de la unidad suprayacente (Buatois y Encinas, 2006). Además, esta icnofacies no tiene ninguna restricción batimétrica, pero generalmente se encuentra en medios sub a intermareales (Gibert y Martinell, 1998). Por este motivo, se considera que a partir del nivel suprayacente (arenisca glauconítica) comienza una nueva unidad litoestratigráfica, correlacionable con el Miembro Superior de la Fm. Río Turbio.

El Miembro Superior de la Fm. Río Turbio, dentro de Sierra Baguales, comienza con la aparición de un horizonte glauconítico intensamente bioturbado. Se estima que el nivel se encontraría dentro de la unidad 8 del trabajo de Le Roux *et al.* (2010), la cual presenta trazas de *Polykladichnus* típica de planicies mareales modernas y barras de punta en canales mareales

(Pearson y Gingras, 2006 en Le Roux *et al.*, 2010). Además, Otero *et al.* (2013) encontraron dientes de tiburón dentro de este mismo nivel estratigráfico, esperable de horizontes con glauconita autóctona (Amorosi, 1997). El resto de la unidad litoestratigráfica se halla representada por la unidad 9, donde la subunidad 9b es correlacionable con AFs3 y representa la máxima profundización del sistema deposicional asociado al Miembro Superior de la Fm. Río Turbio en Sierra Baguales. Por otro lado, la subunidad 9c corresponde a una somerización del sistema deposicional, evidenciada por una intercalación de limolitas y lutitas con material vegetal y delgadas capas de carbón, previos al contacto con el filón manto La Cumbre. Según Le Roux *et al.* (2010), esta secuencia continuaría por sobre el filón manto mostrando características típicas de depósitos fluviales (e.g. canales rellenos por areniscas). En su momento, fueron señaladas como la base de la Fm. Las Flores por el autor, sin embargo, aún se discute si esta porción corresponde a la parte cuspidal del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio o, ya pertenece, a la Fm. Río Leona (discusiones con Bostelmann y Ugalde).

Adicionalmente, la diferencia de espesor en las columnas estratigráficas de ambos trabajos (sin contar el tramo medido cerca del filón manto La Cumbre) puede ser resultado de una sobreestimación de los niveles cubiertos o cornisas abordadas en el trabajo de Le Roux *et al.* (2010). Posiblemente, esta diferencia radica en el espesor de la subunidad 9a, la cual fue estimada desde la última cornisa del chorrillo hasta los alrededores del filón manto La Cumbre (transecta explícita en la Figura 1 de Le Roux *et al.*, 2010). En contraste, este trabajo decidió seguir la continuidad de los estratos hacia Pampa Tiburón lo que otorgó una mejor aproximación de sus espesores, pero impidió abordar el nivel limoso (cuspidal) observado por Le Roux *et al.* (2010), dado que no aflora en la transecta hacia Pampa Tiburón.

Desde un punto de vista cronoestratigráfico, Otero *et al.* (2013) identificaron al menos dos asociaciones principales de taxones dentro del área de estudio. Un primer grupo que incluye taxones de *Ischyrhiza chilensis* Philippi, *Serratolamna serrata* Agassiz y algunas rayas indeterminadas típicas de la Fm. Quiriquina en Chile central, sugiriendo una fuerte edad maastrichtiana. Sin embargo, la mayor concentración de este material se ubicaría al oeste de Sierra Baguales (Le Roux *et al.*, 2010), situándose al menos unas decenas de metros por debajo de la sección en estudio y coincidiendo con la exposición de la Fm Dorotea. Por otro lado, el segundo grupo se caracteriza por una gran diversidad de dientes de tiburón, rayas y restos óseos de peces que se encontrarían dentro del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio. Dentro de esta, se reconocieron los siguientes taxones: *Callorhynchus* aff. *regulbensis*, *Myliobatis* sp., *Striatolamia macrota* Agassiz y *Carcharocles auriculatus* de Blainville, los que se encontrarían

bien preservados y escasamente retrabajados (elementos autóctonos) sugiriendo que los estratos de la unidad no deberían ser más jóvenes que el Eoceno Medio-Superior. Esta afirmación coincide con la edad U-Pb de $40,48 \pm 0,37$ Ma (Le Roux, 2012; Otero *et al.*, 2013) tomada en el techo de la Fm. Man Aike o Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio.

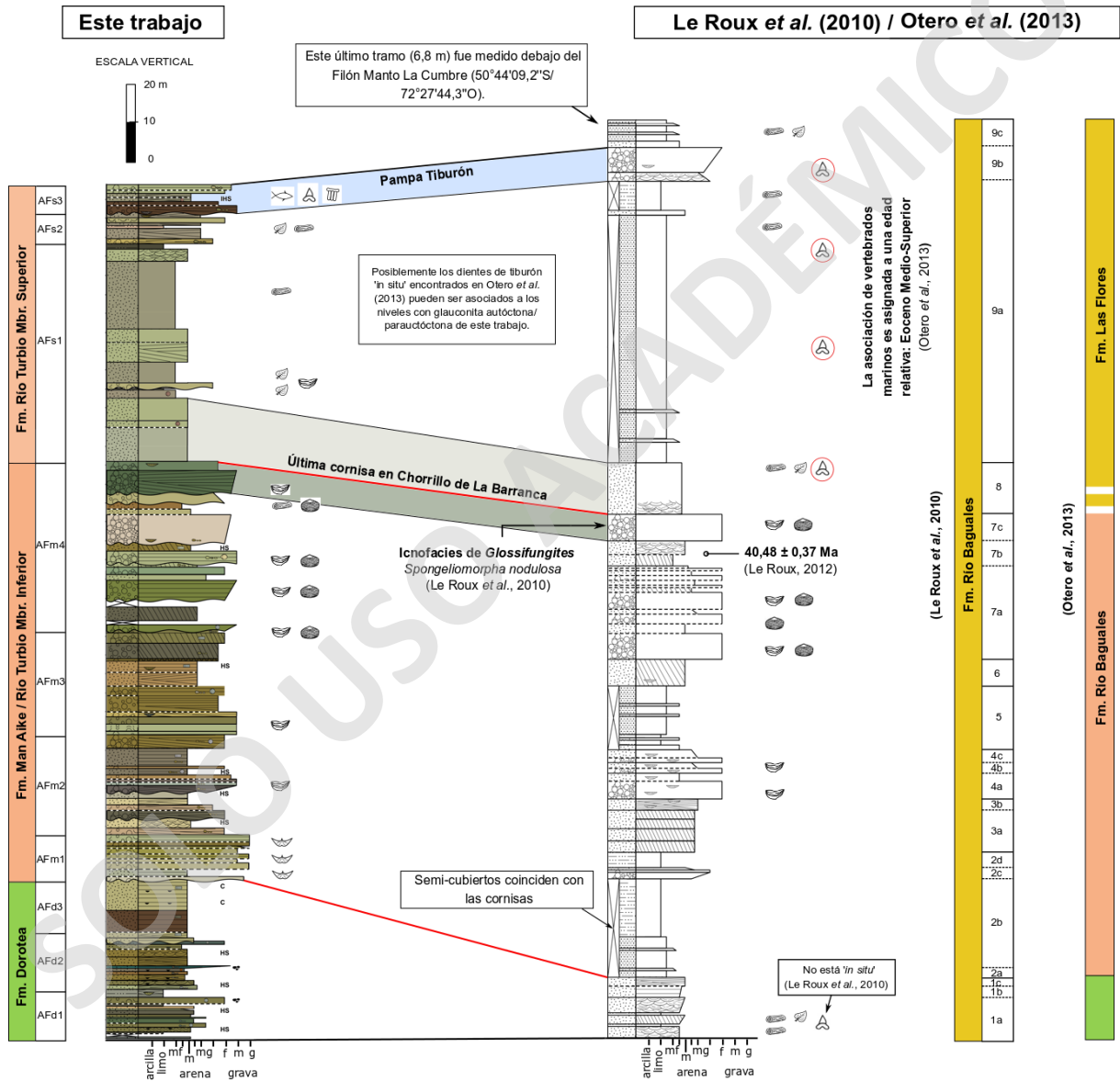


FIGURA 54. CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA ENTRE EL PRESENTE TRABAJO EN ESTANCIA 3R Y EL ESTUDIO DE LE ROUX *ET AL.* (2010). LAS LÍNEAS ROJAS REPRESENTAN EL LÍMITE SUGERIDO PARA LAS UNIDADES DENTRO DE LE ROUX *ET AL.* (2010). NÓTESE QUE LA POSICIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA EDAD U-Pb DE LE ROUX (2012) SALE PUBLICADA EN EL TRABAJO DE OTERO *ET AL.* (2013).

10.2. Relación con trabajos previos e implicancias locales

Las facies estudiadas en la parte cuspidal de la Fm. Dorotea presentan rasgos más continentales que marinos. Por esta razón, se infiere que AFd1-3 (interpretadas en conjunto como la parte superior de un ambiente deltaico dominado por mareas) forman parte de los ciclos de configuración continental que se registran en la Fm. Dorotea, como resultado por periodos de corta actividad tectónica y/o de glacioeustacia (Macellari *et al.*, 1989; Nullo *et al.*, 2006; Sickmann *et al.*, 2018; Manríquez *et al.*, 2019). Mediante la correlación litológica de los niveles que contienen información geocronológica en el valle del Río Las Chinas (George *et al.*, 2019), se sugiere que esta parte aflorante posee un rango de edad entre los 67 y 62 Ma. Asimismo, se descartan edades más jóvenes para la unidad dentro de Sierra Baguales debido al constante acuñaamiento hacia el norte de la Fm. Cerro Dorotea (Malumián y Caramés, 1997), la cual contiene edades U-Pb de hasta 60 Ma (Fosdick *et al.*, 2015b; 2020).

A pesar de que se desconoce la génesis y el comportamiento de la discordancia que separa las formaciones Dorotea y Man Aike, se han descrito características erosivas en el valle del Río Las Chinas (e.g. González, 2015; Manríquez *et al.*, 2019) sugiriendo que esta corresponde principalmente a una discordancia erosiva. Esta misma situación también es observada en los alrededores de Lago Argentino (e.g. Marensi *et al.*, 2002; Nullo *et al.*, 2006; Casadío *et al.*, 2009; Cobos *et al.*, 2014). No obstante, dentro del área de estudio no se ha encontrado evidencia que valide esta afirmación, es más aún, la superficie limitante se comporta de manera muy similar a una paraconcordancia. Posiblemente este comportamiento tenga una relación directa con un límite cada vez más difuso hacia el sur, el cual ha generado controversia en los alrededores de estancia Cancha Carrera (e.g. Rodríguez Raising, 2010).

La Fm. Man Aike o Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio es interpretada como un sistema deltaico de grano grueso con una fuerte progradación hacia el sureste. Estos ambientes sedimentarios son comúnmente asociados a terrenos montañosos donde es fácil que se den altas tasas de sedimentación (Boggs, 2006; Le Roux *et al.*, 2010; Rodríguez Raising, 2010). Le Roux *et al.* (2010) infieren un ambiente sedimentario bastante similar, aunque con una progradación hacia el noroeste en base a mediciones de paleocorrientes. A pesar de que en este trabajo se confirman aquellas direcciones, se aprecia una fuerte variación lateral de las facies sedimentarias hacia el sureste, donde los rasgos más distales y marinos (AFm5-6) se encuentran en el Puesto Las Flores. Por este motivo, se estima una progradación generalizada del sistema deposicional hacia el sureste y no al noroeste (Figura 55). Bajo una perspectiva

cronoestratigráfica, se ha deduce que la base de la Fm. Man Aike (AFm1) presenta un rango de edad entre 46 y 42 Ma, debido a su correlación con los estratos ubicados en el valle del Río Las Chinas que contienen la información geocronológica de George *et al.* (2019). Además, edades U-Pb de 46 Ma (Fosdick *et al.*, 2015b; 2020) también son registradas en conglomerados similares a AFm1 en los alrededores de Cerro Castillo (discusión con Bostelmann). Por otro lado, el techo de la Fm. Man Aike se encuentra representado por una serie depósitos de canales distributarios y barras de desembocadura (AFm4) datados, mediante geocronología U-Pb, a lo más en 40 Ma (Le Roux, 2012; Otero *et al.*, 2013). George *et al.* (2019) extrajeron muestras geocronológicas 100 m por encima del contacto entre las formaciones Dorotea y Man Aike, en el valle Río Las Chinas, obteniendo también edades de 40 Ma.

La aparición de un horizonte glauconítico, en contacto abrupto con la unidad subyacente, marca el comienzo del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio. Dentro de este nivel se han reconocido varias superficies perforantes asignables a la lcnofacies de *Glossifungites* en el Puesto Las Flores, específicamente en los primeros 23 m de la sección estratigráfica de Ugalde (2014) (Figura 55; discusiones con Bostelmann y Ugalde), sugiriendo un complejo evento de erosión y depositación en la parte sur del área de estudio. Así, la amplia extensión de esta superficie (y del horizonte glauconítico suprayacente) dentro de Sierra Baguales permite sugerir un mecanismo de formación alocíclico. Comúnmente este tipo de mecanismos es asociado a drásticas variaciones eustáticas (e.g. Buatois y Encinas, 2006; Pearson *et al.*, 2012). Esta idea se encuentra sustentada por las fuertes variaciones eustáticas (diferencias ~ 25 m.s.n.m) observadas en las curvas de Miller *et al.* (2005) para edades próximas a los 40 Ma.

A grandes rasgos, la depositación del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio muestra una notoria tendencia agradacional. Esto es evidente al observar las mismas tendencias deposicionales en Estancia 3R (Este trabajo) y el Puesto Las Flores (Ugalde, 2014) (Figura 55). Un aspecto para destacar es la ocurrencia exclusiva de un arrecife ostrífero en la parte norte de Sierra Baguales (AFs2) como resultado de su proximidad a las zonas de descarga fluvial. También se destaca la fuerte y generalizada profundización del sistema deposicional asociado al Miembro Superior de la Fm. Río Turbio, evidenciado en una abundante y diversa variedad de dientes de tiburón que se extiende por toda Sierra Baguales, incluso abarcando gran parte de los afloramientos en los alrededores de El Calafate, al sur de Lago Argentino (e.g. Casadío *et al.*, 2009; Rodríguez Raising, 2010).

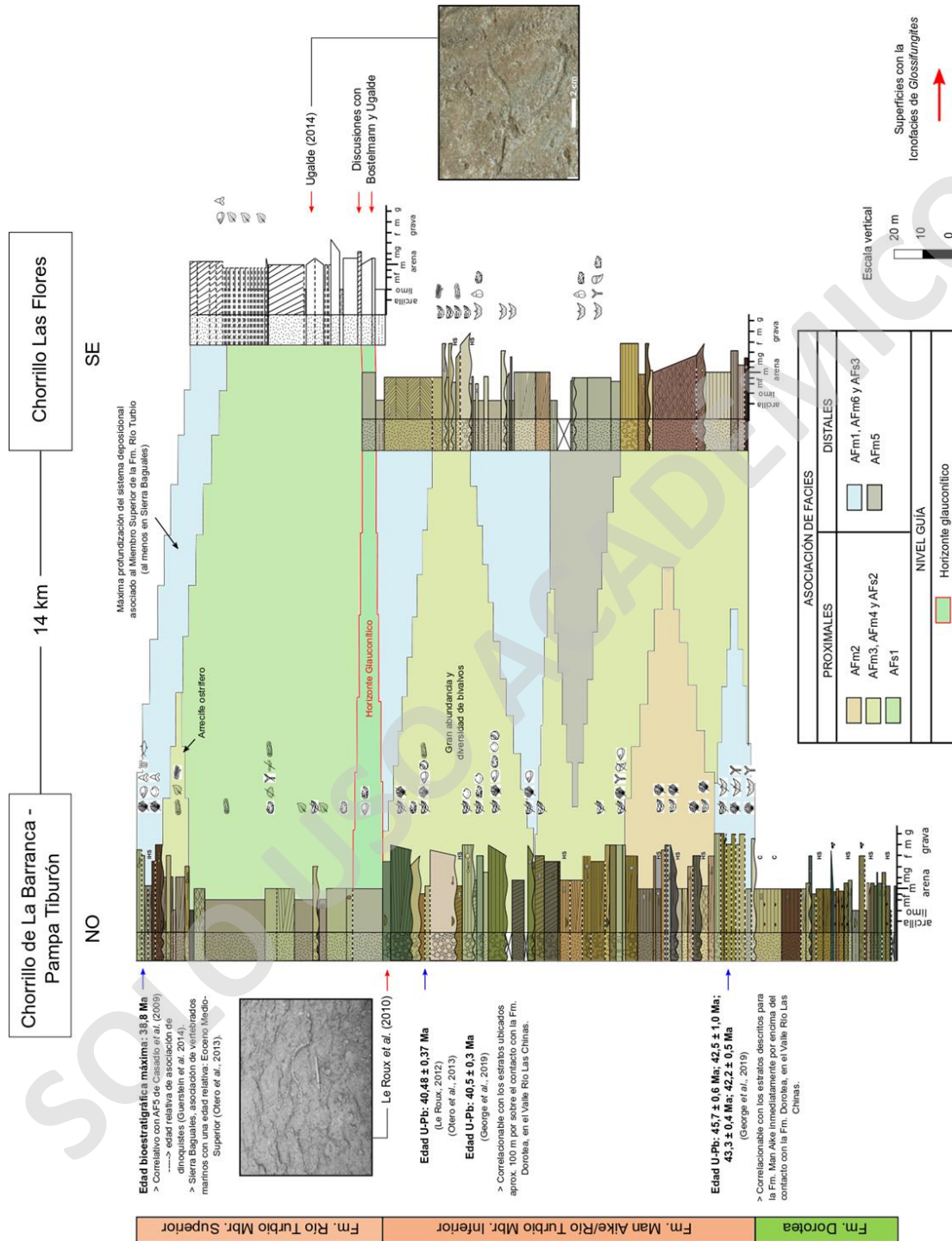


FIGURA 55. VARIACIONES LATERALES DE LAS FACIES SEDIMENTARIAS EN LA TRANSECTA NOROESTE-SURESTE DE SIERRA BAGUALES. LA SEGUNDA SECCIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL CHORRILLO LAS FLORES CORRESPONDE AL TRABAJO DE UGALDE (2014). LAS EDADES U-Pb SON EXTRAIDAS DE OTERO ET AL. (2013) Y GEORGE ET AL. (2019). LA INFORMACIÓN DE LA ICNOFACIES DE GLOSSIFUNGITES SE ENCUENTRA PUBLICADA EN LE ROUX ET AL. (2010) Y UGALDE (2014).

10.3. Proveniencia sedimentaria y contexto geológico

Generalmente, las cuencas de antepaís presentan una proveniencia sedimentaria mixta debido a su proximidad y relación con áreas caracterizadas por un activo magmatismo y deformación, lo cual genera una proveniencia combinada de arco magmático y faja plegada y corrida (Dickinson *et al.*, 1983, 1985; Weltje, 2006; Boggs, 2009). El modelo de Dickinson, a pesar de ser útil cuando se trata de romper la dependencia composicional con el tamaño de grano (Ingersoll *et al.*, 1984), es insatisfactorio al momento de analizar muestras cuyos sedimentos provienen de diversas fuentes (Weltje, 2006). Por esta razón, las muestras que caen dentro del campo de proveniencia mixto en el diagrama QmFLt (ver Figura 53) poseen un nivel de confianza menor que el resto, ya que el modelo por sí solo no permite cuantificar la contribución de las distintas fuentes de sedimentos y, mucho menos, discriminarlas en unidades específicas en tiempos determinados. Todo esto conlleva a que se usen métodos adicionales para complementar y precisar la información, como es el caso de los datos geocronológicos de circones detríticos que permiten discriminar las fuentes de proveniencia en función de la variable tiempo. De esta manera, se puede plantear un modelo de proveniencia bastante sólido para las formaciones Dorotea, Man Aike y Río Turbio, el cual permite entender el comportamiento tectónico de la Cuenca de Magallanes desde Maastrichtiano alto hasta el Oligoceno Superior.

Dentro del contexto geológico en el cual se encuentran las unidades en estudio, se propone la presencia de cuatro potenciales fuentes de sedimentos (Fosdick *et al.*, 2015b; Sickmann *et al.*, 2018; George *et al.*, 2019; Fosdick *et al.*, 2020): (1) complejos metamórficos e ígneos del Paleozoico-Triásico, expuestos a lo largo del margen oeste y noreste de la cuenca de antepaís; (2) rocas volcánicas asociadas a la fase extensiva jurásica, situadas al oeste y noreste de la cuenca; (3) rocas del arco magmático jurásico-paleógeno, representadas en el Batolito Surpatagónico, al oeste del área de estudio; y (4) rocas sedimentarias involucradas en el acortamiento andino de la faja plegada y corrida Patagónica, localizada en el margen oeste de la cuenca de antepaís.

Mediante datos termocronológicos de apatito, Fosdick *et al.* (2015a; 2020) sugirieron que existió un intenso reciclaje de la faja plegada y corrida Patagónica durante el Cenozoico. Incluso, señalan que el desarrollo hacia la cuenca de una topografía orogénica más joven habría aislado las áreas fuente ubicadas inmediatamente detrás del orógeno, implicando que los granos mesozoicos (observados en geocronología) pertenezcan más a las rocas sedimentarias del Cretácico Superior, en lugar del batolito mesozoico. Así que, considerando esta premisa, se desarrolló el estudio de proveniencia sedimentaria de este trabajo.

10.3.1. Proveniencia de la Fm. Dorotea

Comúnmente, los análisis petrográficos que derivan de la Fm. Dorotea y sus equivalentes, como la Fm. Calafate, señalan una marcada proveniencia de arco magmático (Macellari *et al.*, 1989; Romans *et al.*, 2010; González, 2015; Odino *et al.*, 2018). Asimismo, esta inferencia concuerda con el modelo termocronológico y geocronológico de Fosdick *et al.* (2015a), el cual sugiere una fuerte contribución de sedimentos procedentes del Batolito Surpatagónico para la Fm. Dorotea, durante el Cretácico Superior. Sin embargo, para el caso en estudio P1, las muestras sugieren una proveniencia de orógeno reciclado y/o mixto, debido a su alto contenido en cuarzo (Figura 56). Así que esta diferencia composicional podría estar originada por la presencia y/o combinación de dos factores: (1) un fuerte control paleoambiental, asociado a un mayor tiempo de transporte de los sedimentos y/o ambientes de sedimentación más energéticos (e.g. Suttner, 1974; Suttner *et al.*, 1981; Arribas, 2010; Marensi *et al.*, 2012); y (2) un intenso reciclaje de la faja plegada y corrida Patagónica (e.g. Dickinson, 1988; Leonard *et al.*, 2020).

Mediante los datos geocronológicos (George *et al.*, 2019; Fosdick *et al.*, 2020) de la parte superior de la Fm. Dorotea/Cerro Dorotea, se pudo observar que las edades procedentes del Cretácico Superior-Paleoceno (entre 100 y 62 Ma) permanecen casi constantes, siendo usualmente asociadas al Batolito Surpatagónico (George *et al.*, 2019). Al contrario, las edades del Cretácico Inferior (entre los 145 y 100 Ma) muestran una tendencia inversamente proporcional a las edades jurásicas (entre 178 y 145 Ma) y paleozoicas-triásicas (> 200 Ma). Esto permite sugerir una posible activación de la faja plegada y corrida Patagónica cada vez que aumenta la contribución del Cretácico Inferior, debido a que obstaculiza la proveniencia de las unidades más antiguas. Así, se reconocieron tres tendencias sedimentarias entre los 66 y 60 Ma: (1) las edades superiores a 66 Ma presentan una robusta contribución de edades jurásicas y paleozoicas a expensas de las edades del Cretácico Inferior (Figura 57A-D); (2) entre 65 y 62 Ma, aumenta la contribución de las edades cretácicas en lugar de las jurásicas y paleozoicas (Figura 57E y F); y (3) a ~ 60 Ma, nuevamente se da el primer caso (solo en Cerro Castillo; Figura 59C y D).

Por lo tanto, en base a la información petrográfica de Estancia 3R (Este Trabajo) y geocronológica del valle del Río Las Chinas (George *et al.*, 2019), se sugiere que P1 es resultado de un intenso reciclaje de la faja plegada y corrida Patagónica entre los 65 y 62 Ma (Figura 57E y F). Cabe señalar que Manríquez *et al.* (2019) sugirieron que las facies más continentales de la Fm. Dorotea, como es el caso de AFd1-3, pueden ser resultado de periodos cortos de actividad tectónica o glacioeustacia. Debido a la evidencia encontrada en este trabajo, se plantea que es más factible un origen tectónico para las muestras de P1, en el techo de la Fm. Dorotea.

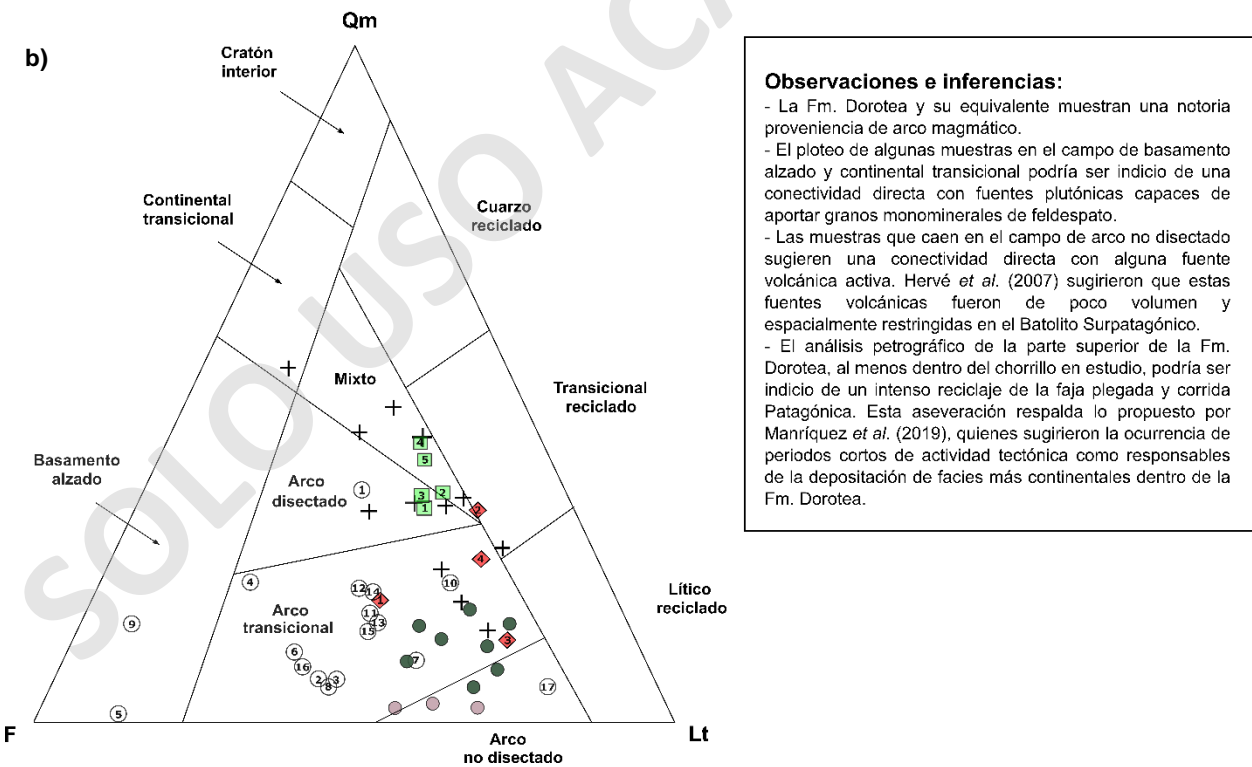
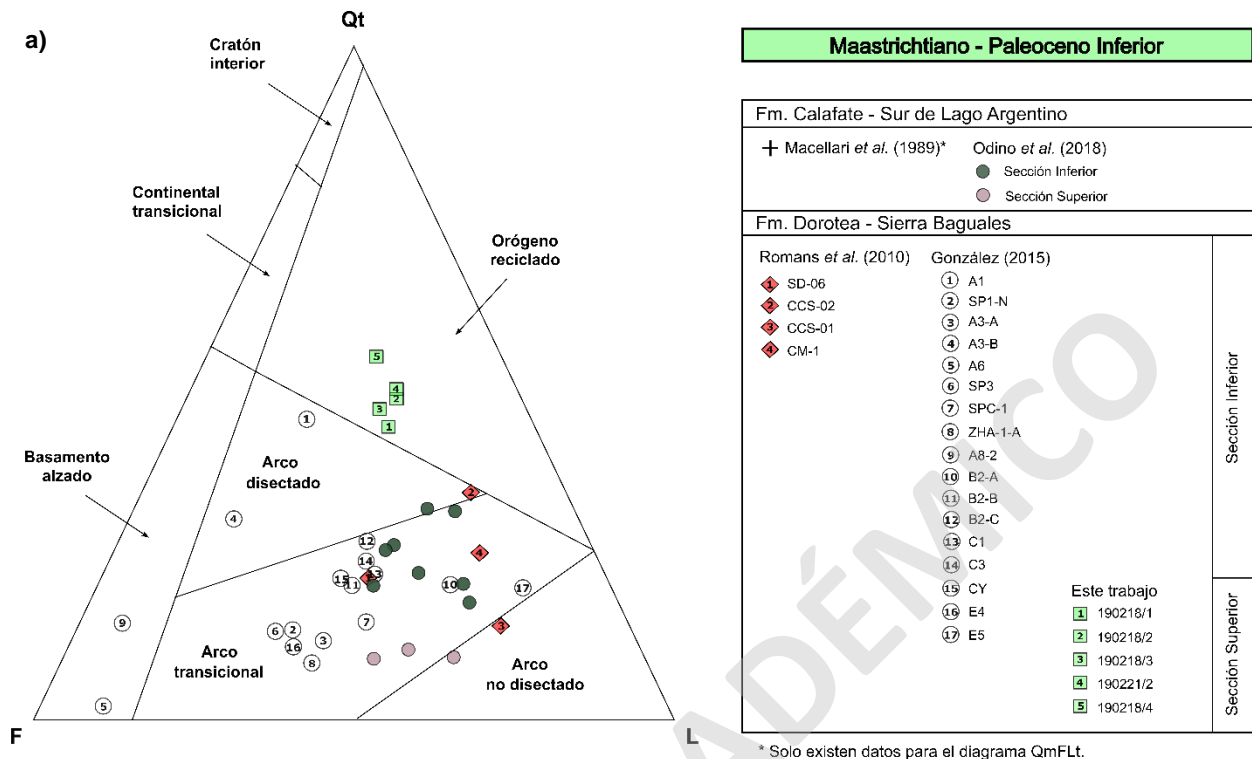


FIGURA 56. AMBIENTES TECTÓNICOS DE PROVENIENCIA SEDIMENTARIA SUGERIDOS PARA LAS FMS. DOROTEA Y CALAFATE. A) DIAGRAMA DE DICKINSON QtFL. B) DIAGRAMA DE DICKINSON QmFLt. INFORMACIÓN PETROGRÁFICA EXTRAÍDA DE MACELLARI *ET AL.* (1989), ROMANS *ET AL.* (2010), GONZÁLEZ (2015), ODINO *ET AL.* (2018) Y ESTE TRABAJO.

LEYENDA	
	56-39 Ma Eoceno
	66-56 Ma Paleoceno
	100-66 Ma Cretácico Superior
	145-100 Ma Cretácico Inferior
	157-145 Ma Jurásico Superior
	178-157 Ma Jurásico Medio
	200-178 Ma Jurásico Inferior
	325-200 Ma Paleozoico Superior - Triásico
	>325 Ma Proterozoico - Paleozoico Medio

Observaciones:

- George *et al.* (2019) consideran que la muestra 18BKH03 (color rojizo) no es representativa de la verdadera edad deposicional, debido a que su edad de máxima depositación es más antigua que las muestras subyacentes.
- Nótese que las muestras entre los 45,7 y 42,5 Ma presentan espectros de edades similares. Se observa una importante contribución del arco eoceno junto con material cretácico (y también jurásico).
- Hacia edades más jóvenes (entre 42,2 y 40,5 Ma), la proveniencia cretácica decae y se consolida la contribución del arco eoceno.

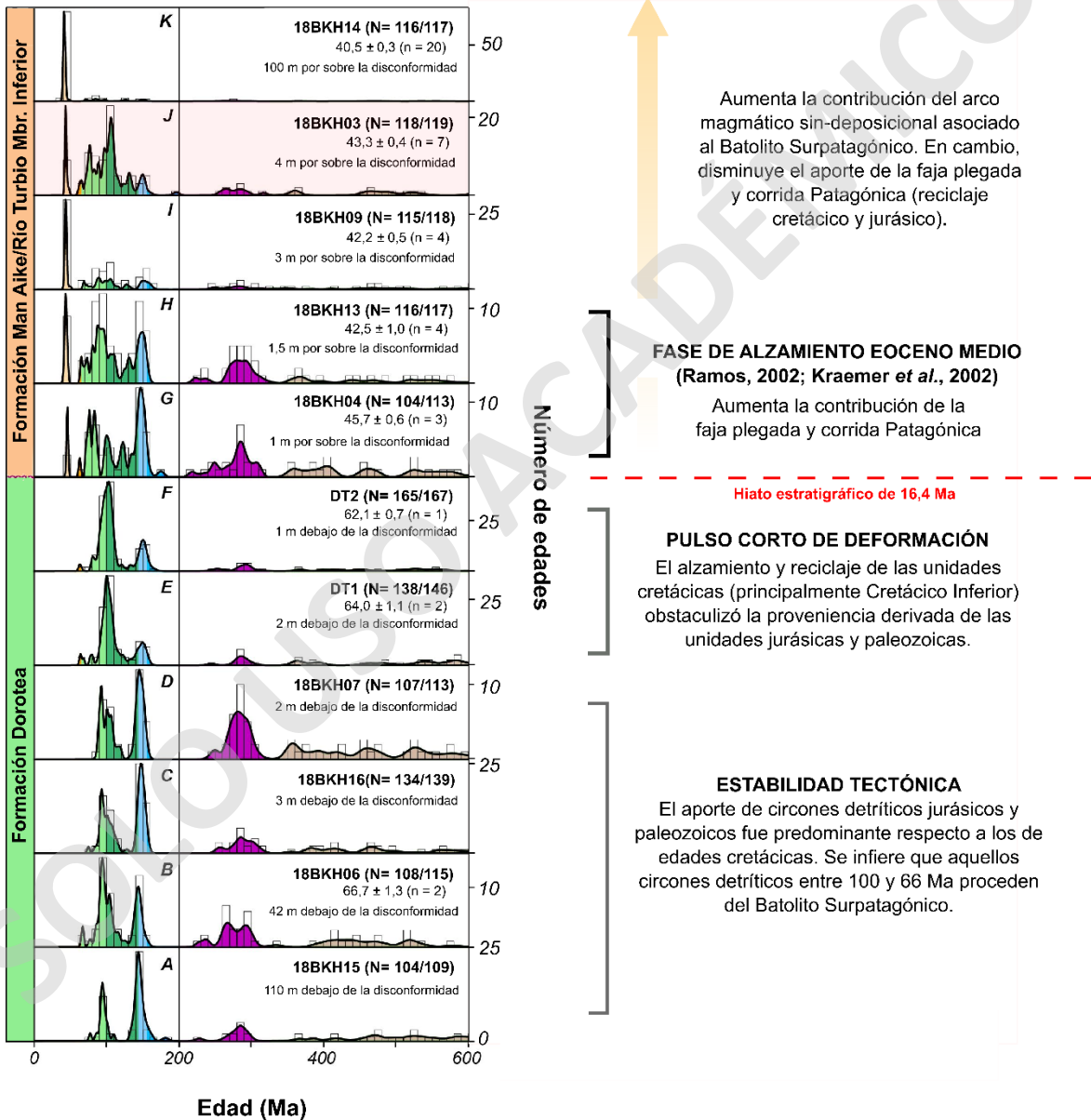


FIGURA 57. ACTIVIDAD TECTÓNICA Y PROVENIENCIA SEDIMENTARIA INFERIDA DE DATOS GEOCRONOLÓGICOS EN LA CÚSPIDE DE LA FM. DOROTEA Y BASE DE LA FM. MAN AIKE. LA INFORMACIÓN GEOCRONOLÓGICA DERIVA DE GEORGE *ET AL.* (2019).

10.3.2. Proveniencia de la Fm. Man Aike (~ Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio)

El modelo de Dickinson señala una marcada proveniencia de arco magmático para la Fm. Man Aike o Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio durante el Eoceno Medio alto. En específico, se puede observar una evolución de arco disectado (P2) a arco transicional (P3) en los diagramas QtFL y QmFLt (ver Figura 53). Al contrario, Soto (2019) indica un alto contenido de cuarzo para las muestras de la Fm. Man Aike en el área de El Calafate, al norte de Sierra Baguales, sugiriendo proveniencias de arco disectado a orógeno reciclado (Figura 58). Debido a esto, se sugiere que las muestras procedentes de El Calafate podrían estar afectadas por un fuerte control paleoambiental que elevó sus contenidos de cuarzo, ocultando su verdadera señal de proveniencia.

La información geocronológica (George *et al.*, 2019; Fosdick *et al.*, 2020), correlacionada hacia AFm1, sugiere un intenso reciclaje de la faja plegada y corrida Patagónica entre los 47 y 42,5 Ma, coincidiendo con la fase de alzamiento del Eoceno Medio para el paralelo de los 51°S (Ramos, 2002; Kraemer *et al.*, 2002). Este intenso reciclaje de las unidades cretácicas y jurásicas, entre 66 y 178 Ma, sería el responsable del aumento en el contenido de cuarzo y líticos sedimentarios observado en P2 (Figura 57G, H y J y Figura 59E y F). Al mismo tiempo, también es causante del pronunciado peak de fragmentos líticos metamórficos que se observa tanto en petrografía como en geocronología, cuyos detritos son asociados al Complejo Metamórfico Andino Oriental (edades entre 325 y 200 Ma). No obstante, es importante señalar que las edades jurásicas (178 y 145 Ma; Fms. El Quemado y Tobífera) y paleozoicas superior-triásicas (325 y 200 Ma; Complejo Metamórfico Andino Oriental) no provienen directamente de sus respectivas fuentes sedimentarias. Fosdick *et al.* (2020) señalan que estas áreas fuente se encontrarían relativamente aisladas producto del desarrollo de una topografía orogénica más joven hacia la cuenca. Así que el pronunciado peak de edades jurásicas y paleozoicas, observado en geocronología, es producto del reciclaje de las unidades cretácicas que son ricas en estos elementos detríticos, como las formaciones Punta Barrosa y Cerro Toro (Fildani y Hessler, 2005; Fildani *et al.*, 2008).

A pesar de que P2 presenta un alto contenido de cuarzo, este sigue mostrando una proporción significativa de fragmentos líticos volcánicos que le permite situarse dentro del campo de arco disectado. Sin embargo, mediante la petrografía es imposible diferenciar si estos fragmentos provienen directamente del Batolito Surpatagónico y/o del reciclaje de las unidades subyacentes. Para el caso en estudio, se propone que el alzamiento de la faja plegada y corrida

Patagónica obstaculizó en gran medida la contribución del Batolito Surpatagónico entre los 47 y 42 Ma, lo cual se puede observar en la información geocronológica de Sickmann *et al.* (2018) y Fosdick *et al.* (2015b; 2020) (Figura 60A). Aun así, los datos de George *et al.* (2019) señalan un pronunciado peak de edades eocénicas (entre 46 y 40 Ma) casi exclusivas de la altura latitudinal donde se encuentra el área de estudio (Figura 57G, H y J). Por lo tanto, se cree que la obstaculización no fue lo suficientemente prominente para impedir la contribución del Batolito Surpatagónico en el paralelo de los 50,5°S, permitiendo así una mezcla de detritos volcánicos procedentes del reciclaje de las unidades subyacentes y del arco magmático.

La continua remoción del material de la faja plegada y corrida Patagónica permitió que mejorada la conectividad entre el arco magmático y el depocentro. Así, de esta manera, se origina P3 producto de un aumento en el contenido de fragmentos líticos volcánicos a expensas de los demás componentes detríticos (Figura 58). Mediante la información geocronológica (Gutiérrez *et al.*, 2017; George *et al.*, 2019; Fosdick *et al.*, 2020) se ha estimado que esta fuerte contribución del Batolito Surpatagónico ocurrió entre los 42 y 40 Ma (Figura 60B). Asimismo, una aminorada contribución de las unidades cretácicas, a causa de la inactividad de la faja plegada y corrida, sería el principal responsable del declive de los fragmentos líticos metamórficos observado en P3. Aunque en la actualidad no se tenga registro de unidades volcánicas paleógenas, es importante señalar que este volcanismo fue bastante restringido y confinado exclusivamente al área de exposición del Batolito Surpatagónico, donde pudo haber sido completamente erosionado (Hervé *et al.*, 2007).

Adicionalmente, cabe destacar que la información geocronológica en Cerro Castillo (Fosdick *et al.*, 2015b; 2020) muestra una importante contribución de unidades cretácicas a los 41 Ma, pudiendo ser indicio de una faja plegada y corrida más prominente al sur del área de estudio (Figura 59G). Por lo tanto, a la altura del paralelo de los 51,5°S, sería esperable encontrar elementos reciclados como fragmentos líticos volcánicos, sedimentarios y metamórficos dentro de la misma petrofacies o su equivalente temporal.

10.3.3. Proveniencia del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio

El análisis petrográfico (P4) del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio señala una proveniencia sedimentaria de arco magmático disectado, como producto de un incremento del contenido de cuarzo con respecto a la unidad anterior (Figura 58). No obstante, a diferencia de P1 y P2, se descarta la incidencia de la faja plegada y corrida Patagónica debido a que la información geocronológica (Gutiérrez *et al.*, 2017; Fosdick *et al.*, 2020) muestra una débil contribución de las unidades cretácicas y jurásicas. También es descartada una contribución de cuarzo volcánico dado que se establecía un hiato volcánico en el Batolito Surpatagónico desde los 40 Ma (Hervé *et al.*, 2007). En consecuencia, se concluye que P4 se encuentra influenciada por un fuerte control paleoambiental que explicaría ciertos rasgos comunes en las muestras, como un alto contenido de cementos arcillosos, clastos subredondeados a redondeados y una baja integridad de fragmentos líticos volcánicos, feldespatos y minerales máficos. En este trabajo, no se descarta el aporte de fuentes plutónicas como posible explicación del alto contenido de cuarzo monomineral, tal como lo sugiere el modelo petrográfico de Dickinson (1985; 1988).

La información geocronológica (Gutiérrez *et al.*, 2017; Fosdick *et al.*, 2020) señala un pronunciado peak de circones detríticos entre los 36 y 35 Ma (Figura 59H e I), lo cual parece ser incoherente con un hiato volcánico en el Batolito Surpatagónico entre los 40 y 25 Ma (Hervé *et al.*, 2007). Por esta razón, se sugiere que su proveniencia vendría de las regiones ubicadas más al norte, como el Batolito Norpatagónico que siguió activo durante el lapso Eoceno-Oligoceno (Figura 60C) (Gianni *et al.*, 2016). Esta aseveración se halla respaldada por el alto grado de redondeamiento y la baja integridad de los fragmentos líticos volcánicos, lo cual sugiere un mayor tiempo de transporte para esta fracción. Del mismo modo, la información geocronológica sugiere una débil contribución de la faja plegada y corrida Patagónica que coincide con una tendencia decreciente de los líticos sedimentarios en P4. Sin embargo, los fragmentos líticos metamórficos presentan una tendencia creciente dentro de la misma petrofacies. Por lo cual, se plantea que su origen se encuentra asociado al reciclaje de las unidades cretácicas, como las formaciones Punta Barrosa y Cerro Toro, que contienen abundantes detritos procedentes del Complejo Metamórfico Andino Oriental (Fildani y Hessler, 2005).

En el techo del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio, la información geocronológica (Fosdick *et al.*, 2020) y petrográfica (Leonard *et al.*, 2020) sugieren una nueva reactivación de la faja plegada y corrida Patagónica (Cabalgamiento de Río Rincón-Castillo; Fosdick *et al.*, 2011), cuyo alzamiento e intenso reciclaje de las unidades cretácicas obstaculizaron nuevamente la proveniencia resultante del arco magmático coetáneo (Figura 60D; caso similar a P2).

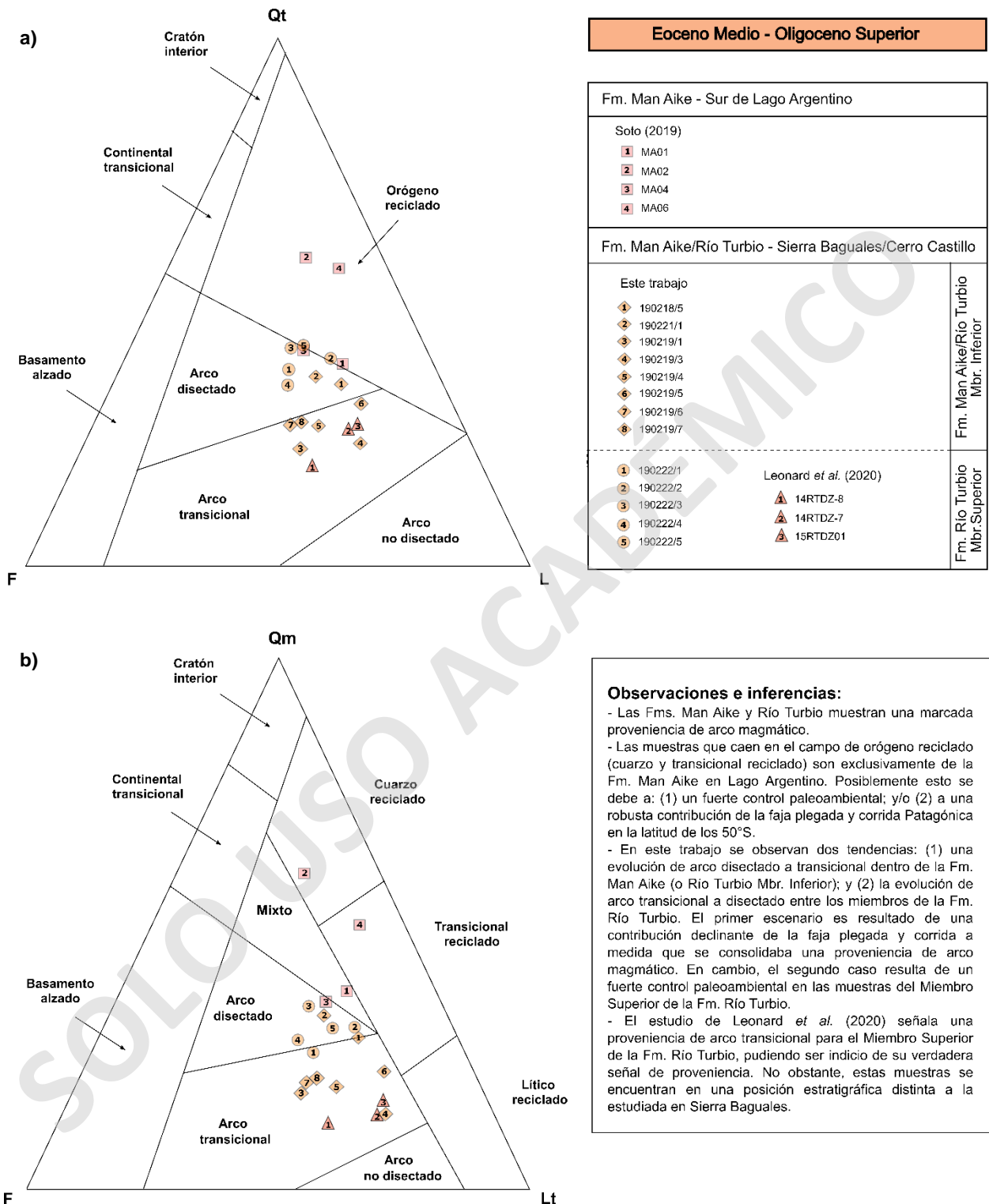


FIGURA 58. AMBIENTES TECTÓNICOS DE PROVENIENCIA SEDIMENTARIA SUGERIDOS PARA LAS FMS. MAN AIKE Y RÍO TURBIO. A) DIAGRAMA DE DICKINSON QTFL. B) DIAGRAMA DE DICKINSON QMFLT. INFORMACIÓN PETROGRÁFICA EXTRAÍDA DE SOTO (2019), LEONARD *ET AL.* (2020) Y ESTE TRABAJO.

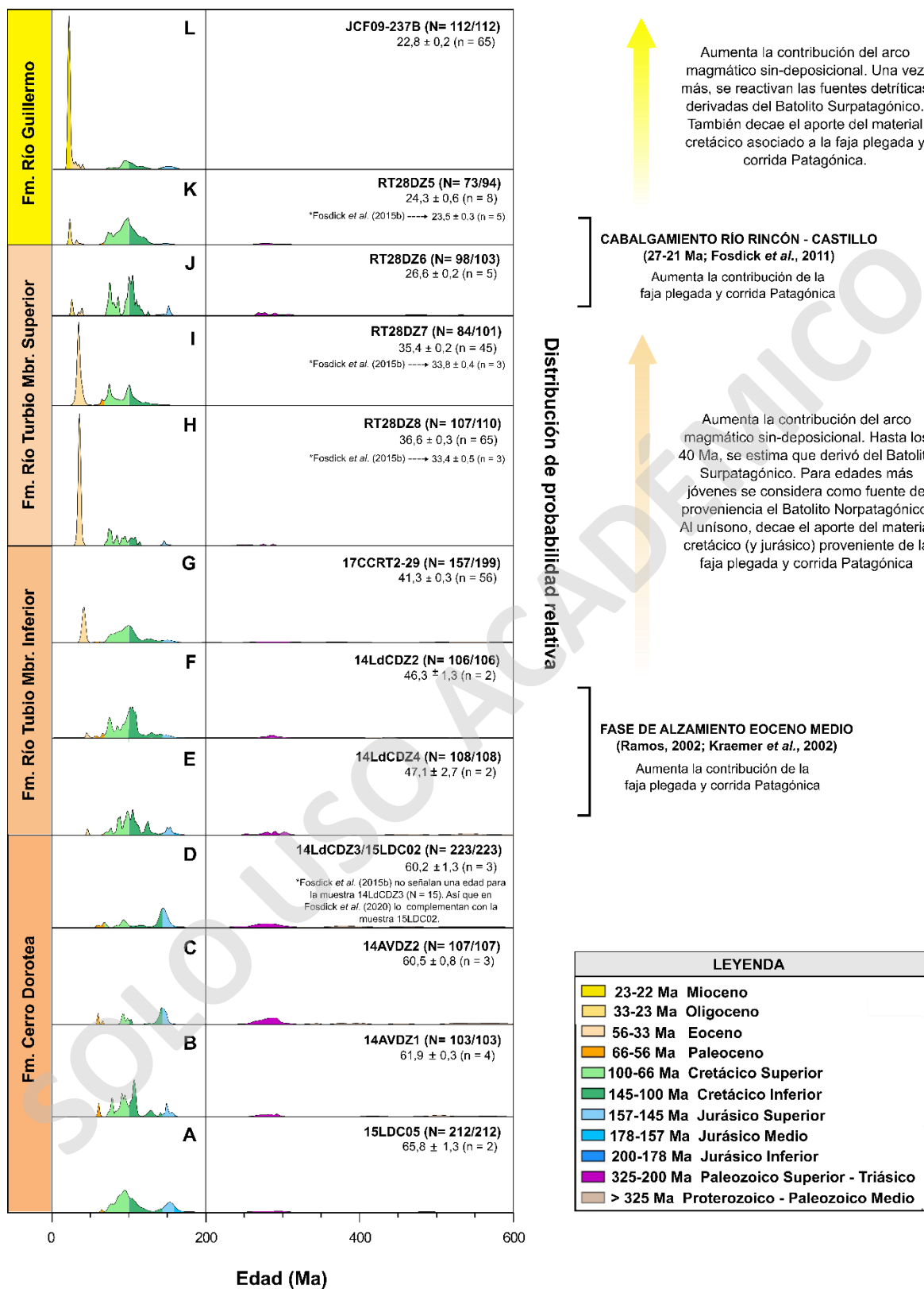


FIGURA 59. ACTIVIDAD TECTÓNICA Y PROVENIENCIA SEDIMENTARIA INFERIDA DE DATOS GEOCRONOLÓGICOS EN LAS UNIDADES CENOZOICAS. LA INFORMACIÓN GEOCRONOLÓGICA DERIVA DE FOSDICK ET AL. (2015B; 2020).

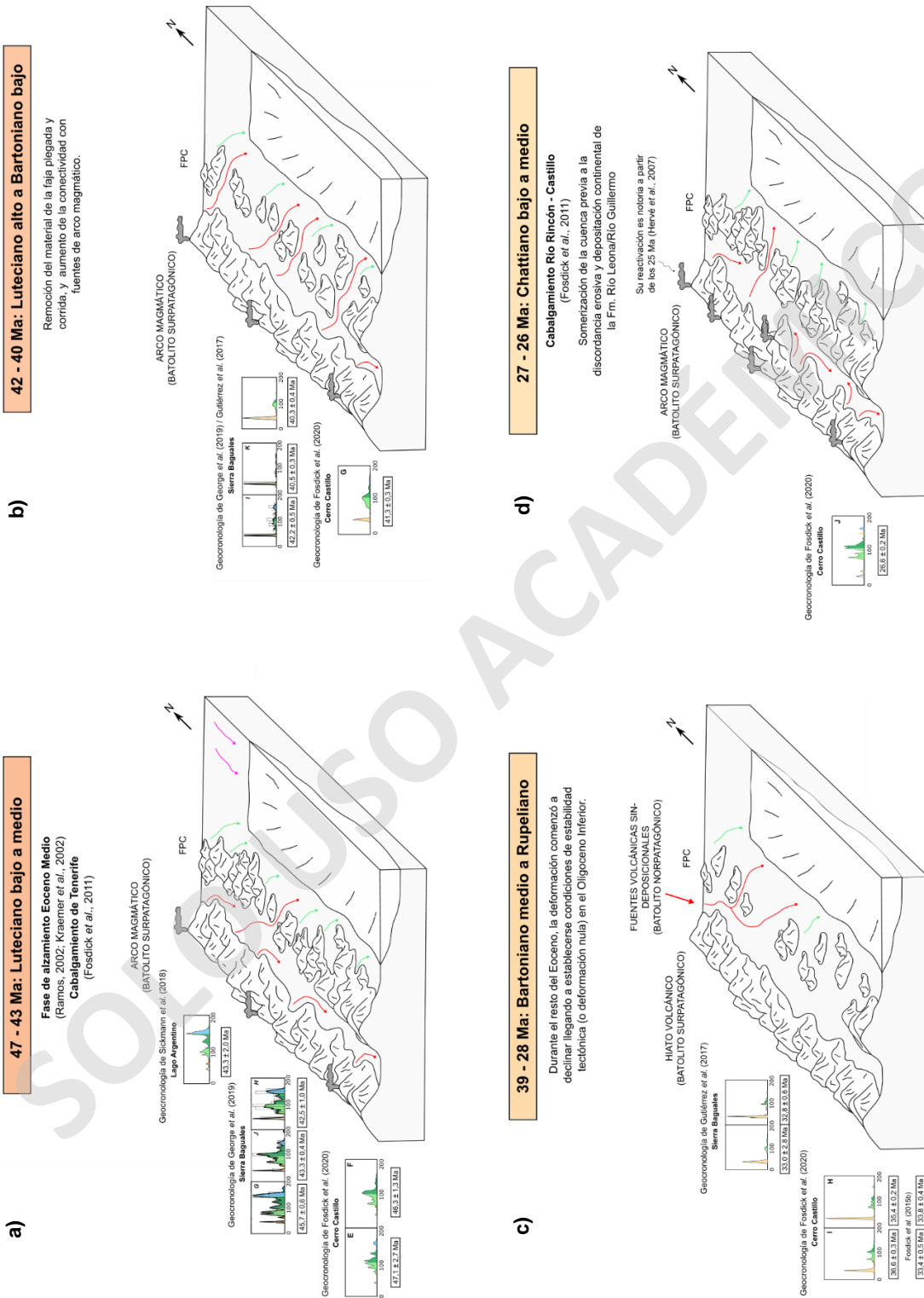


FIGURA 60. ACTIVIDAD RELATIVA DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA PATAGÓNICA EN BASE A UN RECOPILOTARIO DE DATOS GEOCRONOLÓGICOS U-Pb. A) FASE DE ALZAMIENTO EOCENO MEDIO (RAMOS, 2002; KRAEMER ET AL., 2002). B) CONSOLIDACIÓN DE LA CONTRIBUCIÓN DEL BATOLITO SURPATAGÓNICO. C) ESTABILIDAD TECTÓNICA DE LA CUENCA DE MAGALLANES. D) CABALGAMIENTO DE RÍO RINCÓN-CASTILLO (FOSDICK ET AL., 2011). LA INFORMACIÓN GEOCRONOLÓGICA DERIVA DE LOS TRABAJOS DE FOSDICK ET AL. (2015B), GUTIÉRREZ ET AL. (2017), SICKMANN ET AL. (2018), GEORGE ET AL. (2019) Y FOSDICK ET AL. (2020).

10.4. Correlaciones estratigráficas e implicancias regionales

La estratigrafía paleógena de Sierra Baguales corresponde a la continuidad geográfica de las formaciones Man Aike y Río Turbio definidas en la Provincia de Santa Cruz, Argentina. Por esta razón, se propone un modelo correlativo regional que busca reconocer aquellos niveles estratigráficos (o patrones sedimentarios) en común, como también asignarles (dentro de lo posible) una posición cronoestratigráfica a estos niveles en base a la información bioestratigráfica (e.g. González Estebenet *et al.*, 2014a y b; Guerstein *et al.*, 2014; González Estebenet *et al.*, 2015; 2016) y geocronológica (e.g. Fosdick *et al.*, 2015b; 2020). En particular, se usó como nivel guía al horizonte glauconítico que aflora en la base del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio y cuya génesis suele asociarse a un periodo de transgresión ocurrido en la Cuenca de Magallanes durante el Eoceno Medio alto (Malumián y Caramés, 1997; Malumián y Náñez, 2011; Le Roux, 2012). Si bien este nivel estratigráfico es reconocido en las formaciones Man Aike, Glauconítico B, Leticia y Río Turbio (Riccardi y Rolleri, 1980; Malumián y Caramés, 1997; Rodríguez Raising, 2010; Malumián y Náñez, 2011), su utilización como nivel guía puede ser bastante controversial debido a la abundancia de horizontes similares, pero carentes de extensión regional. A causa de esto, se decidió usar como referencia estratigráfica y sedimentológica la tesis doctoral de Rodríguez Raising (2010) para conocer la relevancia y extensión areal de estos horizontes dentro del distrito carbonífero de Río Turbio, localidad donde se definió la unidad en estudio.

En Sierra Baguales, el horizonte glauconítico que aflora en Estancia 3R se caracteriza por presentar una potencia de 8 m, acompañada por un alto grado de bioturbación (IB: > 4) y *Panopeas* sp. en posición de vida. Además, mediante el posicionamiento GPS, se puede señalar que algunos dientes de tiburón recolectados por Otero *et al.* (2013) se sitúan dentro de este mismo nivel estratigráfico. Bajo una perspectiva petrográfica, la glauconita presenta hábitos granulares con frecuentes fracturas, distribuyéndose de manera independiente respecto a los demás componentes detríticos. Según Amorosi (1997), todas estas características permiten sugerir un origen autóctono a paraúctono para el mineral (ver Tabla 4). Por otro lado, en Chorrillo Jabón (noroeste de Pampa Tiburón) este mismo horizonte glauconítico solo alcanza espesores de 2 a 3 m, mostrando concentraciones de glauconita que fluctúan entre un 5 a 10% (discusiones con Alarcón). Del mismo modo, dentro del Chorrillo Las Flores (sureste de Sierra Baguales) este horizonte se ubicaría en la base de la sección de Ugalde (2014), coordenadas 50°51'30,13"S/72°19'47,96"O, conservando muchas de las características ya mencionadas (discusiones con Alarcón, Bostelmann y Ugalde).

10.4.1. El Calafate (sur de Lago Argentino)

La Fm. Man Aike es una unidad eocena definida en Cerro Fortaleza, al norte de Lago Argentino (Feruglio, 1938; Piatnitzky, 1938; Furque, 1973). En su estratotipo esta mide entre 25 y 49 m (Camacho *et al.*, 2000; Nullo *et al.*, 2006), y se encuentra conformada por una sucesión de conglomerados y areniscas, con escasos niveles pelíticos, que representan un ambiente marino somero a costero relativamente energético (Nullo *et al.*, 2006). Debido a su cercanía con los afloramientos coetáneos en El Calafate, al sur de Lago Argentino, muchos autores (e.g. Macellari *et al.*, 1989; Marensi *et al.*, 2002; Casadío *et al.*, 2009) también deciden nombrar estas rocas como la Fm. Man Aike. Sin embargo, esta última sucesión sedimentaria parece estar directamente relacionada con la Fm. Río Turbio, ya que los estratos situados en El Calafate corresponden a la continuidad geográfica de los niveles observados en Sierra Baguales. Por esta razón, sería esperable encontrar a los dos miembros de la Fm. Río Turbio en esta localidad y no solo a uno al momento de cruzar el límite internacional hacia Argentina. Dicho esto, es importante señalar dos puntos: (1) no se cuestiona la correlación entre el Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio y la Fm. Man Aike, puesto que el estratotipo definido en Cerro Fortaleza presenta características litológicas y paleontológicas similares, incluso cronológicamente coincide dentro del rango de edades propuesto en este trabajo (entre los 47 y 40 Ma), con una edad U-Pb de $43,3 \pm 2,0$ Ma (Sickmann *et al.*, 2018); por lo tanto, (2) la controversia planteada anteriormente solo involucra a las rocas eocénicas situadas al sur de Lago Argentino, ya que estas representan la continuidad de las unidades descritas en Sierra Baguales y, a su vez, de Río Turbio.

Las rocas eocénicas presentes en El Calafate han sido estudiadas por diversos autores y asignadas nomenclaturalmente a la Fm. Man Aike (e.g. Marensi *et al.*, 2002; Casadío *et al.*, 2009; Rodríguez Raising, 2010; Pearson *et al.*, 2013; Soto, 2019). Específicamente, estos trabajos se han concentrado en la Estancia 25 de Mayo, dentro del Arroyo Calafate. En este lugar se describe una sucesión de 100 m de espesor compuesta principalmente por areniscas (y en menor medida conglomerados), que representan la evolución de un valle inciso a un ambiente estuarino (Casadío *et al.*, 2009; Rodríguez Raising, 2010), con un extenso complejo de dunas submareales (Pearson *et al.*, 2013).

Las características litológicas descritas en la porción superior de esta unidad son bastante similares a las observadas en la Estancia 3R (AFs3). En particular, en este trabajo, se analizarán las asociaciones de facies descritas en Casadío *et al.* (2009), poniendo énfasis en la asociación de facies 5 (AF5). Esta asociación de facies se compone de areniscas medias y finas, intercaladas por delgados bancos conglomerádicos y conchíferos. Al menos se reconocen dos

niveles altamente glauconíticos en AF5, uno en la base y otro en la porción superior (Soto, 2019). Por lo general, AF5 suele presentar una abundante y diversa bioturbación de la Icnofacies de *Skolithos*, acompañada de un contenido monoespecífico de bivalvos (*Panopea* sp.) en posición de vida. En el techo, las areniscas macizas recurrentemente albergan dientes de tiburón, rayas y restos óseos de peces (Casadío *et al.*, 2009; Pearson *et al.*, 2013; Soto, 2019). Características que también se encuentran en Pampa Tiburón, e incluso en la última cornisa de Chorrillo Jabón (discusiones con Alarcón), los cuales son reflejo de la continuidad y proximidad de estos estratos a través del límite internacional. Así, de esta manera, se puede sugerir una correlación entre AF5 y AFs3, que se sitúa en la porción superior de la columna en Estancia 3R (Figura 61).

Guerstein *et al.* (2014) determinaron una biocorrelación entre la secuencia VI de Rodríguez Raising (2010) y la porción superior de AF5 de Casadío *et al.* (2009), usando como referencia asociaciones de quistes dinoflagelados o dinoquistes. Por lo tanto, si AFs3 presente en Pampa Tiburón es la continuidad geográfica de AF5 entonces esta también sería correlacionable con la secuencia VI de Rodríguez Raising (2010). Bajo esta perspectiva, se ha estimado una edad relativa que se ubica entre el Eoceno Medio-Superior para los estratos que contienen la asociación de vertebrados marinos en Sierra Baguales (Otero *et al.*, 2013), pero aquella edad puede ser más acotada aun al Eoceno Medio alto, considerando la edad relativa asignada a la asociación de dinoquistes en El Calafate (45 a 39 Ma; Guerstein *et al.*, 2014).

Si bien las correlaciones entre la Fm. Man Aike y el Miembro Superior de la Fm. Río Turbio son bastante recurrentes en la literatura argentina (e.g. Casadío *et al.*, 2009; Rodríguez Raising, 2010; Guerstein *et al.*, 2014), incluso difiriendo de las propuestas chilenas que lo correlacionan con el Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio (e.g. Ugalde, 2014; Gutiérrez *et al.*, 2017; Ugalde *et al.*, 2018), estas discrepancias podrían tener su origen en un problema nomenclatural donde la Fm. Man Aike definida en su estratotipo (Cerro Fortaleza, al norte de Lago Argentino) fue extrapolada hacia el sur, en El Calafate. Sin embargo, estas rocas contemporáneas podrían tener una relación litoestratigráfica más directa con la Fm. Río Turbio situada más al sur. Debido a esto, se propone que a partir de AF3 de Casadío *et al.* (2009) comienza realmente la correlación con el Miembro Superior de la Fm. Río Turbio, ya que marca un cambio granulométrico dentro de la sucesión sedimentaria mostrando condiciones marinas más pronunciadas, como es el incremento en la abundancia y diversidad de la Icnofacies de *Skolithos*. Por lo tanto, el Miembro Inferior de la Fm. Río Turbio solo se encontraría en AF1 y AF2 de Casadío *et al.* (2009), reflejando así un abrupto acuñaamiento de su espesor hacia el noreste de la cuenca de antepaís (Figura 61).

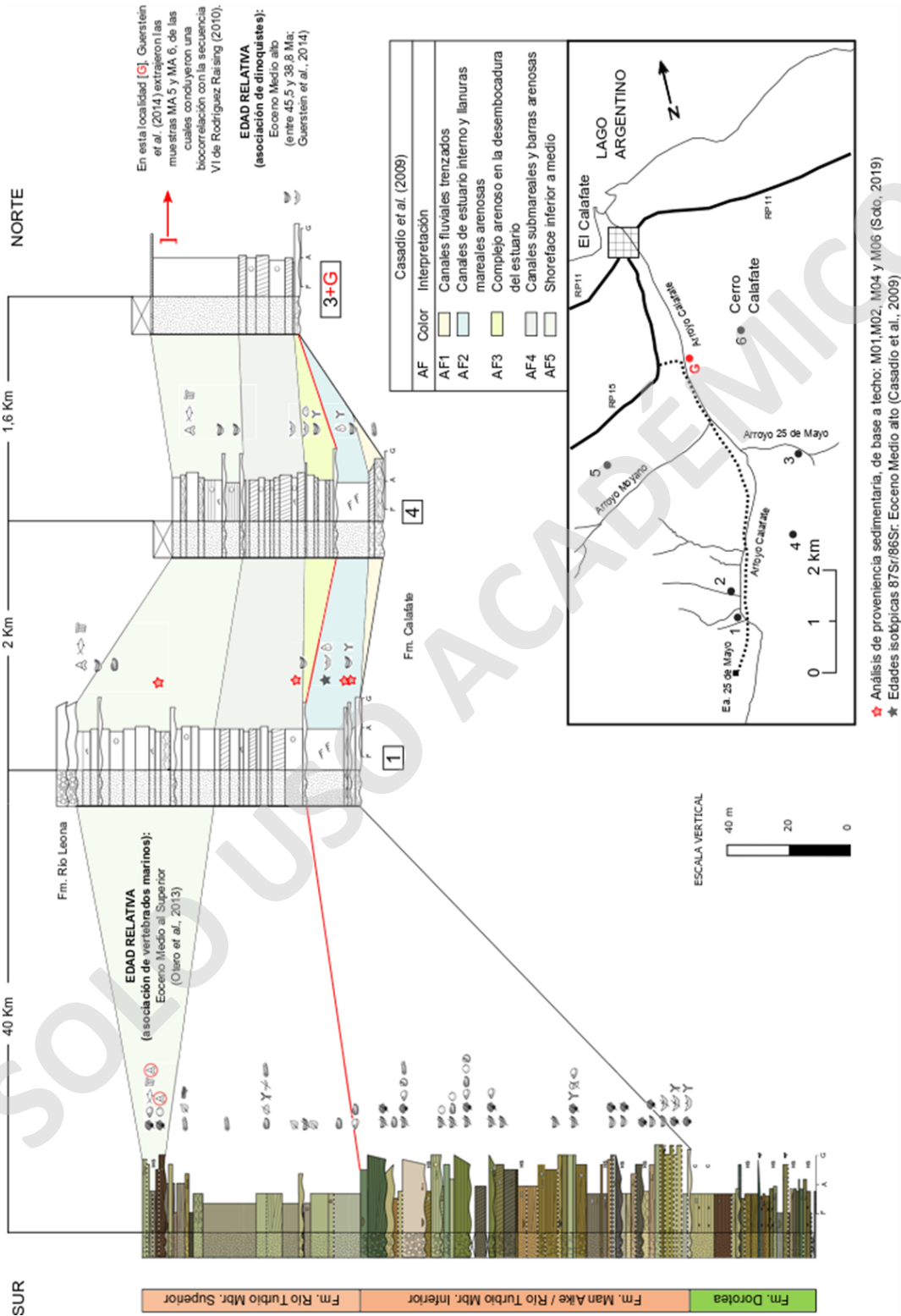


FIGURA 61. CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA ENTRE EL SUR DEL LAGO ARGENTINO Y SIERRA BAGUALES. LOS PERFILES UTILIZADOS PROVIENEN DEL TRABAJO DE CASADIO ET AL. (2009) O RODRÍGUEZ RAISING (2010).

10.4.2. Distrito Carbonífero de Río Turbio

La Fm. Río turbio, definida en su área homónima (Hünicken, 1955), presenta un gran número de estudios sedimentológicos y micropaleontológicos debido a la importancia económica de sus mantos de carbón en el país trasandino. A pesar de que sus estratos afloran de manera continua más allá del límite internacional, siendo reconocidos en localidades como Cerro Castillo (e.g. Fosdick *et al.*, 2015a y b; 2020), su extensión hacia Sierra Baguales se encuentra interrumpida por la erosión glacial ocurrida durante el Cuaternario. Sin embargo, esto no impide el reconocimiento de ciertos rasgos estratigráficos y sedimentológicos dentro de los estratos que permiten señalar la ocurrencia de procesos similares a los descritos en su localidad tipo.

Para fines prácticos se usó como marco estratigráfico la descripción original de Hünicken (1955), ya que corresponde al trabajo que definió el estratotipo en Sierra Dorotea (San José - Minas Río Turbio), siendo así posible conocer y correlacionar los límites estratigráficos propuestos por el autor, especialmente entre ambos miembros de la Fm. Río Turbio (Figura 62).

El contacto basal de la Fm. Río Turbio fue objeto de controversia durante décadas. Sin embargo, en los últimos años se ha consensuado que corresponde a una discordancia (a paraconcordancia) con un importante hiato estratigráfico de ~20 Ma (Santos García, 1988; Malumián y Caramés, 1997; Malumián *et al.*, 2000; Rodríguez Raising, 2010; Fosdick *et al.*, 2020). Este límite estratigráfico separaría las areniscas (y niveles heterolíticos) que conforman la parte cuspidal de la Fm. Cerro Dorotea, respecto a los conglomerados bioclásticos que pertenecen a la base de la Fm. Río Turbio (Santos García, 1988; Rodríguez Raising, 2010). Estas características propias de la cúspide de las unidades maastrichtianas (a paleocenas) también son registradas en las formaciones Calafate y Dorotea ubicadas en Lago Argentino y Sierra Baguales, respectivamente (Marenssi *et al.*, 2002; Casadío *et al.*, 2009; Schwartz y Graham, 2015; Manríquez *et al.*, 2019; Este trabajo). Manríquez *et al.* (2019) sugirieron la presencia episódica de depósitos continentales dentro de la Fm. Dorotea, en el cual las facies pertenecientes a la parte cuspidal fueron interpretadas como depósitos lacustres (asociadas a un cortejo de nivel bajo en la secuencia VI). No obstante, en este trabajo se propone que aquellas facies pertenecen a una planicie mareal arenosa (o de marea baja) debido a los constantes rasgos mareales (e.g. estratificaciones heterolíticas, cortinas de fango, etc.) que se observan en los últimos 40 m de la Fm. Dorotea.

A pesar de lo mencionado anteriormente, en estancia Cancha Carrera (~ 45 km al norte del estratotipo) estas características son casi imperceptibles generando controversias acerca del límite basal de la unidad, y cuya explicación se debería a que las facies de esta localidad

presentan rasgos marinos más pronunciados que el resto de los perfiles dentro del área de Río Turbio (Rodríguez Raising, 2010). Por esta razón, Rodríguez Raising (2010) considero desplazar el contacto sugerido por Hünicken (1955) hasta el límite internacional Chile-Argentina, solo para los alrededores de Río Guillermo y estancia Cancha Carrera. En consecuencia, el perfil de la sección estratigráfica del Valle de Río Guillermo – Cancha Carrera aumento hasta los 783 m de espesor, transformándola así en la representación más profunda del depocentro eoceno-oligoceno con facies de importante carácter marino y/o deltaicas distales (Rodríguez Raising, 2010). A su vez, este panorama regional, es coherente con las facies marinas (o deltaicas distales) encontradas en el Puesto Las Flores (sureste de Sierra Baguales), ratificando que hacia las proximidades de Cancha Carrera se halla la porción más distal y marina del sistema deposicional responsable de la Fm. Río Turbio (Figura 62).

Las secuencias estratigráficas descritas por Rodríguez Raising (2010) permiten reconocer ciertos patrones sedimentarios que son correlacionables con aquellos observados en Sierra Baguales, principalmente entre el estratotipo de la unidad y su afloramiento en Estancia 3R. Sin embargo, el autor posicionó cronológicamente estas secuencias dentro de un rango de edad que va desde el Eoceno Inferior al Superior. Actualmente, se sabe mediante información geocronológica (Fosdick *et al.*, 2015b; 2020) que estas secuencias abarcan edades entre el Eoceno Medio al Oligoceno Superior, planteando así un nuevo contexto cronoestratigráfico para la Fm. Río Turbio (Figura 62).

La secuencia I presenta las facies más gruesas de la unidad, las cuales son directamente vinculadas a procesos energéticos fluvio-derivados en condiciones submareales (Rodríguez Raising, 2010). En la localidad tipo se destaca la presencia exclusiva de un nivel glauconítico (a unos 30 m por debajo del Complejo Carbonífero Inferior), pero este carece de toda continuidad dentro del área de Río Turbio, siendo totalmente descartable una correlación con el horizonte guía estudiado en Sierra Baguales. No obstante, AFm1 en Estancia 3R posee características similares a las facies de esta secuencia pudiendo ser factible una litocorrelación entre ambas. Rodríguez Raising (2010) señala que esta secuencia posee una edad dentro del área de Río Turbio que va desde el Eoceno Inferior alto al Medio bajo, según estudios micro y macro paleontológicos. Por otro lado, edades U-Pb obtenidos en el valle del Río Las Chinas (George *et al.*, 2019), dentro niveles extremadamente similares a AFm1, sugieren un rango de edad entre 45,7 y 42,2 Ma (Eoceno Medio). Del mismo modo, edades U-Pb en Cerro Castillo (Fosdick *et al.*, 2015b; 2020) sugieren un rango de edad entre 47,1 y 46,3 Ma (Eoceno Medio), pero se desconoce realmente su posición estratigráfica dentro de la secuencia. Así que, frente a este

panorama cronoestratigráfico, solo se sugerirá que la secuencia I presenta una edad máxima de 43-42 Ma, debido a que en la actualidad se desconoce el comportamiento diacrónico de la discordancia basal y su posterior sedimentación, lo que imposibilita descartar cualquier información geocronológica o bioestratigráfica.

Las secuencias II y III corresponden a eventos de relleno simple y colmatación de paleovalles, los cuales son responsables de los mantos de carbón del Complejo Carbonífero Inferior (Rodríguez Raising, 2010). Debido a su continuó acuñaamiento hacia el norte dentro del área de Río Turbio, se estima que estas secuencias no afloran en Sierra Baguales. A pesar de esto, es importante destacar que Malumián y Caramés (1997) y Malumián *et al.* (2000) propusieron un horizonte glauconítico, ubicado inmediatamente por encima del Complejo Carbonífero Inferior (secuencia III), como nivel de referencia para delimitar a ambos miembros. El objetivo era utilizar esta capa como límite de separación de un abrupto cambio faunístico. Sin embargo, este nivel carece de continuidad dentro del área de Río Turbio, aflorando solo en las secciones próximas al estratotipo, motivo por el cual se descartó una correlación con el nivel guía estudiado en Sierra Baguales. Adicionalmente, de acuerdo con la posición cronoestratigráfica de ambas secuencias y evidencia micropaleontológica de perforaciones (Archangelsky, 1969; Guerstein *et al.*, 2014) se sugiere una fuerte edad dentro del Eoceno Medio alto.

Las secuencias IV y V presentan ambos ciclos grano-estratodecrecientes que son asociados al relleno de canales submareales (Rodríguez Raising, 2010). Respecto a la secuencia IV, esta representa una reactivación del control mareal perdido en la secuencia previa, caracterizada por una gradación hacia facies heterolíticas (depósitos de planicie) y la presencia monoespecífica de abundantes fragmentos de ostras adultas. En base a estas características y su posición estratigráfica, se puede inferir que la secuencia IV sería correlacionable con AFm2 dentro de la Estancia 3R. Por otro lado, la secuencia V presenta recurrentes facies conglomerádicas que albergan una abundante y variada fauna marina (principalmente bivalvos). Rodríguez Raising (2010) señala tendencias grano-estratodecrecientes, acompañadas de disminuciones progresivas del contenido fosilífero, que sugerirían tendencias somerizantes y equiparables a parasecuencias. Debido a esto, se considera que AFm3 y AFm4 serían la correlación más factible para la secuencia dentro del área de Sierra Baguales, ya que se observan las mismas tendencias litológicas y fosilíferas (e.g. Hünicken, 1955; Rodríguez Raising, 2010) como también una coherencia respecto a su posición estratigráfica dentro del área de estudio. Por lo tanto, usando solo la información geocronológica de Estancia 3R (Le Roux, 2012;

Otero *et al.*, 2013), se puede inferir una posición cronoestratigráfica para el techo de la secuencia V de a lo más 40 Ma (Bartoniano medio).

La secuencia VI se encuentra conformada por una sucesión principalmente arenosa que en cuya base presenta un nivel altamente glauconítico. A su vez, este nivel también es subyacido por una superficie con trazas fósiles asignables a la Icnofacies de *Glossifungites* (Rodríguez Raising, 2010). Debido a las características señaladas, su extensa continuidad dentro del área de Río Turbio, su fácil reconocimiento y una coherente posición estratigráfica regional y local permiten sugerir que este nivel glauconítico es correlacionable con el observado en la base de AFs1, el cual es usado como nivel guía para delimitar ambos miembros de la Fm. Río Turbio en Sierra Baguales. Inclusive, la complejidad del tramo basal es bastante similar entre el perfil más austral de la ruta 40 (Rodríguez Raising, 2010) y el Chorrillo Las Flores, ya que en ambos casos se observa un complejo intervalo de areniscas tabulares que son intercaladas por varias superficies de perforación asociadas a la Icnofacies de *Glossifungites*. De esta manera, se ratifica el complejo escenario de incisión y avance marino multiepisódico de Rodríguez Raising (2010), donde la superficie de mayor desarrollo se ubicaría por debajo del horizonte glauconítico. Además, esta superficie que delimita la secuencias V y VI, coincide también con el límite estratigráfico propuesto por Hünicken (1955) en el estratotipo de Sierra Dorotea. Por otra parte, los trabajos micropaleontológicos de González Estebenet *et al.* (2014a; 2015; 2016) y Guerstein *et al.* (2014) sugieren que la secuencia IV posee una edad relativa entre los 44,6 y 38,8 Ma. Sin embargo, esta edad puede ser acotada entre los 40 y 38,8 Ma (Bartoniano medio/alto) debido a su posición estratigráfica con respecto a la edad U-Pb de Estancia 3R (Le Roux, 2012; Otero *et al.*, 2013).

La secuencia VII representa una retrogradación del sistema sedimentario, donde facies conglomerádicas asociadas a canales submareales pasan a facies distales de sistemas de descarga hiperpícnica, con mayor conexión marina y menor control mareal (Rodríguez Raising, 2010). González Estebenet *et al.* (2014a) estudiaron las asociaciones de dinoquistes encontradas en la base de la secuencia, las cuales confirmaron una profundización del sistema deposicional junto con un incremento de la influencia de aguas oceánicas. Dicho esto, es importante señalar que esta profundización es distinta a la observada en AFs3 (o AF5 de Casadío *et al.*, 2009), puesto que Guerstein *et al.* (2014) no registran la presencia de *Impagidinium parvireticulatum* en El Calafate, un ejemplar clave para sostener una posible biocorrelación (González Estebenet *et al.*, 2016). Por esta razón, y un fuerte dominio del ejemplar *Enneadocysta dictyostila*, se sugiere que AF5 de Casadío *et al.* (2009) es biocorrelacionable con la secuencia

VI de Rodríguez Raising (2010). Por otro lado, bajo una perspectiva cronoestratigráfica, González Estebenet *et al.* (2014a) asignaron una edad relativa entre los 43,7 y 35,5 Ma para la secuencia VII. Posteriormente, González Estebenet *et al.* (2015; 2016) acotaron más aún esta edad entre los 38,8 y 35,5 Ma (Bartoniano alto a Priaboniano medio), siendo totalmente consistente con la posición cronoestratigráfica planteada en este trabajo.

La secuencia VIII presenta principalmente facies de arenisca y limolita, como también los mantos de carbón más extensos e importantes de la Fm. Río Turbio (Rodríguez Raising, 2010). En Chile, no se han reconocido facies sedimentarias homólogas a esta secuencia dentro del área de Sierra Baguales, pero si se tiene registro de su presencia en Cerro Castillo (Fosdick *et al.*, 2020) debido a su proximidad con las secciones de Cancha Carrera (e.g. Hünicken, 1955; Rodríguez Raising, 2010). Con respecto a su edad, González Estebenet *et al.* (2014a) señalan que el dominio del ejemplar *Vozzhennikovia apertura* (dinoquiste) no permite proponer una edad relativa concreta dado que no es un marcador bioestratigráfico confiable. Posteriormente, González Estebenet *et al.* (2015; 2016) reconocieron especies cosmopolitas en esta secuencia que sugieren un rango de edad entre los 35,5 y 33,5 Ma (Priaboniano medio a alto). Incluso, este rango cronológico para verse respaldado por las edades U-Pb tomadas en Cerro Castillo, en una altura estratigráfica próxima a los mantos de carbón B y A (Complejo Carbonífero Superior), que datan entre 36,6 y 35,4 Ma (Fosdick *et al.*, 2020). De esta manera, se propone que la secuencia VIII se encontraría dentro del límite Eoceno-Oligoceno, siendo coherente con la posición cronoestratigráfica de las secuencias VII y IX.

La secuencia IX se caracteriza por la presencia basal de facies conglomerádicas, con una fuerte influencia fluvial, que gradan a potentes bancos de limolita ricas en materia orgánica vegetal (Rodríguez Raising, 2010). Esta fuerte tendencia somerizante, en la parte cuspidal del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio, sería correlacionable con los niveles limosos observados por Le Roux *et al.* (2010) en los alrededores del Filón Manto La Cumbre. En Morro Guanaco, al norte de Chorrillo Jabón, también se han reportado niveles limosos con las mismas características, previos al contacto discordante con la Fm. Río Leona (discusión con Alarcón). Bajo una perspectiva cronoestratigráfica, su base ha sido datada en 33,5 Ma según la información bioestratigráfica de González Estebenet *et al.* (2015). Por otro lado, en Cerro Castillo, el techo de esta secuencia ha sido datado mediante geocronología U-Pb en $26,6 \pm 0,2$ Ma (Fosdick *et al.*, 2015b; 2020), y edades similares también han sido obtenidas dentro de Sierra Baguales (discusiones con Ugalde). Por esta razón, a la secuencia IX se le ha asignado una edad exclusivamente oligocena (Rupeliano bajo a Chattiano medio).

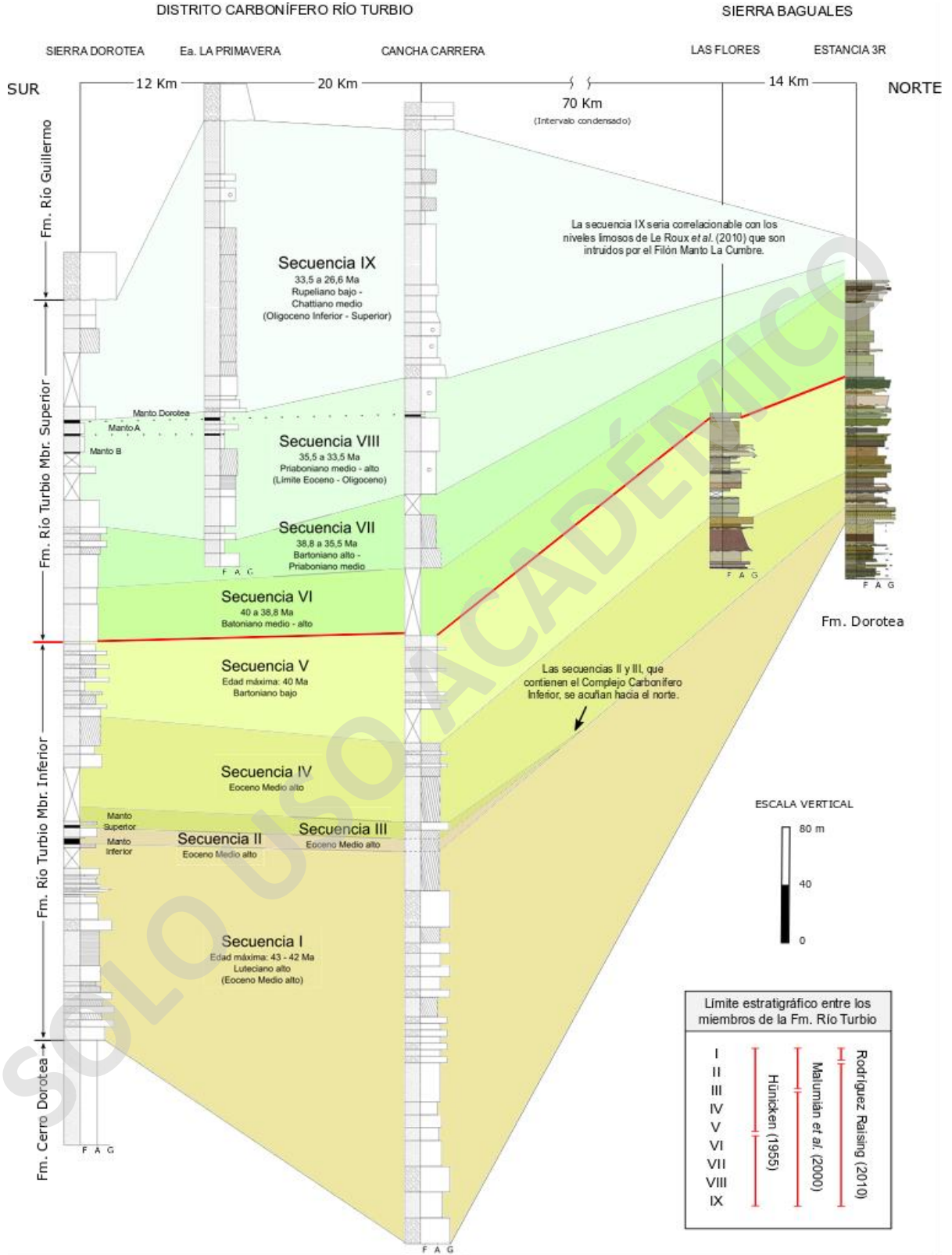


FIGURA 62. CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA ENTRE LAS ÁREAS DE RÍO TURBIO Y SIERRA BAGUALES. NÓTESE QUE LA POSICIÓN DE CADA SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA DENTRO DE LOS PERFILES DE HÜNICKEN (1955) FUE ESTIMADA EN BASE A LAS DESCRIPCIONES Y CORRELACIONES PROPUESTAS POR RODRÍGUEZ RAISING (2010).

10.5. La influencia del régimen tectónico paleógeno en el estilo de sedimentación y las relaciones de contacto

Durante el Paleógeno, se establecieron diversas dinámicas de subducción al oeste de Sudamérica, como resultado de una importante reorganización de las placas tectónicas en el Pacífico (Somoza y Ghidella, 2005, 2012). Así, aquellas variaciones en los procesos tectónicos habrían condicionado los estilos de deformación y sedimentación de toda la Patagonia Austral. Un aspecto relevante de este panorama regional sería la subducción de la dorsal sísmica de Farallón-Aluk (Fénix) entre los 52 y 50 Ma, en la latitud de los 42°S (Cande y Leslie, 1986; Somoza y Ghidella, 2005, 2012; Eagles y Jokat, 2014; VanderLeest *et al.*, 2020). Este evento es responsable de generar una ventana astenoférica durante el Eoceno, que conllevaría a la erupción de basaltos alcalinos en el retroarco y antepaís, con una fuerte firma geoquímica de Basaltos de Islas Oceánicas ('OIB') (Ramos, 2002, 2005; Ghiglione *et al.*, 2016). El mayor ejemplo de estos plateaus volcánicos es el Basalto Posadas, situado entre los 44 y 46°S, con edades K/Ar en roca total de 55 y 40 Ma (Espinoza *et al.*, 2005). Al unísono, este evento también condujo el emplazamiento del Complejo de Essexita (monzodiorita/monzogabro con foides) de Río Carbón, dentro de los niveles estratigráficos inferiores de la faja plegada y corrida Patagónica, a la altura de los lagos Belgrano y Argentino (47 a 50°S; Ramos, 2005; Ghiglione *et al.*, 2016). Por otro lado, y coetáneamente, se desarrollaba una fase de reactivación orogénica bastante notoria a partir de los 47°S (Kraemer, 1998; Kraemer *et al.*, 2002; Ramos, 2002; Fosdick *et al.*, 2013; Ghiglione *et al.*, 2016). Kraemer *et al.* (2002) señalan que esta activación del frente orogénico presenta una variación norte-sur (desde los 47 a 52°S) de su estilo de deformación, pasando de una deformación de piel gruesa (o de basamento) en el norte, a una de piel fina (o de cobertura) hacia el sur, como resultado del incremento de la cobertura de antepaís en este mismo sentido.

El pulso de deformación se habría desarrollado durante el Eoceno Medio afectando principalmente al dominio interno de la faja plegada y corrida Patagónica (Kraemer, 1998). Su origen estaría estrechamente vinculado a: (1) el inicio de la convergencia noreste de la placa de Farallón; y (2) la rápida migración hacia el sur del punto triple, compuesto por las placas de Farallón, Fénix/Aluk y Sudamérica (~20 cm/año; Somoza y Ghidella, 2005; 2012). Asimismo, la ocurrencia de intrusiones calcoalcalinas de hasta 40 Ma (Hervé *et al.*, 2007) sugiere que los procesos de subducción se mantuvieron hasta el Eoceno Medio alto en estas latitudes. Malumíán *et al.* (2000), en un afán de acotar temporalmente este pulso, señalaron edades entre 46 y 34

Ma en base a un análisis de los estratos de crecimiento de las unidades contemporáneas. Por otra parte, Fosdick *et al.* (2013) acotaron este evento entre 44 y 42 Ma, apoyados por los datos termocronológicos de apatito extraídos a lo largo del frente de deformación. Del mismo modo, complementando esta información, se puede observar un intenso reciclaje de la faja plegada y corrida dentro del área de estudio (50,5 y 51°S) hasta los 42,5 Ma, considerando solo el agrupamiento de la información geocronológica (e.g. Sickmann *et al.*, 2018; George *et al.*, 2019; Fosdick *et al.*, 2020) (ver Figura 60A). Por lo tanto, se deduce que la deformación comenzó a declinar a partir de los 42,5 y 42 Ma en estas latitudes (ver Figura 60B).

La discordancia erosiva que separa las formaciones Dorotea y Man Aike/Río Turbio presenta un hiato estratigráfico de aproximadamente 20 Ma (Malumián y Caramés, 1997; Fosdick *et al.*, 2015a; George *et al.*, 2019), siendo correlacionable con la discordancia "P3", de carácter regional, registrada en las cuencas de Magallanes y Malvinas (Biddle *et al.*, 1986). Por este motivo, se infiere que el proceso de reactivación orogénica tuvo implicancias regionales bastante amplias, pero aun así no fue capaz de cambiar el patrón de distribución de sedimentos (hacia el sur) que se venía dando desde el Cretácico Superior (e.g. Romans *et al.*, 2010; Schwartz y Graham, 2015; Sickmann *et al.*, 2019). De igual manera, el alzamiento del orógeno andino provocó nuevamente una subsidencia por flexión (o carga tectónica), evidenciada en una geometría estratigráfica que se engrosa hacia el oeste de la cuenca de antepaís (Biddle *et al.*, 1986). Al mismo tiempo, la erosión de la cuña orogénica desencadenó altas tasas de sedimentación que serían las responsables de la depositación de grano grueso observada en las formaciones Man Aike y Río Turbio (Mbr. Inferior) (Kraemer *et al.*, 2002; Rodríguez Raising, 2010; Fosdick *et al.*, 2015a; 2020). Se estima que estas condiciones perduraron hasta los 40 Ma, juzgando solo las edades U-Pb extraídas en el techo de la Fm. Man Aike (e.g. Le Roux, 2012; Otero *et al.*, 2013; George *et al.*, 2019).

A pesar de que el registro geocronológico (discusiones con Bostelmann y Ugalde) y bioestratigráfico (González Estebenet *et al.*, 2014a y b; Guerstein *et al.*, 2014; González Estebenet *et al.*, 2015; 2016) sugieren una depositación sin interrupciones a finales del Eoceno Medio (e incluso hacia su paso al Eoceno Superior), la presencia de la Icnofacies de *Glossifungites* entre el contacto de ambos miembros de la Fm. Río Turbio señala la ocurrencia de un hiato deposicional entre un evento erosivo y la sedimentación de la unidad sobreyacente (Pemberton *et al.*, 1992; Buatois y Encinas, 2006). Inclusive, la complejidad de la parte basal del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio sugeriría un avance marino multiepisódico, que es bastante notorio desde el distrito carbonífero de Río Turbio (Rodríguez Raising, 2010) hasta el

Puesto Las Flores, al sureste de Sierra Baguales. De hecho, Rodríguez Raising (2010) infiere que en esta secuencia estratigráfica (S.VI) se habría desarrollado el lapso de mayor avance marino dentro de la Fm. Río Turbio. Esta misma situación también es apreciable en AF5 de Casadío *et al.* (2009) y AFs3 de este trabajo. Por lo cual, se plantea que este episodio transgresivo tuvo implicancias regionales dentro de la Cuenca de Magallanes, estando directamente relacionado a un drástico ascenso del nivel eustático global durante el Eoceno Medio alto, el cual alcanzó su punto culminante en el Eoceno Superior (Figura 63; Miller *et al.*, 2005). De esta manera, se habría desarrollado la significativa retrogradación del sistema deposicional cuyo apogeo daría origen a la secuencia VII de Rodríguez Raising (2010). A pesar de que modelos estructurales sugieren un aumento de la deformación hacia el límite Eoceno-Oligoceno (e.g. Torres Carbonell *et al.*, 2008 en Rodríguez Raising, 2010), los datos geocronológicos de Gutiérrez *et al.* (2017) y Fosdick *et al.* (2020) señalan lo contrario, al menos dentro del área de estudio (ver Figura 60C). En ellos, se observa una actividad orogénica bastante amenguada desde los 40 Ma, evidenciado un tenue aporte de la faja plegada y corrida Patagónica. Esta idea coincide con lo propuesto por Skarmeta y Castelli (1997 en Rodríguez Raising, 2010), quienes sugirieron el fin de la deformación durante el límite Eoceno-Oligoceno para el paralelo de los 51°S.

El cese de la deformación en estas latitudes coincide con el arribo del punto triple al paralelo 42°S en el Eoceno Medio alto (42 Ma; Cande y Leslie, 1986; Ramos, 2002; Folguera y Ramos, 2002). Es más, después de los 40 Ma comienza a establecerse un hiato volcánico en el Batolito Surpatagónico (Hervé *et al.*, 2007), sugiriendo una interrupción de los procesos subductivos que se venían dando durante el pulso de deformación. VanderLeest *et al.* (2020) sugieren que los efectos causados por la subducción de la dorsal de Farallón-Aluk (Fénix) llegaron aproximadamente a los 30 Ma, cuando el “cono de influencia” (orientado hacia el noreste) alcanzó el al área de estudio. No obstante, en la actualidad no existe registro coetáneo de volcanismo con afinidades de Basalto de Islas Oceánicas en los alrededores de Sierra Baguales. Al contrario, Ewing *et al.* (2018) y Müntener *et al.* (2018) determinaron mediante datos geoquímicos e isotópicos una convergencia lenta y oblicua para el periodo abarcado entre los 30 y 25 Ma. Por lo tanto, más allá de que modelo tenga la razón, en ambos casos se sugieren condiciones de estabilidad tectónica (o deformación nula) dentro de la región de antepaís durante el Oligoceno Inferior. Posiblemente, estas condiciones propiciaron la formación (y gran extensión) del manto de carbón Dorotea, ubicado en el techo de la secuencia VIII de Rodríguez Raising (2010), dado que se necesitó un lapso importante de tiempo en el cual la interacción entre el

nivel eustático y la progradación de los sistemas deposicionales fuese bastante equilibrada para influenciar una vasta área de aprox. 45 km de largo.

A partir del Oligoceno Superior, la convergencia entre las placas de Farallón y Sudamérica se volvió ortogonal (este-oeste), desencadenando un aceleramiento de su propia tasa de convergencia (Figura 63; Ramos, 2002; 2005; Somoza y Ghidella, 2005; 2012). Esta nueva dinámica de subducción habría provocado la reaparición de las intrusiones calcoalcalinas en el Batolito Surpatagónico, entre los 25 y 16 Ma (Hervé *et al.*, 2007; Ewing *et al.*, 2018; Müntener *et al.*, 2018). Del mismo modo, se reactivó el avance del frente de deformación hacia el antepaís, siendo representado por el Cabalgamiento Río Rincón - Castillo (27 Ma; Fosdick *et al.*, 2011). Esta deformación de piel gruesa causó un alzamiento de 2 km del basamento paleozoico-jurásico, cambiando los patrones de dispersión de sedimentos hacia el este dentro de la cuenca de antepaís (Fosdick *et al.*, 2011; 2015a; 2020). Además, este evento se encuentra bien registrado en la información geocronológica (Fosdick *et al.*, 2015b; 2020), donde el aporte sedimentario de la faja plegada y corrida vuelve a incrementarse (ver Figura 60D). Simultáneamente, el nivel eustático global que venía decayendo desde el Oligoceno Inferior alcanzó su punto más bajo en este periodo, el cual se mantendría durante todo el Neógeno (Figura 63; Miller *et al.*, 2005). Así, de esta manera, se promovieron las condiciones de somerización observables en los últimos estadios sedimentarios del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio. Aquello, estaría evidenciado en un aumento de los depósitos fluviales dentro de la secuencia IX de Rodríguez Raising (2010), como también en un mayor contenido de materia orgánica vegetal dentro del sistema sedimentario. Posteriormente, la consolidación de esta deformación compresiva causaría el hiato estratigráfico (~ 2 Ma) y la discordancia erosiva que separaría a esta unidad de los depósitos continentales de la Fm. Río Guillermo/Río Leona (Fosdick *et al.*, 2020).

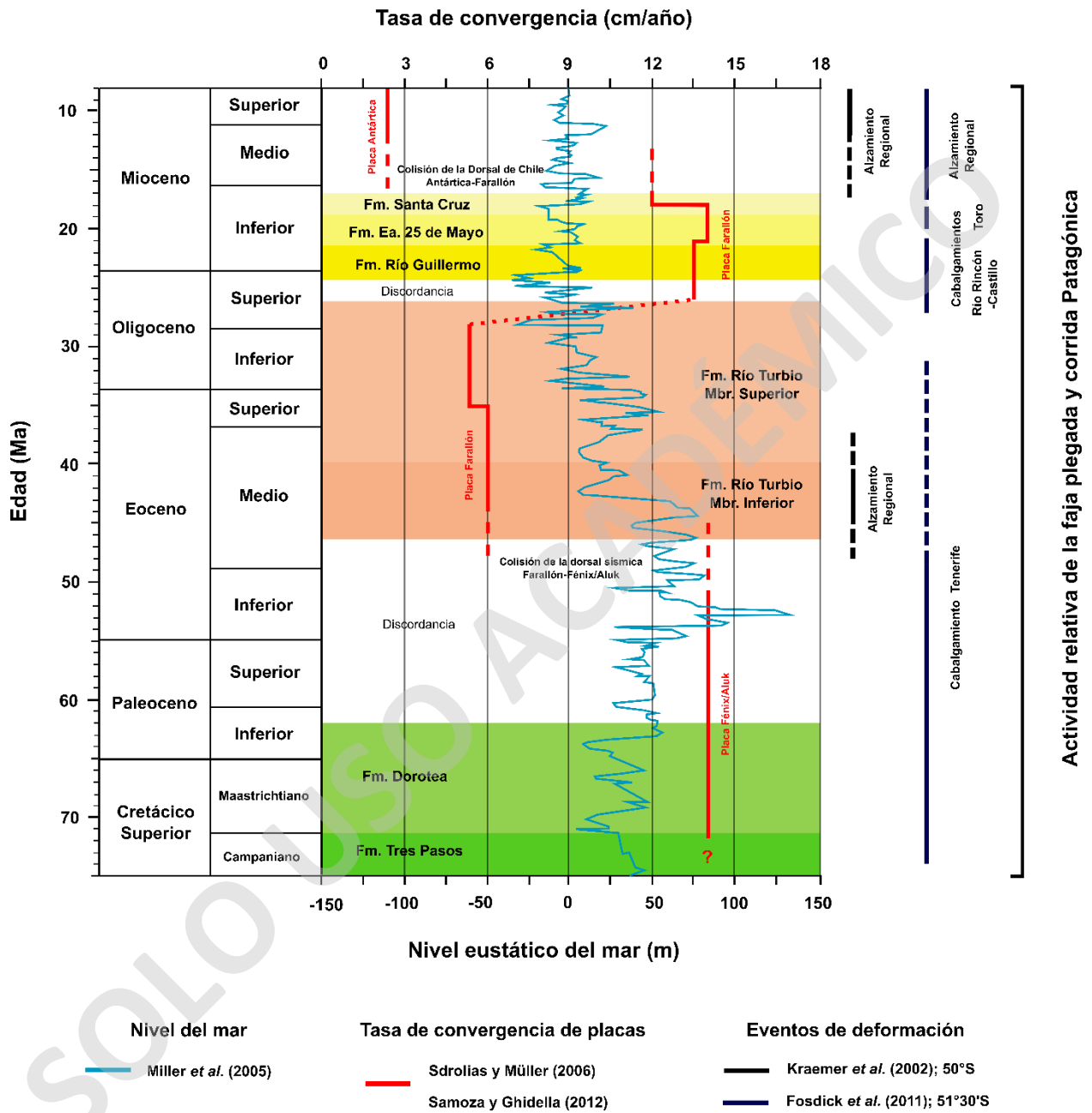


FIGURA 63. VARIACIONES EUSTÁTICAS DURANTE LA DEPOSITACIÓN DE LAS UNIDADES DE ANTEPAÍS EN EL PARALELO DE LOS 51°S. LA INFORMACIÓN DEL NIVEL DEL MAR GLOBAL DERIVA DE MILLER *ET AL.* (2005). TASAS DE CONVERGENCIA ENTRE LAS PLACAS DE FÉNIX/ALUK, FARALLÓN Y ANTÁRTICA CONTRA LA PLACA SUDAMERICANA PARA LOS 49°S, DE SDROLIAS Y MÜLLER (2006) Y SOMOZA Y GHIDELLA (2012). LA ACTIVIDAD DE LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA PATAGÓNICA SE ENCUENTRA DOCUMENTADA EN KRAEMER *ET AL.* (2002) Y FOSDICK *ET AL.* (2011). LAS EDADES DE LAS DEPOSITACIONES FUERON EXTRAÍDAS DE FOSDICK *ET AL.* (2015B Y 2020) Y GEORGE *ET AL.* (2019). EL ESQUELETO DE LA FIGURA FUE DISEÑADO CONSIDERANDO COMO BASE EL MODELO PROPUESTO POR LEONARD *ET AL.* (2020).

Capítulo 11

Conclusiones

A partir de los resultados estratigráficos, sedimentológicos y petrográficos de este trabajo, se han llegado a las siguientes conclusiones con respecto a las hipótesis formuladas:

1. Este estudio ha reconocido tres unidades distintas: las formaciones Dorotea, Man Aike (o Miembro Inferior de la Formación Río Turbio) y el Miembro Superior de la Formación Río Turbio. En particular, la porción cuspidal que aflora de la Fm. Dorotea presenta areniscas de color pardo amarillento, maduras composicionalmente, con niveles heterolíticos e intercalaciones milimétricas de carbón. Esta unidad es sobreyacida por bancos conglomerádicos de la Fm. Man Aike, mediante un contacto discordante a paraconcordante. Generalmente, esta unidad eocena presenta una granulometría gruesa, de color gris marrón, la cual contiene una abundante y diversa variedad de invertebrados marinos, principalmente bivalvos. En Estancia 3R se ha estimado un espesor total de 108,8 m para la Fm. Man Aike. Hacia el techo, se encuentra en contacto concordante con un horizonte glauconítico que marca el comienzo del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio. Debajo (y entre) este horizonte glauconítico se hallan superficies perforantes asignables a la lcnofacies de *Glossifungites*, lo que sugiere un complejo hiato entre el evento erosivo (que exhumó el sustrato) y la posterior depositación de la unidad. El Miembro Superior de la Fm. Río Turbio se caracteriza por una granulometría fina (areniscas y limolitas), dominada por restos vegetales (troncos e improntas foliares) y una baja diversidad de bivalvos. Además, el estudio petrográfico de esta unidad ha demostrado que la glauconita tiene una procedencia autóctona a parautóctona.
2. Las litofacies de la Fm. Man Aike muestran una fuerte variación lateral hacia el sureste. De este modo, las facies más proximales del sistema de descarga deltaico se encontrarían en Estancia 3R, al noroeste de Sierra Baguales, siendo representados por granulometrías más gruesas (conglomerados y areniscas) y abundantes fragmentos de ostras. Al contrario, en el Puesto Las Flores (al sureste de Sierra Baguales), se hallan las facies más distales del sistema deltaico, evidenciados por una granulometría fina (areniscas y limolitas) con claros rasgos marinos de plataforma continental. Por este motivo, se sugiere un sistema deltaico de grano grueso con una fuerte progadación hacia

el sureste, corroborando la idea de que en los alrededores de la estancia Cancha Carrera se encuentran las facies más distales y marinas de la unidad eocena.

3. Bajo una perspectiva cronoestratigráfica, se ha correlacionado aquellos niveles que contienen información geocronológica y bioestratigráfica de estudios previos. Así, mediante este método y los datos geocronológicos, se llegó a la conclusión que la base de la Fm. Man Aike (AFm1) presenta una edad entre 46 y 42 Ma. Mientras que para su techo (AFm4) se ha estimado una edad cercana a los 40 Ma. Además, se ha inferido que el techo de la columna estratigráfica (AFs3) presenta una edad bioestratigráfica máxima de 38,8 Ma, debido a su correlación con AF5 de Casadío *et al.* (2009) la cual contiene la información bioestratigráfica de Guerstein *et al.* (2014).
4. A pesar de que el arco magmático estuvo activo hasta los 40 Ma, se reconocieron dos petrofacies distintas dentro de la Fm. Man Aike: P1 y P2. La primera petrofacies se caracteriza por su alto contenido de cuarzo derivado de un intenso reciclaje de la faja plegada y corrida Patagónica. La información geocronológica entre los 46 y 42,5 Ma respalda esta aseveración, señalando una cierta obstaculización del aporte volcánico resultante del Batolito Surpatagónico. En cambio, la segunda petrofacies presenta un alto contenido de fragmentos líticos volcánicos sugiriendo una consolidación de las fuentes volcánicas procedentes del Batolito Surpatagónico, tal como lo muestra también la información geocronológica entre los 42 y 40 Ma.

Recomendaciones

A partir de los resultados y conclusiones de este trabajo se recomiendan los siguientes estudios dentro del área de Sierra Baguales, con el objetivo de complementar y resolver aquellas incertidumbres asociadas al sistema deposicional eocénico.

1. Resolver en terreno dos relaciones de contacto controversiales. La primera consiste en analizar si la porción limosa ubicada entre y sobre el Filón Manto La Cumbre corresponde realmente al techo del Miembro Superior de la Fm. Río Turbio. Si es así, reconocer y posicionar el contacto con la Fm. Río Leona/ Río Guillermo. Por otra parte, la segunda incertidumbre radica en corroborar cual es la superficie de mayor desarrollo de la lcnofacies de *Glossifungites* en el Chorrillo Las Flores, específicamente, en los primeros 23 m de la columna estratigráfica de Ugalde (2014). Al menos, en base al modelo estratigráfico propuesto, se sugiere que esta se ubicaría entre el nivel limoso basal y la primera arenisca glauconítica de la sección de Ugalde (2014), pero se desconoce ciertamente su real extensión.
2. A pesar de que no se encuentra directamente en el área de estudio, sería ideal levantar una columna estratigráfica de la Fm. Man Aike en el valle del Río Las Chinas. Mediante esto, se espera posicionar de manera directa las edades U-Pb de George *et al.* (2019) y, así, poder otórgale mayor solidez o refutar el modelo correlativo de Sierra Baguales.
3. Hacer un análisis de estratigrafía secuencial considerando los límites estratigráficos propuestos y correlacionados de este trabajo, con el objetivo de facilitar futuras correlaciones de carácter regional entre el área de estudio y Río Turbio.
4. Se propone extraer muestras geocronológicas en las inmediaciones del contacto entre las formaciones Dorotea y Man Aike. Así, se espera ratificar la edad sugerida para AFm1 y conocer la edad de máxima deposición de AFd3, a fin de comprender el comportamiento del hiato estratigráfico entre ambas unidades.
5. Realizar un estudio micropaleontológico en AFs3, específicamente un análisis de asociaciones de dinoquistes, con el propósito de constatar su correlación con AF5 de Casadío *et al.* (2009) usando como referencia los modelos bioestratigráficos de Guerstein *et al.* (2014) y González Estebenet *et al.* (2015; 2016).

Bibliografía

- Allen, J., 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis. vol. 1. Elsevier.
- Allmendinger, R. W.; Cardozo, N. C.; and Fisher, D., 2013. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors: Cambridge, England, Cambridge University Press, p. 289.
- Ameghino, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba, 6: p. 1-1027.
- Amorosi, A., 1997. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research. *Sedimentary Geology*, 109: p. 135-153.
- Andrade, S. G., 1991. Geomorfología costera y antecedentes oceanográficos físicos de la región de Magallanes, Chile (48° - 56 ° S). *Anales Instituto Patagonia, Ser. Cs. Nats., Punta Arenas (Chile), Vol. 20 (1): p. 70-78.*
- Araos, J. M., 2016. Glacial geomorphology and paleoglacial behavior estimation in Sierra Baguales (50°S): Paleoclimatic factors that controlled glacier variations within the Pleistocene-Holocene regional context. *Universidad de Chile.*
- Araos, J. M.; Le Roux, J. P.; Kaplan, M. R.; 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): p. 357-378.
- Archangeisky, A., 1969. Estudio del paleomicroplancton de la Formación Río Turbio (Eocene), Provincia de Santa Cruz. *Ameghiniana*, 6(3), p.181-218.
- Arribas, J., 2010. Análisis de la procedencia en depósitos arenosos. En: *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Editor A. Arche. Servicio de Publicaciones del CSIC. Cap. X, p. 397-440.
- Benvenuto; Paris, 2018. Comparador Visual Sedimentológico.
- Bernhardt, A.; Jobe, Z. R.; Grove, M.; Lowe, D. R., 2012. Palaeogeography and diachronous infill of an ancient deep-marine foreland basin, Upper Cretaceous Cerro Toro Formation, Magallanes Basin. *Basin Res.*, 24: p. 269-294.
- Biddle, K. T.; Uliana, M.; Mitchum Jr, M.; Fitzgerald, M.; Wright, R., 1986. The stratigraphic and structural evolution of the central and eastern Magallanes basin, southern South America. En Allen, P. and P. Homewood (Eds.), *Foreland Basins*. International Association Sedimentologist, Special Publication, 8: p. 41-61.
- Blisniuk, P. M.; Stern, L. A.; Page Chamberlain, C.; Idlerman, B.; Zeitler, P. K., 2005. Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes. *Earth Planet Sc Lett*, 230: p.169-186.
- Bostelmann, J. E.; Le Roux, J. P.; Vasquez, A.; Gutiérrez, N. M.; Oyarzún, J. L.; Carreño, C.; Torres, T.; Otero, R.; Llanos, A.; Fanning, C. M.; 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: p. 458–489.
- Boggs, S., 2006. *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, 4th edition. Pearson Prentice Hall, California University.
- Boggs, S., 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*, 2nd edition. Cambridge University Press, Cambridge.

- 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 (Buenos Aires), 22: p. 415-443.
- Bruhn, R. L.; Stern, C. R.; De Wit, M. J., 1978. Field and geochemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano tectonic and back arc basin in Southernmost South America. Earth Planetary Science Letters, 41: p. 32-46.
- Buatois, L.; Encinas, A., 2006. La icnofacies de *Glossifungites* en el contacto entre las formaciones Navidad (Miembro Rapel) y La Cueva, Plioceno de la Cordillera de la Costa, Chile: su significado estratigráfico secuencial. AMEGHINIANA. Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, 43 (1): p. 3-9.
- Buatois, L.; Mángano, G.; Aceñolaza, F., 2002. Trazas Fósiles: Señales de Comportamiento en el Registro Estratigráfico. Museo Paleontológico Egidio Feruglio, Chubut, Argentina, p: 382.
- Calderón, M.; Hervé, F.; Massonne, H.; Tassinari, C.; Pankhurst, R.; Godoy, E.; 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): p. 17-38.
- Camacho, H. H., 2007. Los Invertebrados fósiles. Primera edición. Editor asociado Mónica I. Longobucco. Fundación de Historia Natural Félix de Azara. Universidad Maimónides. Buenos Aires.
- Camacho, H. H.; Chiesa, J. O.; Parma, S. G.; Reichler, V., 2000. Invertebrados marinos de la Fm. Man Aike (Eoceno Medio), Provincia de Santa Cruz, Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 64: p. 187-208. Córdoba.
- Candle, S.; Leslie, R. B., 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. J. Geophys Res, 91: p. 471-496.
- Cañón, A., 2000. Nuevos antecedentes en la estratigrafía de la cuenca de Magallanes. Anales Instituto Patagonia, Serie Cs. Nat., Punta Arenas (Chile), 28: p. 41-50.
- Cardozo, N.; Allmendinger, R. W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet: Computers & Geosciences, v. 51, no. 0, p. 193 -205.
- Casadío, S.; Guerstein, G. R.; Marensi, S.; Santillana, S.; Feldmann, R.; Parras, A.; Montalvo, C., 2000. Evidencias para una edad oligocena de la Formación Centinela, suroeste de Santa Cruz, Argentina. Resúmenes Reunión Anual de Comunicaciones, Asociación Paleontológica Argentina, Mar del Plata, p: 9.
- Casadío, S.; Parras, A.; Marensi, S.; Griffin, M., 2001. Edades $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de *Crassostrea* ? *hatcheri* Ortmann (Bivalvia, Ostreoida) en el "Patagoniano" de Santa Cruz, Argentina. Reunión de Comunicaciones de la Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana, Suplemento, 38(4): p. 30.
- Casadío, S.; Griffin, M.; Marensi, S.; Net, L.; Parras, A.; Rodríguez Raising, M.; Santillana, S., 2009. Paleontology and sedimentology of middle Eocene rocks in Lago Argentino area, Santa Cruz Province, Argentina. AMEGHINIANA (Revista Asociación Paleontológica Argentina), 46 (1), p: 27-47.
- Cassasa, G.; Rodríguez, J.; Loriaux, T., 2014. A new glacier inventory for the Southern Patagonia Icefield and areal changes 1986-2000. In Global Land Ice Measurements from Space (Kargel, J.; Leonard, G.; Bishop, M.; Kaab, A.; Raup, B.; Editors). Springer: 639-660. Berlin.

- Cecioni, G., 1955. Distribuzione verticale di alcune Kossmaticeratidae nella patagonia Cilena. *Società Geologica Italiana Bolletino*, 74: p. 141-149.
- Cecioni, G., 1957. Cretaceous flysch and molasse in Departamento Última Esperanza, Magallanes province, Chile. *Aapg Bulletin*, 41(3): p. 538-564.
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M. P., 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile, in: *Geology of Chile*. Chapter 3 (Gibbons, W. and Moreno, T., editors). The Geological Society, London, Special Publication: p. 21-116.
- Cobos, J. C.; Rodríguez, M. F.; Panza, J. L., 2014. Hoja Geológica 5172-II Paso Río Bote, provincia de Santa Cruz. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín N°405*: p. 97. Buenos Aires.
- Cortés, R., 1964. Reconocimiento geológico del área Río Las Chinas-Río Bandurrias (Última Esperanza). Informe inédito, ENAP-Magallanees, N° 14.01.035: p. 12.
- Concheyro, A., 1991. Nanofósiles calcáreos de la Formación Man Aike (Eoceno, sudeste del Lago Cardiel). Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 28: p. 385-399.
- Crane, W. H.; Lowe, D. R., 2008. Architecture and evolution of the Paine channel complex, Cerro Toro Formation (Upper Cretaceous), Silla Syncline, Magallanes Basin, Chile. *Sedimentology*, 55: p. 979–1009.
- Cuitiño, J.; Scasso, R., 2010. Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la Formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66(3): p. 406-417.
- Cuitiño, J. I.; 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: p. 194-209.
- Dalziel, I.W.D., 1981. Back-arc extension in the southern Andes: A review and critical reappraisal. *Royal Society of London Philosophical Transactions*, v. 300, p. 319–335.
- Dalziel, I. W. D.; De Wit, M. F.; Palmer, K. F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250: p. 291-294.
- Dalrymple, R.; Mackay, D.; Ichaso, A.; Choi, K., 2010. Processes, Morphodynamics, and Facies of Tide-Dominated Estuaries. In *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer Dordrecht Heidelberg London. New York.
- Daniels, B. G.; Auchter, N. C.; Hubbard, S.; Romans, B. W.; Matthews, W. A.; Stright, L., 2017. 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: p. 438-454.
- Dickinson, W. R., 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40 (2): p. 695-707.
- Dickinson, W. R., 1985: Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, in Zuffa, G.G., ed., *Provenance of Arenites: Series C: Mathematical and Physical Science*, vol. 148, p. 333-361.
- Dickinson, W. R., 1988, Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and pelogeography of sedimentary basin, in K.L. Kleinspehn and C. Paola (eds.), *New perspectives in basin analysis*, Spring-Verlag, p. 27-42.

- Dickinson, W. R.; Suczek, C. A., 1979, Plate tectonics and sandstone compositions: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 63, p. 2164-2182.
- Dickinson, W.; Beard, L.; Brakenridge, G.; Erjavec, J.; Ferguson, R.; Inman, K.; Knepp, R.; Lindberg, F.; Ryberg, P., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. The Geological Society of America Bulletin, 94, p: 222-235.
- Eagles, G.; Jokat, W., 2014. Tectonic reconstruction for paleobathymetry in Drake Passage. Tectonophysics, 611, p. 28-50.
- Einsele, G., Ratschbacher, L.; Wetzel, A., 1996. The Himalaya-Bengal Fan denudation-acumulation system during in the past 20 Ma. F. Geol., 104, p: 163-184.
- Emery, D.; Myers, K. J., 1996. Sequence Stratigraphy. Blackwell. p. 297. Oxford.
- ENADIMSA, 1987-1988. Proyecto de Exploración de los Yacimientos de carbón en la Cuenca Austral Argentina. Yacimientos Carboníferos Fiscales.
- ENAP, 1978. Mapa Geológico de la XII Región-Magallanes. Escala 1:500.000. Santiago, Empresa Nacional del Petróleo: p. 15 (Texto explicativo).
- Espinoza, F.; Morata, D.; Pelleter, E.; Maury, R. C.; Suárez, M.; Lagabrielle, Y.; Polvé, M.; Bellon, H.; Cotten, J.; de la Cruz, R.; Guivel, C., 2005. Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in Meseta Chile Chico, southern Patagonia, Chile: evidence for the participation of two slab windows. Lithos, 82: p. 315-343.
- Ewing, T. A.; Müntener, O.; Leuthold, J.; Ramírez de Arellano, C.; Baumgartner, L. P.; Schaltegger, U., 2018. The zircon Hf isotope archive of rapidly changing mantle sources in the south Patagonia retro—arc. The Geological Society of America Bulletin, v. 131 (3/4): p. 587-608.
- Feruglio, E., 1938. El Cretácico superior del Lago San Martín (Patagonia) y de las regiones adyacentes. Physis, 12: p. 293-342.
- Fildani, A.; Cope, T. D., Graham, S. A.; 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: p. 1081-1084.
- Fildani, A.; Hessler, A., 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes – Magallanes basin, Patagonian Andes. The Geological Society of America Bulletin, v. 117: p. 1596-1614.
- Fildani, A.; Romans, B.; Fosdick, J.; Crane, W.; 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: p. 259-268.
- Folguera, A.; Ramos, V. A., 2002. Los efectos producidos por la aproximación, colisión y subducción de dorsales pacíficas en los Andes Patagónicos. Acta Geológica Hispánica, 37 (4): p. 329-353.
- Folk, R.; Andrews, P.; Lewis, D., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. New Zeland Journal of Geology and Geophysics, 13 (4): p. 937-968.
- Fosdick, J. C.; Romans, B. W.; Fildani, A.; Bernhardt, A.; Calderón, M.; 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): p. 1679-1698.

- Fosdick, J. C.; Grove, M.; Hourigan, J. K.; Calderón, M., 2013. Retroarc deformation and exhumation near the end of the Andes, southern Patagonia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 361, p. 504–517.
- 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: p. 546–572.
- Fosdick, J. C.; Bostelmann, J. E.; Leonard, J.; Ugalde, R.; Oyarzún, J. L.; 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, Octubre, 2015.
- Fosdick, J. C.; VanderLeest, R. A.; Bostelmann, J. E.; Leonard, J. S.; Ugalde, R.; Oyarzún, J. L.; Griffin, M., 2020. Revised timing of Cenozoic Atlantic incursions and changing hinterland sediment sources during southern Patagonia orogenesis. *Lithosphere*.
- Fuenzalida, R.; Covacevich, V., 1988. Volcanismo y bioestratigrafía del Jurásico y Cretácico Inferior en la Cordillera Patagónica, Región de Magallanes, Chile. In: Corvalán, J. y Charrier, R. (eds) V Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile. 3, H159-H183.
- Furque, G. 1973. Descripción geológica de la Hoja 58b Lago Argentino. Boletín del Servicio Nacional Minero y Geológico, Buenos Aires, 140: p. 1-51.
- Furque, G.; Camacho, H., 1972. El Cretácico Superior y Terciario de la región austral del Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). *Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3*: p. 61-75.
- García, J. L.; Strelin, J. A.; Vega, R. M.; Hall, B. L.; Stern, C. R., 2015. Deglacial ice-marginal glaciolacustrine environments and structural moraine building in Torres del Paine, Chilean southern Patagonia. *Andean Geology*, 42(2): p. 190-212.
- Garreaud, R., 2007. Precipitation and circulation covariability in the extratropics. *Journal of Climate*, 20: p. 4789-4797.
- Gazzi, P., 1966. Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Appennino modenese; correlazioni con il Flysch di Monghidoro. *Mineralogia e Petrografia. Acta*, 12, p: 69-97.
- George, S.; Davis, S.; Fernández, R.; Manríquez, L.; Leppe, M.; Horton, B.; 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*.
- Ghiglione, M. C.; Suárez, F.; Ambrosio, A.; Da Poian, G.; Cristallini, E. O.; Pizzio, M. F.; Reinoso, R. M., 2009. Structure and evolution of the Austral basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 65: p. 215–226.
- Ghiglione, M. C.; Likerman, J.; Barberón, V.; Giambiagi, B. L.; Aguirre-Urreta, B.; Suárez, F., 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Research*, 26: p. 1–20.
- Ghiglione, M. C.; Ramos, V.; Cuitiño, J.; Barberón, V., 2016. Growth of the Southern Patagonian Andes (46-53°S) and Their Relation to Subduction Processes. *Growth of the Southern Andes* (Folguera, A; Naipauer, M.; Sagripanti, L.; Ghiglione, M.; Orts, D.; Giambiagi, L., editors). Springer Earth System Sciences, p: 201-240.
- Gianni, G.; Folguera, A.; Navarrete, C.; Encinas, A.; Echaurren, A., 2016. The North Patagonian Orogen: Meso-Cenozoic Evolution from the Andes to the Foreland Area. *Growth of the*

- Southern Andes (Folguera, A.; Naipauer, M.; Sagripanti, L.; Ghiglione, M.; Orts, D.; Giambiagi, L., editors). Springer Earth System Sciences, p: 173-200.
- Gibert, J. M.; Martinell, J., 1998. El Modelo de icnofacies, 30 años después. *Revista Española de Paleontología*, 13 (2): p. 167-174. ISSN 0213-6937.
- 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 de Título, Universidad de Chile.
- González, E.; Tapia, G., 1952. Levantamiento Geológico Estructural en el Área de Estancia El Salto-Sección Las Coles. Informe inédito N°1.0100.0043, Empresa Nacional del Petróleo (ENAP), 32: p. 32.
- González Estebenet, M. S.; Espinosa, M. A.; Guerstein, G. R.; Rodríguez Raising, M., 2012. Diatomeas de la Formación Río Turbio (Eoceno Medio), sudoeste de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 49 (3), p. 389-394.
- González Estebenet, M. S.; Guerstein, G. R.; Rodríguez Raising, M., 2014a. Middle Eocene dinoflagellate cysts from Santa Cruz Province, Argentina: Biostratigraphy and paleoenvironment. *Review of Palaeobotany and Palynology*.
- González Estebenet, M. S.; Guerstein, G. R.; Alperin, M. I., 2014b. Dinoflagellate cyst distribution during the Middle Eocene in the Drake Passage area: Paleoceanographic implications. *Ameghiniana*, 51 (6): p. 500-509.
- González Estebenet, M. S.; Guerstein, G. R.; Casadío, S., 2015. Estudio bioestratigráfico y paleoambiental de la Formación Río Turbio (Eoceno Medio-Superior) en el Sudoeste de Patagonia (Argentina) basado en quistes de dinoflagelados. *Revista Brasileña de Paleontología*, 18 (3): p. 429-442.
- González Estebenet, M. S.; Guerstein, G. R.; Rodríguez Raising, M.; Alperin, M. I., 2016. Dinoflagellate cyst zonation for the middle to upper Eocene in the Austral Basin, southwestern Atlantic Ocean: implications for regional and global correlation. *Cambridge University. Geol. Mag.*: p. 1-15.
- Guerstein, G. R.; González Estebenet, M. S.; Alperin, M. I.; Casadío, S. A.; 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: p. 166-178.
- 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., Hervé, F., 2013. Geology and stratigraphy of Sierra Baguales, Última Esperanza Province, Magallanes, Chile. *Geosur 2013*, Viña del Mar, Chile.
- 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: p. 76-99.
- Hervé, F.; Godoy, E.; Mpodozis, C.; 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: p. 113–117.
- Hervé, F.; Faundez, V.; Calderón, M.; Massonne, H. J., Willner, A. P., 2007. Chapter 2: Metamorphic and plutonic basement complexes. in: *Geology of Chile. Chapter 2* (Gibbons,

- W. and Moreno, T., editors). The Geological Society, London, Special Publication, p. 5-19.
- Hoffstetter, R.; Fuenzalida, H.; Cecioni, G., 1957. Lexique stratigraphique international. Amérique Latine, Chili. Centre National Recherche Scientifique, Paris, 5 (7): p. 444.
- Hubbard, S.; Fildani, A.; Romans, B.; Covault, J.; Mchargue, T., 2010. High-relief slope cliniform development; insights from outcrop, Magallanes basin, Chile. *Journal of Sedimentary Research*, v. 80: p. 357–375.
- 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 (Museo Argentino de Ciencias Naturales “Bernardino Rivadavia”), Ciencias Geológicas*, 4: p. 1-164.
- Ingersoll, R.; Bullard, T.; Ford, R.; Grimm, J.; Pickle, J.; Sares, J., 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 54 (1): p. 103-116.
- Jobe, Z. R.; Bernhardt, A.; Lowe, D. R., 2010. Facies and architectural asymmetry in a conglomerate rich submarine channel fill, Cerro Toro formation, Sierra del Toro, Magallanes Basin, Chile. *J Sediment Res.*, 80: p. 1085-1108.
- Katz, H. R., 1963. Revision of Cretaceous stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes Province, Chile. *AAPG Bulletin*, 47: p. 506–524.
- Kay, S. M.; Ramos, V. A.; Mpodozis, C.; Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17 (4): p. 324-328.
- Kraemer, P. E., 1998. Structure of the Patagonian Andes. Regional balanced cross section at 50°S.L. Argentina. *International Geological Review*, 40: p.896-915.
- Kraemer, P. E.; Ploszkiewicz, J. V.; Ramos, V. A., 2002. Estructura de la Cordillera Patagónica Austral entre los 46° y 52°S, Provincia de Santa Cruz, Argentina. En: Haller, M. J. (editor), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino*, Buenos Aires, p. 353-364
- Le Roux, J. P.; Puratich, J.; Mourgues, A.; Oyarzún, J. L.; Otero, R. A.; Torres, T.; Hervé, F., 2010. Estuary deposits in the Río Baguales Formation (Chattian-Aquitanean), Magallanes Province, Chile. *Andean Geology*, 37: p. 329–344.
- Le Roux, J. P., 2012. A review of Tertiary climate changes in southern South America and the Antarctic Peninsula. Part 1: Oceanic conditions. *Sedimentary Geology*, 247-248: p. 1-20.
- Leanza, A. F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En: *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, p: 689-706.
- Leonard, J. S.; Fosdick, J. C.; VanderLeest, R. A., 2020. Erosional and Tectonic Evolution of a Retroarc Orogenic Wedge as Revealed by Sedimentary Provenance: Case of the Oligocene – Miocene Patagonia Andes. *Frontiers in Earth Science*, 7 (353).
- Linares, E.; González, R. R., 1990. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina, 1957-1987. *Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie B (Didáctica y Complementaria)*, N°19.
- MacEachern, J. A.; Raychaudhuri, L.; Pemberton, S. G., 1992. Stratigraphic applications of the *Glossifungites* ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. *In Applications*

- of Ichnology to Petroleum Exploration-a Core Workshop (Pemberton, S. G.; editor). Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Core Workshop, 17: p. 169-198.
- Macellari, C. E.; Barrio, C. A.; 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, p: 223-239.
- Malkowski, M. A.; Grove, M.; Graham, S. A., 2016. Unzipping the Patagonian Andes-Longlived influence of rifting history on foreland basin evolution. *Lithosphere*, 8 (1): p. 23-28.
- Malkowski, M. A.; Schwartz, T. M.; Sharman, G. R.; Sickmann, Z. T.; 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: p. 349-371.
- Malumián, N., 1990. Foraminíferos de la Formación Man Aike (Eoceno, Sureste Lago Cardiel). Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45: p.365-385.
- Malumián, N.; 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): p.189- 201.
- Malumián, N.; Panza, J. L.; Parisi, C.; Nañez, C.; Caramés, A.; Torre, E., 2000. Hoja Geológica 5172-III-Yacimiento Río Turbio, provincia Santa Cruz, 1:250.000. *Boletín del Servicio Geológico Minero Argentino*, Buenos Aires, 247: p. 108.
- Malumián, N.; 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: p. 269-288.
- Malumián, N.; Hromic, T.; Nañez, C., 2013. El paleógeno de la cuenca de Magallanes: bioestratigrafía y discontinuidades. *Anales Instituto Patagonia (Chile)*, 2013, 41 (1): p. 29-52.
- Manassero, M. J., 1990. Composición y procedencia de la Formación Río Turbio en el sector occidental del valle homónimo, provincia de Santa Cruz. III Reunión Argentina de Sedimentología. San Juan, Resúmenes: p. 181-186.
- Manríquez, L.; Lavina, E.; Fernández, R.; Trevisan, C.; 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*.
- Marensi, S. A.; Casadío, S.; 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: p. 341–344.
- Marensi, S. A.; Limarino, C. O.; Tripaldi, A.; 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: p. 359-372.
- Marensi, S.; Santillana S.; Bauer, M., 2012. Estratigrafía, petrografía sedimentaria y procedencia de las formaciones Sobral y Cross Valley (Paleoceno), isla Marambio (Seymour), Antártica. *Andean Geology*, 39 (1): p. 67-91.

- Mercer, J. H., 1969. Glaciation in Southern Argentina. More than two million years ago. *Science*, 164 (3881): p. 823-825.
- Middleton, G. V.; Hampton, M. A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. Short Course Notes, American Geophysical Institute-Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists.
- Miller, K. G.; Kominz, M. A.; Browning, J. V.; Wright, J. D.; Mountain, G. S.; Katz, M. E.; Sugarman, P. J.; Cramer, B. S.; Christie-Blick, N.; Pekar, S. F., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science*, 310: p. 1293-1298.
- Mpodozis, C; Ramos, V. A., 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63 (4): p. 481-497.
- Mukasa, S. B.; Dalziel, I. W. D., 1996. Southernmost Andes and South Georgia island, north Scotia Ridge: zircon U-Pb and muscovite Ar/Ar age constraints on tectonic evolution of southwestern Gondwanaland. *J.S. Am Earth Sci*, 9: p. 349-365.
- Munsell, 2009. Geological Rock-Color Chart, with genuine Munsell color chips. USA.
- Muñoz, J., 1980. Geología y petrología de las rocas ígneas e inclusiones ultramáficas del sector SW de Meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, XII Región, Chile. Universidad de Chile.
- Muñoz, J., 1981. Inclusiones ultramáficas del manto superior en Meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 13/14: p. 63-78.
- Müntener, O.; Ewing, T.; Baumgartner, L. P.; Manzini, M.; Roux, T.; Pellau, P.; Allemann, L., 2018. Source and fractionation controls on subduction-related plutons and dike swarms in southern Patagonia (Torres del Paine area) and low Nb/Ta of upper crustal igneous rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 173 (38), p. 1-22.
- Natland M. L.; González, E.P.; Cañón, A.; Ernst, M., 1974. A System of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *Geological Society of America Bulletin, Memoir*: p. 139.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. 2nd edition, Wiley & Sons, p. 419.
- Nulló, F., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 59ab Glaciar Perito Moreno y Cordón de los Cristales. Servicio Geológica Nacional, inédito. Argentina.
- Nulló, F.; Blasco, G.; Risso, C.; Combina, A.; Otamendi, J., 2006. Hoja Geológica 5172-i y 5175-ii: El Calafate, Provincia de Santa Cruz. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina.
- Odino, A. L.; Cereceda, A.; Gómez-Peral, L. E.; Coronel, M. D.; Tettamanti, C.; Poiré, D. G., 2018. Sedimentology of the shallow marine deposits of the Calafate Formation during the Maastrichtian transgression at Lago Argentino, Austral-Magallanes basin, Argentina. *Asociación Argentina de Sedimentología*, vol. 25, p: 169.
- Otero, R.; Suárez, M.; 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): p. 342-350.
- Otero, R. A.; Oyarzún, J. L.; Soto-Acuña, S.; Yury-Yañez, R.; Gutiérrez, N.; Le Roux, J. P.; Torres, T.; 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 (0), p: 13-30.

- Palazzesi, L.; Barrera, V. D.; Cuitiño, J. L.; Guler, M. V.; Tellería, M. C.; Santos, R. V., 2014. Fossil pollen records indicate that Patagonian desertification was not solely a consequence of Andean uplift. *Nature communications*, 5: p. 35-58.
- Panti, C., 2010. Análisis paleoflorístico de la Formación Río Guillermo (Eoceno Tardío- Oligoceno Inferior?), Santa Cruz, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 48 (3): p. 320-335.
- Pankhurst, R. J.; Riley, T. T.; Fanning, C. M.; Kelley, S. P., 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of Magmatism Associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, 41: p. 605-625.
- Pankhurst, R. J.; Hervé, F., 2007. Chapter 1: Introduction and overview. In: *Geology of Chile, Chapter 1* (Gibbons, W. and Moreno, T., editors). The Geological Society, London, Special Publication, p.1-4.
- Pearson, N. J.; Mángano, M. G.; Buatois, L. A.; Casadío, S.; Rodríguez Raising M., 2012. Ichnology, sedimentology, and sequence stratigraphy of outer-estuarine and coastal-plain deposits: Implications for the distinction between allogenic and autogenic expressions of the Glossifungites Ichnofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 333: p. 192-217.
- Pearson, N. J.; Mángano, M. G.; Buatois, L. A.; Casadío, S.; Rodríguez Raising, M., 2013. Environmental variability of Macaronichnus ichnofabrics in Eocene tidal-embayment deposits of southern Patagonia, Argentina. *Lethaia*, 46: p. 341-354.
- Pemberton, S. G.; MacEachern, J. A.; Frey, R. W., 1992. Trace fossil facies models: Environmental and allostratigraphic significance. *In Facies Models and Sea-level Changes* (Walker, R. G.; James, N. P.; editors). Geological Association of Canada: p. 47-72. St. Johns, Newfoundland.
- Peña, H.; Gutiérrez, R., 1992. Statistical analysis of precipitation and air temperature in the Southern Patagonian Icefield. *In Glaciological Researches in Patagonia*, Nagoya, Japanese Society of Snow and Ice, Data Center for Glacier Research: p. 95-108
- Piatnitzky, A., 1938. Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 165, p: 45-85.
- Ponce, J. J.; Carmona, N. B., 2011. Miocene Deep-marine hyperpycnal channel levee complexes, Tierra del Fuego, Argentina: Facies associations and architectural elements. *In Sediment transfer from shelf to deep water* (Slatt, R. M and Zavala C., editors). *Revisiting the delivery system: AAPG Studies in Geology*, 61: p. 75-93.
- Posamentier, H.; Walker, R. G., 2006. Facies Models revisited. *SEPM Special Publication*, 84: p. 237-292.
- Ramos, V. A., 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 73: p. 887-903.
- Ramos, V. A.; Kay, S. M., 1992. The Southern Patagonian plateau basalts: retroarc testimony of a ridge collision. *Tectonophysics*, 205: p. 261-282.
- Ramos, V. A., 2002. Evolución tectónica. En: M. J. Haller (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio XV Congreso Geológico Argentino*, 1-23: p. 365-387.
- Ramos, V. A., 2005. Seismic ridge subduction and topography: foreland deformation in the Patagonia Andes. *Tectonophysics*, 399: p. 73-86.

- Reading, H. G.; Levell, B. K., 1996. Controls on the sedimentary record. In: *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (Ed. Reading, H. G.). Blackwell Science, Oxford, p: 5-36.
- Riccardi, A. C., 1971. Estratigrafía en el Oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo de La Plata, Argentina*, 7(Geol. 61): p. 345–318.
- Riccardi, A.; Rolleri, E., 1980. Cordillera Patagónica Austral. En Turner, J.C. (Ed.), *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 2: 1173-1306.Córdoba.
- 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, p. 203.
- Rodríguez Raising, M.; Casadío, S.; Pearson, N.; Mángano, G.; Buatois, L.; Griffin, M., 2014. Paleoenvironmental setting and description of an estuarine oyster reef in the Eocene of Patagonia, southern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 56: p. 242-250.
- Rojas, E.; Le Roux, J. P., 2005. Sedimentary processes on a Gibert-type delta in Lake Llanquihue, southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, 32 (1): p. 19-31.
- Romans, B. W.; Hubbard, S. M.; Graham, S. A., 2009. Stratigraphic evolution of an outcropping continental slope system, Tres Pasos Formation at Cerro Divisadero, Chile. *Sedimentology*, 56: p. 737-764.
- Romans, B. W.; Fildani, A.; Graham, S. A.; Hubbard, S. M.; 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, p: 640-658.
- Sánchez, J. L.; Centeno, E., 2000. Técnicas y aplicaciones del estudio de los sedimentos terrígenos de grano fino: procedencia y tectónica. Departamento de Geología Regional, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad de México.
- Santos García, J. A., 1988. Caracterización sedimentológica del área de Río Turbio, Cuenca Austral (Provincia de Santa Cruz, República Argentina). *Estudios Geológicos*, 44: p. 199-210.
- Schwartz, T.; Graham, S. A., 2015. Stratigraphic architecture of a tide-influenced shelf-edge delta, Upper Cretaceous Dorotea Formation, Magallanes-Austral basin, Patagonia. *Sedimentology*, 62(4): p. 1039-1077.
- Schwartz, T.; Fosdick, J. C.; Graham, S. A., 2017. Using detrital zircon U-Pb ages to calculate Late Cretaceous sedimentation rates in the Magallanes-Austral basin, Patagonia. *Basin Research*, 29: p. 725-746.
- Sdrolias, M.; Müller, R. D., 2006. Control on back-arc basin formation. *Geochem Geophys Geosyst*, 7 (4). doi:10.1029/2005GC001090.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital, escala 1:1.000.000. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- Sickmann, Z.; Schwartz, T.; 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: p. 708-729.

- Sickmann, Z.; Schwartz, T.; Malkowski, M.; Dobbs, S.; Graham, S., 2019. Interpretig large detrital geochronology data sets in retroarc foreland basins: An example from the Magallanes-Austral Basin, southernmost Patagonia. *The Geological Society of America*, 11(5): p. 620-642.
- Somoza, R.; 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, p. 797-809.
- Somoza, R.; Ghidella, M., 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science*, 331-332: p. 152-163.
- Soto, C. N., 2019. Análisis composicional y de procedencia de las unidades sedimentarias del Eoceno Medio hasta el Mioceno Temprano de la cuenca Austral, aflorantes al sur del Lago Argentino, Provincia de Santa Cruz. Universidad Nacional de Río Negro.
- Strelin, J.; Denton, G.; Vandergoes, M.; Ninnemman, U.; Putman, A., 2011. Radiocarbon chronology of the late-glacial Puerto Bandera moraines, Southern Patagonian Icefield, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 30: p. 2551-2569.
- Suttner, L. J., 1974. Sedimentary petrographic provinces: an evolution: Soc. Econ. Paleontologist Mineralogist Special Publication, 21, p: 75-84.
- Suttner, L. J.; Basu, A., and Mack, G. H., 1981, Climate and the origin of quartz arenites: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 1235-1246.
- 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 de Título, Universidad de Chile.
- Ugalde, R. A.; Bostelmann, J. E.; Fosdick, J.; Alarcón, M.; 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.
- VanderLeest, R. A.; Fosdick, J. C.; Leonard, J. S.; Morgan, L. E., 2020. Detrital record of the late Oligocene – early Miocene mafic volcanic arc in the southern Patagonia Andes (~ 51°S) from single-clast geochronology and trace element geochemistry. *Journal of Geodynamics*, 138.
- Thomas, C. 1949. Geology and petroleum exploration in Magallanes province, Chile. *Aapg Bulletin*, 33(9): p. 1553-1578.
- Van der Plas, L.; Tobi, A., 1965. A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, 263, p: 87-90.
- Weltje, G. J., 2006. Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the 'Dickinson model'. From: *Compositional Data Analysis in the Geoscience: From Theory to Practice* (Buccianti, A., Mateu-Figueras, G. and Pawlowsky-Glahn, V.). Geological Society, London, Special Publications, 264: p. 79-99.
- 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: p. 89–111.
- Zavala, C.; Pan, S., 2018. Hyperpycnal flows and hyperpycnites: Origin and distinctive characteristics. *Lithologic Reservoir*, 30 (1): p. 1-27.