



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PATAGONIA SAN JUAN BOSCO
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y CIENCIAS DE LA SALUD

TESIS DOCTORAL

“ESTRATIGRAFÍA DE LAS FORMACIONES RÍO
BELGRANO Y RÍO TARDE (CRETÁCICO INFERIOR)
EN EL EXTREMO NORTE DE LA CUENCA AUSTRAL,
PROVINCIA DE SANTA CRUZ”

AÑO 2024

DOCTORANDO: Geól. Mauro Nicolás Valle

DIRECTORES: Dr. José Matildo Paredes
Dr. Nicolás Foix

Índice

Índice.....	2
Resumen	4
<i>Abstract</i>	7
CAPÍTULO I - INTRODUCCIÓN	10
I.1) Introducción.....	10
I.2) Objetivos e hipótesis de trabajo	17
I.3) Área de estudio.....	18
I.4) Antecedentes	18
I.4.1) Contexto geológico	19
I.4.2) Estratigrafía del ciclo regresivo Barremiano-Aptiano	25
I.5) Metodología.....	23
I.5.1) Sedimentología	23
I.5.2) Perfiles de Rayos Gamma Espectral (<i>Spectral Gamma Ray</i> : SGR)	26
I.5.3) Fluorescencia de Rayos X (FRX)	27
CAPÍTULO II - RESULTADOS.....	29
II.1) Sedimentología	29
II.1.1) Perfiles sedimentológicos	29
II.1.2) Análisis de facies: descripción e interpretación.....	45
II.1.3) Asociaciones de facies: descripción e interpretación	63
II.1.4) Arquitectura fluvial	103
II.1.5) Arquitectura estratigráfica.....	119
II.2) Perfiles de Rayos Gamma Espectral (SGR).....	130
II.2.1) Perfiles SGR.....	130
II.2.2) Estadísticas de lecturas de SGR	140
II.2.3) Correlación entre perfiles	155
II.3) Análisis de fluorescencia de rayos X	161
II.3.1) Relaciones elemento-mineral y fuentes de sedimentos	162
II.3.2) Esquemas quimioestratigráficos.....	177
CAPÍTULO III - DISCUSIÓN	185
III.1) Modelo depositacional de las formaciones Río Mayer-Río Belgrano y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde	185
III.1.1) Fisiografía de la cuenca y un sistema deltaico complejo	185
III.1.2) Arquitectura aluvial del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde	191

III.1.3) Factores de control alogénicos	195
III.2) Miembro Superior Formación Río Tarde: modelo depositacional	201
III.2.1) Arquitectura aluvial del Miembro Superior de la Formación Río Tarde.....	201
III.2.3) Factores de control alogénicos	206
III.3) Usos y limitaciones del perfil de rayos gamma espectral.....	212
III.4) Análisis de fluorescencia de rayos X	215
III.4.1) Usos y limitaciones del análisis de fluorescencia de rayos X.....	215
III.4.2) Correlación y construcción de un esquema quimioestratigráfico.....	217
III.5) Análogo actual del sistema depositacional Barremiano-Aptiano.....	219
CAPÍTULO IV - CONCLUSIONES	222
Agradecimientos	226
Bibliografía	228

Resumen

La sucesión sedimentaria del sector norte de la Cuenca Austral (o Magallanes) registra la continentalización ocurrida en la cuenca durante el Cretácico Temprano. Esta sucesión, de aproximadamente 500 metros de espesor, cuenta actualmente con pocos estudios sedimentológicos de detalle. Con el objetivo de profundizar el conocimiento de la evolución geológica de este sector de la cuenca se realizaron perfiles sedimentológicos detallados en los depósitos sedimentarios del Cretácico Inferior. En base a esta información se realizó el análisis facial y arquitectural de los depósitos, así como estimaciones paleohidrológicas de las principales fajas de canales. Además, se confeccionaron perfiles de rayos gamma espectral (SGR) en campo con una resolución vertical de 0,5 metros. Complementariamente, se realizó en gabinete el análisis de fluorescencia de rayos X (FRX) de pelitas con una resolución de 5 metros.

La secuencia estratigráfica analizada inicia con depósitos de plataforma externa incluidos en la Formación Río Mayer, que evolucionan transicionalmente a sucesiones deltaicas con carácter progradante y energía mixta correspondientes a la Formación Río Belgrano. Esta unidad es cubierta en concordancia por depósitos fluviales epiclásticos del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, los cuales son sucedidos concordantemente por depósitos fluviales volcaniclásticos del Miembro Superior de la Formación Río Tarde. El análisis detallado de facies y asociaciones de facies permitió la identificación de 26 facies sedimentarias agrupadas en 10 asociaciones: (A) prodelta, (B) frente deltaico, (C) planicie fluvio-deltaica, (D) canales fluviales, (E) planicie de inundación proximal, (F) planicie de inundación distal, (G) canales fluviales volcaniclásticos, (H) planicie proximal volcaniclástica, (I) planicie de inundación distal volcaniclástica y (J) depósitos volcaniclásticos primarios.

El análisis vertical y lateral de la distribución de facies reveló que la progradación de los sistemas depositacionales ocurrió de norte a sur, mostrando variaciones significativas en los procesos deltaicos y en las características del sistema fluvial que los alimentaban. La variabilidad lateral de los procesos deltaicos se atribuye a una fisiografía en forma de embudo de la cuenca

marina, la cual condicionó la influencia relativa de las mareas y tormentas durante la depositación de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano. La naturaleza fluvio-dominada de los depósitos deltaicos se relaciona con sistemas fluviales que evidencian variaciones significativas en la descarga acuosa y de sedimentos, desarrollados en un clima semiárido.

El Miembro Inferior de la Formación Río Tarde muestra cambios espaciales en los estilos fluviales, con reducción hacia el sur en el tamaño de los canales, en la descarga de agua y en la densidad de apilamiento de los mismos, sugiriendo el desarrollo de un sistema fluvial distributivo. El inicio de la depositación del Miembro Superior de la Formación Río Tarde está marcado por la incorporación de grandes volúmenes de ceniza volcánica en el sistema de transferencia desde el arco magmático andino, el cual posee drenaje hacia el sur y sureste. A pesar de ser una unidad predominantemente volcanoclástica, los depósitos piroclásticos primarios representan menos del 2% del registro, e incluyen depósitos de caída directa de ceniza y un único depósito interpretado como una corriente de densidad piroclástica de baja temperatura.

Los perfiles SGR demostraron ser efectivos para diferenciar litologías y asociaciones de facies en las unidades epiclásticas, pero presentaron dificultades en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde debido a la abundancia de ceniza volcánica en todo el sistema. Para explorar los usos y limitaciones de esta herramienta, se aplicaron métodos estadísticos para verificar la significancia de las mediciones y sus diferencias, lo cual resultó de utilidad para correlacionar los perfiles en base a las tendencias verticales de las curvas de potasio (K) y torio (Th).

El análisis de FRX complementó la información sedimentológica, permitiendo inferir cambios en la paleosalinidad y las paleocondiciones de potencial redox de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano. En el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde permitió reconocer variaciones en la intensidad de meteorización química asignadas a cambios climáticos contemporáneos a la depositación. Los cocientes de elementos asociados a minerales pesados se utilizaron para interpretar cambios en las áreas fuentes. Al igual que con el uso de los perfiles

SGR, el análisis de FRX mostró limitaciones para realizar inferencias y predicciones en los depósitos del Miembro Superior de la Formación Río Tarde.

La integración de los resultados indica que la evolución de las unidades del Cretácico Inferior estuvo inicialmente controlada por la topografía heredada de configuraciones extensionales previas. A pesar del reconocimiento de fallas normales sin-sedimentarias de meso-escala, no se reconocieron evidencias que demuestren un control significativo de la actividad tectónica en la arquitectura estratigráfica. Los datos sedimentológicos sugieren que el control paleotopográfico se pierde progresivamente durante la depositación del Miembro Superior de la Formación Río Tarde. La continuidad de los subambientes asociados al sistema deltaico, el patrón de apilamiento y la ausencia de superficies erosivas de mayor escala sugieren que no hubo caídas significativas del nivel del mar, sugiriendo el desarrollo de una regresión normal. La influencia climática sobre la arquitectura estratigráfica del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde se interpreta en base a la buena correlación entre la descarga acuosa y las dimensiones de los canales fluviales, con los indicadores paleoclimáticos utilizados, como las relaciones Al/K y Rb/Sr. La incorporación de grandes volúmenes de ceniza volcánica alteró significativamente el comportamiento de los sistemas fluviales del Miembro Superior de la Formación Río Tarde, modificando sus estilos de migración y dificultando el uso de herramientas geoquímicas como predictores de litologías o de asociaciones de facies.

En base a las características paleogeográficas, paleoclimáticas y a la distribución espacial de procesos sedimentarios interpretados para las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, se propone al golfo de California y al delta del Río Colorado como un análogo actual del sistema depositacional Barremiano-Aptiano del margen norte de la cuenca Austral.

Abstract

The sedimentary succession in the northern sector of the Austral (or Magallanes) Basin records the continentalization that occurred in the basin during the Early Cretaceous. This succession, approximately 500 meters thick, currently has few detailed sedimentological studies. With the aim of deepening the understanding of the geological evolution of this sector of the basin, detailed sedimentological profiles were made for the Lower Cretaceous sedimentary deposits. Based on this information, facies and architectural analysis of the deposits were conducted, along with paleohydrological estimates of the main channel belts. Additionally, spectral gamma-ray (SGR) logs were conducted in the field with a vertical resolution of 0.5 meters. Complementarily, X-ray fluorescence (XRF) analysis of shales was performed in the lab with a resolution of 5 meters.

The analyzed stratigraphic sequence begins with outer shelf deposits included in the Río Mayer Formation, which transitionally evolve into progradational mixed-energy deltaic successions corresponding to the Río Belgrano Formation. This unit is conformably overlain by epiclastic fluvial deposits of the Lower Member of the Río Tarde Formation, which are succeeded by volcanoclastic fluvial deposits of the Upper Member of the Río Tarde Formation. Detailed analysis of facies and facies associations allowed the recognition of 26 sedimentary facies grouped into 10 associations: (A) prodelta, (B) delta front, (C) fluvio-deltaic plain, (D) fluvial channels, (E) proximal floodplain, (F) distal floodplain, (G) volcanoclastic fluvial channels, (H) proximal volcanoclastic plain, (I) distal volcanoclastic floodplain, and (J) primary volcanoclastic deposits.

The vertical and lateral analysis of facies distribution revealed that the progradation of the depositional system occurred from north to south, showing significant variations in deltaic processes and the characteristics of the feeder fluvial system. The lateral variability of deltaic processes is attributed to a funnel-shaped basin physiography, which conditioned the relative influence of tides and storms during the deposition of the Río Mayer and Río Belgrano formations.

The fluvial-dominated nature of deltaic deposits is related to fluvial systems showing significant variations in water and sediment discharge, developed in a semi-arid climate.

The Lower Member of the Río Tarde Formation shows spatial changes in fluvial styles, with a reduction towards the south in channel size, water discharge, and channel stacking density, suggesting the development of a distributary fluvial system. The onset of deposition of the Upper Member of the Río Tarde Formation is marked by the incorporation of large volumes of volcanic ash into the transfer system from the Andean magmatic arc, which drains to the south and southeast. Despite being predominantly volcanoclastic, primary pyroclastic deposits represent less than 2% of the record and include direct ash fall deposits and a single deposit interpreted as a low-temperature pyroclastic density current.

The SGR profiles proved effective in differentiating lithologies and facies associations in epiclastic units, but presented difficulties in the Upper Member of the Río Tarde Formation due to the abundance of volcanic ash throughout the system. To explore the uses and limitations of this tool, statistical methods were applied to corroborate the significance of measurements and their differences, which was useful for correlating profiles based on the vertical trends of potassium (K) and thorium (Th) curves.

The XRF analysis complemented sedimentological information, allowing for inferences about changes in paleosalinity and paleoredox conditions in the Río Mayer and Río Belgrano formations. In the Lower Member of the Río Tarde Formation, it allowed the recognition of variations in the intensity of chemical weathering attributed to climatic changes contemporaneous with deposition. Element ratios associated with heavy minerals were used to interpret changes in source areas. As with SGR profiles, XRF analysis showed limitations for making inferences and predictions in the deposits of the Upper Member of the Río Tarde Formation.

The integration of results indicates that the evolution of the Lower Cretaceous units was initially controlled by the inherited topography from previous extensional configurations. Despite recognizing mesoscale syn-sedimentary normal faults, there was no evidence of significant

tectonic activity control on the stratigraphic architecture. Sedimentological data suggest that paleotopographic control progressively diminished during the deposition of the Upper Member of the Río Tarde Formation. The continuity of sub-environments associated with the deltaic system, the stacking pattern, and the absence of major erosional surfaces suggest that there were no significant sea-level falls, indicating the development of a normal regression. Climatic influence on the stratigraphic architecture of the Lower Member of the Río Tarde Formation is interpreted based on the good correlation between water discharge and fluvial channel dimensions, with the paleoclimatic indicators used, such as Al/K and Rb/Sr ratios. The incorporation of large volumes of volcanic ash significantly altered the behavior of fluvial systems in the Upper Member of the Río Tarde Formation, modifying their migration styles and complicating the use of geochemical tools as predictors of lithologies or facies associations.

Based on the paleogeography, paleoclimatic characteristics and the spatial distribution of sedimentary processes interpreted for the Río Mayer and Río Belgrano formations, and the Lower Member of the Río Tarde Formation, the Gulf of California and the Colorado River delta are proposed as modern analogs for the Barremian-Aptian depositional system of the northern margin of the Austral Basin.

CAPÍTULO I - INTRODUCCIÓN

I.1) Introducción

La evolución estratigráfica de las cuencas sedimentarias depende de la compleja interacción espacial y temporal de procesos alogénicos y autogénicos. Los procesos alogénicos son aquellos de mayor escala, tales como tectónica, clima y cambios en el nivel de base, que actúan en conjunto modificando la generación de espacio de acomodación y el aporte sedimentario (Shanley y McCabe, 1994; Blum y Tornqvist, 2000; Allen y Allen, 2005; Holbrook et al., 2006; Miall, 2010; Catuneanu, 2019a). En cuencas perivolcánicas se suma a estos factores de control alogénicos el aporte de material volcánico, ya que afecta de manera considerable no solo el aporte sedimentario sino también afecta la dinámica de los sistemas sedimentarios (Fisher y Smith, 1991; Manville et al., 2009a; Umazano et al., 2008, 2017; Paredes et al., 2015; Di Capua y Scasso, 2020). Los procesos autogénicos responden a la dinámica interna del sistema depositacional, como, por ejemplo, la migración de los ríos y la avulsión en abanicos aluviales, entre otros (Ventra y Nichols, 2014; Miall, 2016). Diferenciar y estimar el rol relativo de estos factores de control en unidades estratigráficas es un proceso clave cuando se interpreta la evolución de una cuenca sedimentaria. Aunque la separación conceptual de estos factores de control es relativamente simple, la distinción y cuantificación de sus efectos en la construcción de la arquitectura estratigráfica de una cuenca sedimentaria es una tarea compleja. Esto se debe a que múltiples combinaciones de estos factores pueden producir el mismo patrón sedimentario (equifinalidad *sensu* Postma et al., 2008). Por ejemplo, los ciclos transgresivos-regresivos en cuencas marinas dependen de la relación entre el aporte sedimentario y la acomodación (Catuneanu, 2019), la cual puede verse afectada por cambios en el clima (Leeder et al., 1998; Massari et al., 2007; Blum y Hattier-Womack, 2009; Caracciolo, 2020), en la tectónica (Colella, 1988; Gawthorpe y Leeder, 2000; Jackson et al., 2002; Bruhn y Steel, 2003; Leeder, 2011) o en

el nivel del mar (Miller et al., 2005; Ray et al., 2019). Sin embargo, estos ciclos también pueden tener un origen autogénico, como en el caso de la avulsión de lóbulos deltaicos, que regulan considerablemente el aporte sedimentario (Bhattacharya, 2011; Zavala et al., 2024). En ambientes continentales la diferenciación del rol relativo de los factores de control es aún más compleja, ya que la variabilidad lateral de facies es mayor y las superficies que limitan ciclos y sus causas no son tan claras (Wright y Marriot, 1993; Shanley y McCabe, 1994; Holbrook et al., 2006). En los últimos años, se ha enfatizado la importancia estratigráfica de los factores de control en las zonas de cabecera, dinámicas autogénicas y frecuencia de avulsión (Heller y Paola, 1996; Gibling et al., 2011; Colombero et al., 2015; Colombero y Mountney, 2023)

Los métodos sedimentológicos clásicos (*e.g.*, mapeo geológico, perfiles sedimentológicos, análisis de litofacies y asociaciones de facies) son una herramienta fundamental para comprender los procesos depositacionales que actuaron en el pasado, y nos permiten conocer la evolución paleoambiental de una sucesión sedimentaria (Reineck y Singh, 1973; Walker y James, 1992; entre otros). La aplicación de esta metodología en diversas posiciones de una cuenca sedimentaria permite comparar y correlacionar estos procesos sobre áreas mayores, utilizada comúnmente para vincular su evolución a factores alogénicos (*e.g.*, Foix et al., 2013; Allen et al., 2014; Varela, 2015). No obstante, en cuencas sedimentarias en las que la continuidad lateral de los afloramientos es limitada, la ausencia de niveles guía y/o la elevada variabilidad lateral de facies o espesores entre localidades dificultan la correlación y la obtención de conclusiones a escala de cuenca, convierten esta tarea en un desafío complejo que podría conducir a conclusiones erróneas. En estos casos, resulta necesaria la utilización de métodos de análisis complementarios que brinden información adicional a la extraída desde la sedimentología clásica.

En los últimos años, numerosos estudios han demostrado la utilidad de diversas metodologías, como análisis geoquímicos, dataciones radiométricas o la confección de perfiles de rayos gamma espectral, para complementar la información sedimentológica y obtener conclusiones superadoras (Ghasemi-Nejad et al., 2010; Ghiglione et al., 2015; Richiano et al.,

2019; Sickmann et al., 2019; Paredes et al., 2020; Amorosi et al., 2022; Wang et al., 2022). La integración de estudios sedimentológicos con análisis geoquímicos proporciona información sobre cambios climáticos (Buggle et al., 2011; Clift et al., 2014; Zhao y Zheng, 2015), variaciones en las fuentes sedimentarias (Garzanti et al., 2010, 2014; Hurst y Morton, 2013) y reconstrucciones paleoceanográficas (Algeo y Lyons, 2006; Ramirez y Algeo, 2020; Wei y Algeo, 2020; Gilleaudeau et al., 2021). En este sentido, las herramientas portátiles de fluorescencia de rayos X (FRX) proporcionan información relevante sobre la geoquímica de sucesiones sedimentarias con tiempos de análisis cortos y de relativamente bajo costo (Young et al., 2016; Craigie, 2018), convirtiéndolas en un excelente complemento para los estudios sedimentarios clásicos, especialmente en cuencas en las que el conocimiento sobre su geología es limitado.

La Cuenca Austral, o Magallanes, se ubica en el sector occidental y sur de la provincia de Santa Cruz, el sector norte de la provincia de Tierra del Fuego y se extiende a la plataforma continental Argentina (Arbe, 2002). Se encuentra limitada al oeste y al sur por la Cordillera de los Andes, y al este por la Región del Deseado y el alto de Río Chico (Fig. I.1.1), con mayores espesores en la zona del oroclino patagónico (Ramos, 1989; Ghiglione et al., 2009). La Cuenca Austral es hidrocarburífera y aporta aproximadamente el 22% de la producción de gas natural de Argentina, con su mayor producción en los sectores sur y *offshore* (Rosello et al., 2008; Secretaría de Energía de la Nación, 2022). Debido a su interés petrolero, el sector centro-sur de la cuenca (al sur de 49° S) ha sido el principal foco de atención para la exploración geológica, en donde además del acceso a información de subsuelo (perfiles de pozo, sísmicas de reflexión y recortes de perforación), se ha avanzado considerablemente en el conocimiento de las unidades que afloran en la región andina. Este sector de la cuenca posee numerosos estudios sobre la estratigrafía del Cretácico (Feruglio, 1949; Kraemer y Riccardi, 1997; Arbe, 2002; Fildani y Hessler, 2005; Fosdick et al., 2013; Malkowski et al., 2017; Sickmann et al., 2019), su estructura (Wilson, 1991; Kraemer, 2003; Ghiglione et al., 2009, 2010; Giacosa et al., 2012; Zanella et al., 2014; Sachse et al., 2016; Torres Carbonell y Olivero, 2019), sedimentología (Romans et al., 2011; Schwarz et al., 2011; Moyano Paz et al., 2018, 2022; Varela et al., 2018, 2019; Gómez

Dacal et al., 2019) e icnología (Richiano et al., 2013; Richiano, 2015; Moyano Paz et al., 2020; Ponce et al., 2024), proporcionando información sólida sobre los diferentes estadios de la cuenca y su evolución. Por el contrario, la comprensión de la sedimentología, estratigrafía y evolución tectónica de la región norte de la Cuenca Austral es significativamente más limitada, con solo algunos artículos disponibles sobre estos aspectos (ver referencias a continuación).

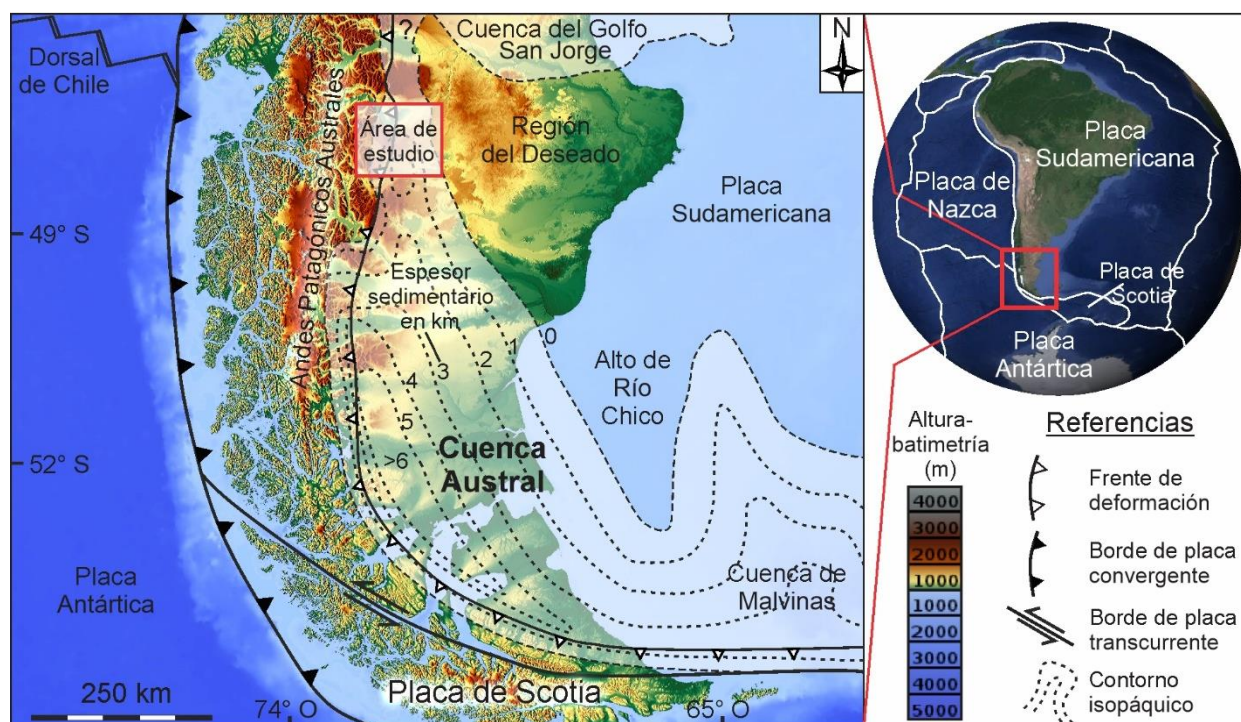


Figura I.1.1. Ubicación del área de estudio en el contexto de las cuencas sedimentarias de la Patagonia Austral. Espesores y principales estructuras tectónicas extraídas de Ghiglione et al. (2009).

Las exploraciones geológicas pioneras en el sector norte de la Cuenca Austral se desarrollaron a fines del siglo XIX y principios del XX (Hatcher, 1897, 1900; Ameghino, 1898), y en ellas se definió su estratigrafía mesozoica y cenozoica, principalmente en base al contenido fósil de las sucesiones. Posteriormente, Feruglio en el año 1930 visitó esta zona de la Cuenca Austral, profundizó en la caracterización de las unidades y en sus relaciones estratigráficas, proponiendo también correlaciones con unidades de la Cuenca del Golfo San Jorge (Feruglio, 1949). Las primeras definiciones formales y la sistematización de las unidades litoestratigráficas del sector norte de la cuenca fueron realizadas por Riccardi (1971) y Ramos (1979). Los primeros

avances en la caracterización paleoambiental mediante la utilización de modelos de facies sedimentarias del relleno cretácico en el sector norte de la Cuenca Austral corresponden a Arbe (1986). Posteriormente, Arbe (2002) realiza una revisión y síntesis del conocimiento sobre la estratigrafía de la cuenca. En la última década, varios trabajos contribuyeron al entendimiento de la evolución tectónica y estratigráfica del sector norte de la Cuenca Austral (Ghiglione et al., 2015; Barberón et al., 2015; Aramendía et al., 2018; Ronda et al., 2019; Ramos et al., 2019; Naipauer et al., 2024). Sin embargo, los avances en el conocimiento de la evolución sedimentológica y los controles sobre la arquitectura estratigráfica de este sector de la cuenca siguen siendo escasos. En este contexto, la información sedimentológica de las formaciones Río Belgrano y Río Tarde es sumamente escasa, a pesar de que estas unidades son sumamente importantes para comprender la evolución de la cuenca, ya que marcan el inicio de la continentalización cretácica del margen norte de la cuenca (Arbe, 2002). Adicionalmente, el Miembro Superior de la Formación Río Tarde evidencia el comienzo de la sedimentación volcaniclastica producto del incremento de la actividad volcánica explosiva en el arco magmático andino (Ramos, 1979). Este evento magmático está registrado en todas las cuencas sedimentarias cretácicas del centro-sur de la Patagonia (e.g., *formaciones Castillo y Cerro Barcino*, grupos Baqueró y Divisadero) y durante las últimas décadas ha sido intensamente estudiado (Umazano et al., 2012, 2017; Foix et al., 2012, 2020; Pérez Loinaze et al., 2013; Paredes et al., 2015; Passalia et al., 2016; Krause et al., 2020; Villegas y Umazano, 2024). Estos estudios contribuyeron considerablemente a comprender el contexto tectónico y paleoclimático, y su relación con el influjo volcaniclastico durante la depositación de estas unidades. Contrariamente, el Miembro Superior de la Formación Río Tarde carece de estudios sedimentológicos de detalle que permitan evaluar el rol de los factores de control sobre la arquitectura estratigráfica, lo cual limita significativamente el entendimiento de la evolución cretácica de la cuenca. Por esta razón, el análisis sedimentológico realizado en la presente tesis doctoral ayudaría a profundizar el conocimiento sedimentológico de estas unidades, y, de esta manera, contribuir al mejor entendimiento de la dinámica de la Cuenca Austral durante el Cretácico.

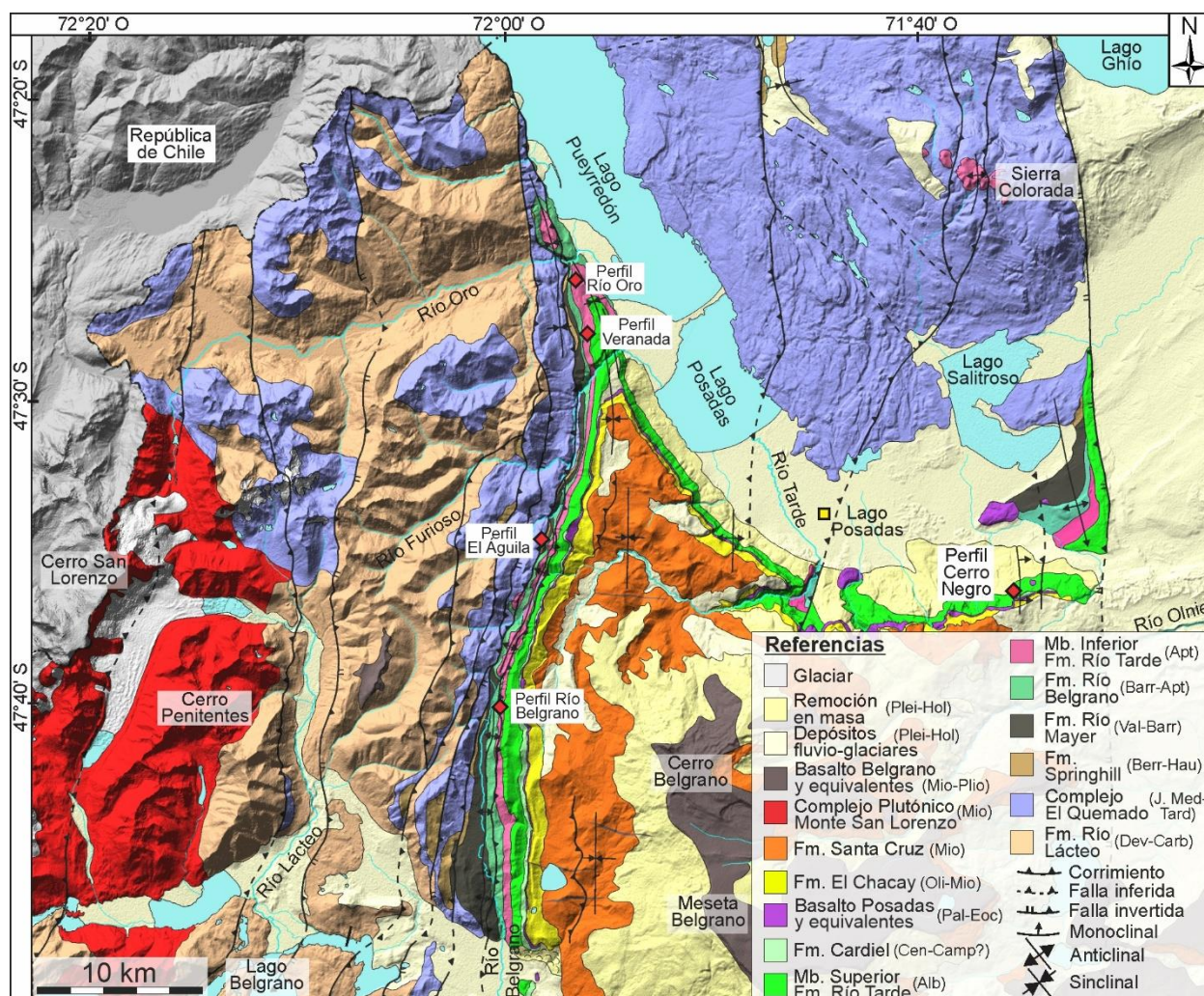


Figura I.3.1. Mapa geológico del área de estudio con la ubicación de los perfiles sedimentológicos, las principales estructuras tectónicas y las referencias geográficas más importantes. La cartografía de las unidades de basamento y sus estructuras han sido extraídas de Giacosa y Franchi (2001). El mapa base corresponde a un modelo digital de elevaciones ALOS PALSAR de 12.5 m de resolución espacial, con sombreado para resaltar el relieve. Dev: Devónico. Carb: Carbonífero. J. Med: Jurásico Medio. Tard: Tardío. Berr: Berriasiano. Hau: Hauteriviano. Val: Valanginiano. Barr: Barremiano. Apt: Aptiano. Alb: Albiano. Cen: Cenomaniano. Camp: Campaniano. Pal: Paleoceno. Eoc: Eoceno. Oli: Oligoceno. Mio: Mioceno. Plio: Plioceno. Plei: Pleistoceno. Hol: Holoceno.

Como se ha establecido en numerosos estudios, la evolución de la Cuenca Austral está estrechamente relacionada con la dinámica de la zona subducción y a los distintos estadios evolutivos de los Andes Patagónicos Australes (Ramos, 1979; Kraemer y Riccardi, 1997; Arbe,

2002; Ghiglione et al., 2009, 2021; entre otros). En el sector norte de la cuenca, existe un amplio consenso sobre el cambio de régimen tectónico ocurrido durante el Barremiano-Aptiano, de extensional a compresivo, lo cual habría resultado en el primer pulso de levantamiento Andino a estas latitudes (Ramos, 1979; Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Arbe, 1986, 2002; Ghiglione et al., 2015; Barberón et al., 2015, 2019; Aramendía et al., 2018; Ramos et al., 2019; Ronda et al., 2019; Naipauer et al., 2024). Adicionalmente, este cambio de régimen habría provocado el retiro del mar de la Cuenca Austral, con la progradación de los sistemas deltaicos y fluviales hacia el sur (Ramos, 1979; Arbe, 1986; Ghiglione et al., 2015; Aramendía et al., 2018; Barberón et al., 2019; Ramos et al., 2019; Naipauer et al., 2024), de manera similar a lo propuesto por Gianni et al. (2019) para la cuenca de Aysén-Río Mayo. Numerosos trabajos sugieren que el inicio de la etapa compresiva es más joven hacia el sur (Cuitiño et al., 2019a; Ghiglione et al., 2021), siendo Albiano-Cenomaniano en el sector central (Varela, 2015; Poiré et al., 2017) y Turoniano/Coniaciano en el sector sur (Fildani et al., 2003; Romans et al., 2011; Ghiglione et al., 2014; Malkowski et al., 2017; entre otros). Recientemente, Valle et al. (2024), en un trabajo derivado de la presente tesis doctoral, muestran evidencias que contradicen las propuestas de alzamiento andino para el Barremiano-Aptiano en el sector norte, sugiriendo una edad de alzamiento post-aptiana. En los últimos años, ha habido un intenso debate sobre inicio del levantamiento andino y el cambio de régimen tectónico de las cuencas sedimentarias del centro y sur de la Patagonia. Existen esencialmente dos propuestas contrastantes, una que sugiere un inicio del levantamiento durante el Cretácico Inferior (Hauteriviano-Albiano; Folguera y Ramos, 2011; Gianni et al., 2015, 2016, 2019; Navarrete et al., 2015; Echaurren et al., 2016; Ramos, 2015, 2022) y otra que lo restringe al Cretácico Superior (Coniaciano-Maastrichtiano; Allard et al., 2015, 2020, 2022a, 2022b; Paredes et al., 2013, 2016). En este contexto de discrepancias respecto a la edad del alzamiento andino, la presente tesis podría aportar información relevante a esta discusión dada su proximidad a los Andes Patagónicos Australes.

I.2) Objetivos e hipótesis de trabajo

El presente trabajo de Tesis Doctoral tiene como objetivo general realizar un análisis estratigráfico de alta resolución que permita comprender la evolución sedimentológica y estratigráfica de las formaciones Río Belgrano y Río Tarde (Cretácico Inferior) entre los lagos Pueyrredón-Posadas y Belgrano (provincia de Santa Cruz), correspondiente al sector norte de la Cuenca Austral. En este estudio se analiza la influencia relativa de factores de control alogénicos y autogénicos sobre la arquitectura estratigráfica, entre ellos el levantamiento de la Cordillera de los Andes, el volcanismo contemporáneo y la paleogeografía cretácica del extremo norte de la Cuenca Austral. Como hipótesis de trabajo, se propone que: (1) el levantamiento andino en conjunto con la actividad volcánica del arco magmático cretácico son un control primario en la evolución estratigráfica del margen norte de la Cuenca Austral; (2) la regresión marina ocurrida durante el Cretácico Temprano, evidenciada por la transición de los sistemas deltaicos de la Formación Río Belgrano a los sistemas fluviales de la Formación Río Tarde, se vinculan a la estructuración de altos paleogeomorfológicos en el margen andino y en la Región del Deseado; (3) la mayor proporción de material volcanoclástico del Miembro Superior de la Formación Río Tarde, en relación al Miembro Inferior, representa un control de primer orden en el desarrollo de la arquitectura estratigráfica de esta unidad.

Para alcanzar el objetivo general y corroborar las hipótesis planteadas es necesario el cumplimiento de los siguientes objetivos específicos:

- a. Analizar la organización estratigráfica de las formaciones Río Belgrano y Río Tarde, mediante la confección de perfiles sedimentológicos detallados, junto con análisis de facies y asociaciones de facies, y estimaciones paleohidrológicas en distintas localidades del área de estudio.
- b. Utilizar perfiles de rayos gamma espectral para caracterizar las distintas litologías presentes y para mejorar la correlación entre las distintas localidades.

- c. Evaluar variaciones en las áreas fuente, cambios climáticos y/o paleoceanográficos mediante el análisis de fluorescencia de rayos X de sedimentos finos utilizando un dispositivo portátil.
- d. Inferir el rol de los factores de control autogénicos y alogénicos en la arquitectura depositacional de las formaciones Río Belgrano y Río Tarde.
- e. Contribuir al entendimiento de la dinámica sedimentaria y paleogeografía del extremo norte de la Cuenca Austral y su relación con el arco andino, la Región del Deseado y la Cuenca del Golfo San Jorge.

I.3) Área de estudio

El área de estudio se ubica geográficamente en el sector noroccidental de la provincia de Santa Cruz, entre los lagos Pueyrredón-Posadas y Belgrano, y abarca un área de 1900 km² (Fig. I.3.1). En el sector sur del área de estudio los afloramientos de las formaciones Río Belgrano y Río Tarde se ubican en una franja relativamente estrecha de rumbo N-S, al oeste de la meseta Belgrano, sobre los valles de los ríos Belgrano y Furioso (Fig. I.3.1). En el sector norte están expuestos en cercanías a la desembocadura del Río Oro y sobre el flanco norte de la meseta Belgrano (Fig. I.3.1). Los afloramientos de mayor extensión son los correspondientes al Miembro Superior de la Formación Río Tarde, los cuales están asociados a los márgenes occidental y norte de la meseta Belgrano y al flanco sur de la meseta del lago Buenos Aires.

I.4) Antecedentes

El cuadro cronoestratigráfico simplificado de las unidades que afloran en el área de estudio se muestra en la Fig. I.4.1. Allí se indican, en términos generales, los paleoambientes y el contexto geotectónico correspondiente a cada unidad. En las siguientes secciones se detallan

las características principales de cada unidad y sus implicancias en la estructuración y evolución estratigráfica de la Cuenca Austral.

I.4.1) Contexto geológico

Las rocas más antiguas que afloran en el área de estudio corresponden al basamento metasedimentario conocido como Formación Río Lácteo (Riccardi, 1971). Estas rocas afloran principalmente en los Andes Patagónicos Australes y han sido agrupadas, junto con otras unidades metasedimentarias contemporáneas, dentro del “*Eastern Andean Metamorphic Complex* (EAMC)”, definido por Hervé et al. (2003, 2008). La génesis de estas unidades se asocia al desarrollo de un prisma de acreción Devónico Tardío-Carbonífero Temprano ubicado sobre el sector occidental de la Región del Deseado (Suárez et al., 2021). Litológicamente está integrado por rocas metamórficas de bajo grado, generadas a partir de un protolito sedimentario turbidítico polideformado, que consiste predominantemente de lutitas con niveles de areniscas y conglomerados (Hervé et al., 1999; Giacosa et al., 2012; Suárez et al., 2019). El principal evento de metamorfismo y deformación ocurrió durante el Pérmico Temprano vinculado a la orogenia Gondwánica, el cual se asocia en este sector de Patagonia a la colisión de la Península Antártica contra el margen suroccidental de Gondwana (Suárez et al., 2021). Posteriormente, durante el Triásico Tardío, un evento de subducción horizontal de grandes dimensiones generó el último evento de metamorfismo, deformación y exhumación pre-andino del basamento (Navarrete et al., 2019; Suárez et al., 2021).

El basamento metamórfico se encuentra cubierto en discordancia angular (Fig. I.4.2) por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico Medio a Tardío incluidas en el Complejo El Quemado (Riccardi, 1971; Iglesia Llanos et al., 2003). Esta unidad es equivalente a otras unidades litoestratigráficas de Patagonia, como la Formación Tobífera en el subsuelo del sur de la Cuenca Austral y Malvinas, el Complejo Volcánico Bahía Laura en la Región del Deseado (Sruoga et al., 2008) y las formaciones Lonco Trapial y Marifil en la Cuenca de Cañadón Asfalto

y el Macizo Norpatagónico, respectivamente (Lesta y Ferello, 1972; Figari et al., 2015; Hauser et al., 2017). Este conjunto de unidades forma parte de la *Siliceous Large Igneous Province* (SLIP) Chon Aike (Pankhurst et al., 1998), la cual se asocia a un intenso magmatismo desarrollado en gran parte de Patagonia y la Península Antártica durante el Jurásico (Kay et al., 1989). Este magmatismo se vinculó históricamente al desmembramiento de Gondwana desde el Jurásico Temprano al Cretácico Temprano (Mpodozis y Ramos, 2008; Storey et al., 2013; Navarrete et al., 2019), aunque más recientemente se lo asocia a un proceso de *slab-break off* de la losa oceánica luego del evento de subducción subhorizontal triásico (Navarrete et al., 2024).

Este evento magmático representa el inicio de la depositación sin-extensional (sin-rift) dentro del contexto de la Cuenca Austral, en donde se restringe a depocentros limitados por fallas normales de orientación principalmente N-S, los cuales están presentes en el área de estudio y han sido caracterizados por varios autores (Giacosa y Franchi, 2001; Ramos et al., 2019; Ronda et al., 2019). La influencia de estas estructuras no solo se limita al relleno del Jurásico de la cuenca, ya que el paleorelieve generado durante la fase extensional ha controlado la sedimentación de las unidades suprayacentes (Schwarz et al., 2011; Ancheta et al., 2020).

Por encima de estas rocas volcánicas y en discordancia (Fig. I.4.2), la sedimentación silicoclástica inicia con depósitos marinos de la Formación Springhill (Arbe, 2002). Esta unidad es diacrónica y se registra a lo largo de toda la cuenca, desde la Plataforma Continental Argentina en el *offshore* de Tierra del Fuego, hasta el noroeste de la provincia de Santa Cruz (Cuitiño et al., 2019a). En el sector sur de la Cuenca Austral posee edad Titoniana, mientras que en el sector norte posee edad Hauteriviana a Barremiana temprana (Riggi, 1957; Ottone y Aguirre Urreta, 2000, 2002; Richiano et al., 2016). Paleoambientalmente, la Formación Springhill está integrada por depósitos marinos someros, estuarinos y continentales (Ancheta et al., 2020; Del Fueyo et al., 2021), destacando los depósitos de areniscas cuarzosas que en el subsuelo constituyen el principal reservorio de hidrocarburos de la Cuenca Austral (Galeazzi, 1998).

Sistema/Serie		Unidades litoestratigráficas	Paleoambiente	Contexto tectónico
Neógeno	Mioceno	Basalto Belgrano	Volcánico	Slab-window
		Fm. Santa Cruz	Fluvial	Cuenca de antepaís
		Fms. El Chacay/Centinela	Marino somero	
Paleógeno	Oligoceno			Exhumación
	Eoceno	Basalto Posadas	Volcánico	Slab-window
	Paleoceno			Cuenca de antepaís y exhumación ?
Cretácico	Superior	Formación Cardiel	Fluvial	Post-rift
	Inferior	Formación Río Tarde - Miembro Superior	Fluvial (volcanoclástico)	
		Formación Río Tarde - Miembro Inferior	Fluvial (epiclástico)	
		Formación Río Belgrano	Deltaico	
		Formación Río Mayer	Plataforma externa	
		Fm. Springhill	Estuarino Continental	
Jurásico	Superior			Sin-rinft
	Medio	Complejo El Quemado y unidades equivalentes	Volcánico	
Triásico				Alzamiento orogénico policíclico
Pérmico			Metamorfismo de bajo grado	
Carbonífero	Pe			
	Mi			
Devónico	S	Fm. Río Lácteo y unidades equivalentes	Marino profundo	Prisma de acreción
	M			

Figura I.4.1. Litoestratigrafía de la Cuenca Austral en la latitud 47° S. Sobre el lado derecho se muestran de manera sintética los principales paleoambientes y el contexto geotectónico de cada unidad. En la columna de contexto tectónico, los símbolos rojos indican las principales discordancias y los símbolos negros indican discordancias menores. Los principales hiatos se representan mediante espacios rellenos con líneas horizontales. El contexto tectónico está basado en Cuitiño et al. (2019a) y Suárez et al. (2019).

La Formación Springhill grada lateral y verticalmente a facies de ambiente de plataforma externa, asignadas a la Formación Río Mayer (Arbe, 1986, 2002; Richiano et al., 2016), presentes a lo largo de toda la cuenca y que marcan una notable profundización resultado de la transgresión. Ambas unidades marcan el inicio del estadio de hundimiento termal (post-rift) de la Cuenca Austral (Arbe, 2002; Cuitiño et al., 2019a). La Formación Río Mayer se caracteriza principalmente por pelitas negras, y eventuales niveles de margas y areniscas. El inicio de la

sedimentación en el sector sur de la cuenca comenzó en el Berriasiano, mientras que en el sector norte se inicia en el Hauteriviano (Aguirre Urreta, 2002). La Formación Río Mayer es equivalente en subsuelo de la Formación Palermo Aike, siendo las principales rocas generadoras de hidrocarburos de la cuenca y con gran potencial para el desarrollo de reservorios no convencionales (Richiano et al., 2015). En el sector norte de la Cuenca Austral, el final de la transgresión marina ocurre durante el Barremiano (Ghiglione et al., 2015) y está evidenciado por la progradación hacia el sur de depósitos marinos someros y sistemas deltaicos. El inicio de la regresión cretácica está representado, dentro del área de estudio, por depósitos deltaicos y de ambiente marino somero de edad Barremiana incluidos en la Formación Río Belgrano (Ramos, 1979; Arbe, 1986), que cubren de manera concordante y transicional a la Formación Río Mayer. La Formación Río Belgrano está compuesta por paquetes de areniscas y pelitas de coloración verdosa con tendencia grano y estratocreciente, que representan la somerización de la cuenca (Arbe, 1986; Barberón et al., 2015).

La continentalización de la cuenca ocurrió durante el Aptiano y está representada por depósitos fluviales incluidos en la Formación Río Tarde (Ramos, 1979; Arbe, 1986). Esta unidad yace en concordancia sobre la Formación Río Belgrano, dividiéndose en un Miembro Inferior, epiclástico, y un Miembro Superior, predominantemente volcaniclástico. El alto contenido de ceniza volcánica del Miembro Superior indica un aumento de la actividad volcánica en el arco magmático emplazado hacia el oeste (Ramos et al., 1982; Suárez et al., 2023). Finalmente, el relleno cretácico del área de estudio culmina con los sistemas fluviales de la Formación Cardiel (Ramos, 1982; Giacosa y Franchi, 2001). Esta unidad yace de forma concordante o mediante suave discordancia angular sobre la Formación Río Tarde, y posee edad Cenomaniana. Aunque dentro del área de estudio es la unidad más joven del registro cretácico, en sectores más australes de la Cuenca Austral la sedimentación continúa sin interrupción hasta el Maastrichtiano (Cuitiño et al., 2019a).

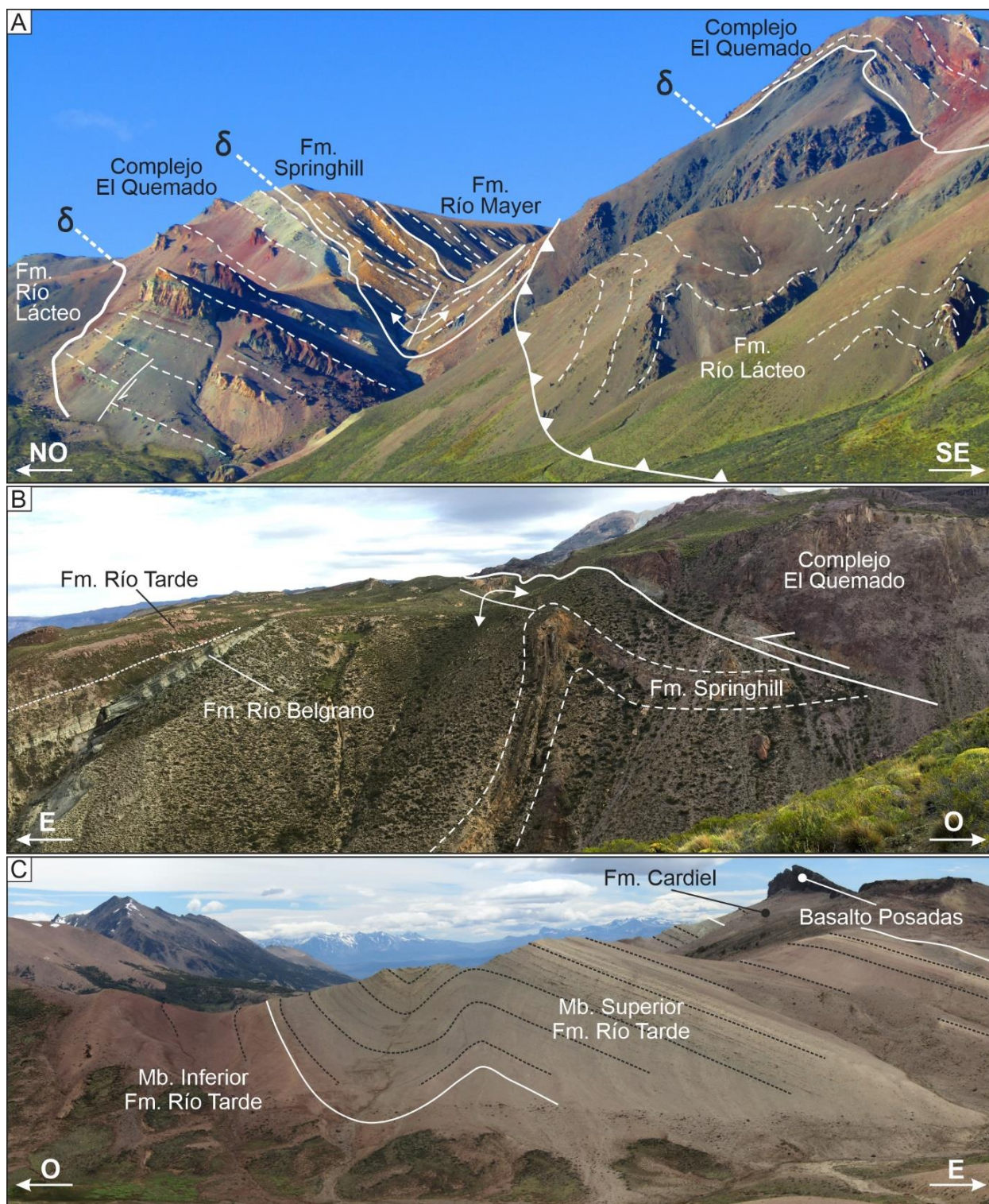


Figura 1.4.2. Relaciones estratigráficas entre las unidades litoestratigráficas paleozoicas y mesozoicas. A) Relación estratigráfica entre el basamento del Paleozoico, las rocas volcánicas jurásicas y las unidades basales cretácicas al norte del Lago Belgrano. La letra griega delta marca las principales discordancias. Notar la suave discordancia entre el Complejo El Quemado y la Formación Springhill. B) Fotografía del margen sur del Río Oro que muestra el contacto tectónico, mediante un corrimiento que inclina al oeste,

entre el Complejo El Quemado y la Formación Springhill. Las formaciones Río Belgrano y Río Tarde están expuestas hacia el este, en el limbo frontal del pliegue asociado al crecimiento de la falla. C) Pliegues retrovergentes en los miembros Inferior y Superior de la Formación Río Tarde en la localidad El Águila. Se observa concordancia entre ambas unidades y la ausencia de estratos de crecimiento a lo largo de la secuencia.

En el área de estudio, sobre la Formación Cardiel y mediante una paraconcordancia o en discordancia angular se apoya el Basalto Posadas (Fig. 1.4.2), que posee edad Eocena, evidenciando un hiato de aproximadamente 40 millones de años. Este basalto, y sus equivalentes intrusivos (Cerro Negro, Cerro Colmillo, entre otros) representan el magmatismo asociado al desarrollo de la ventana astenosférica causada por la subducción de la dorsal oceánica de Aluk/Farallón (Ramos y Kay, 1992). Por encima del Basalto Posadas se encuentran depósitos marinos someros de las formaciones Centinela/El Chacay, que representan la segunda transgresión marina de la cuenca a estas latitudes. Este evento se desarrolló durante el Mioceno temprano (Cuitiño et al., 2015, 2019a; Aramendía et al., 2019), proveniente del Océano Atlántico, y se infiere que tuvo conexión con el Océano Pacífico (Encinas et al., 2018). Estas unidades gradan verticalmente a los depósitos continentales de la Formación Santa Cruz (Cuitiño et al., 2019b). La depositación de ambas unidades miocenas ocurrió en un contexto de sedimentación sinorogénica, asociado al principal pulso de levantamiento andino (Folguera et al., 2018; Aramendía et al., 2019, 2023).

El registro del Cenozoico culmina con un evento magmático que afectó a este sector de la cuenca y posee múltiples expresiones superficiales, como los basaltos Belgrano y de la Meseta del Lago Buenos Aires, y sus equivalentes intrusivos (Riggi, 1957; Ronda et al., 2019). Este evento magmático se asocia a la aproximación de la ventana astenosférica que se generó por la subducción de la dorsal de Chile (Navarrete et al., 2020). Finalmente, las glaciaciones ocurridas a fines del Cenozoico, y particularmente durante el Holoceno (Glasser et al., 2008), terminaron de modelar el paisaje, labrando extensos valles y dando origen a los grandes lagos

de la región (lagos Pueyrredón-Posadas, Lago Buenos Aires, entre otros) (Davies et al., 2020; Pánek et al., 2023).

I.4.2) Estratigrafía del ciclo regresivo Barremiano-Aptiano

La continentalización del sector norte de la Cuenca Austral está marcada por la progradación de depósitos marinos litorales y deltaicos de la Formación Río Belgrano (Ramos, 1979) que cubren transicionalmente a los depósitos de la Formación Río Mayer. Los primeros estudios en esta unidad corresponden a Hatcher (1897, 1900), quien definió a este conjunto de rocas como “*Belgrano Beds*”, dentro de lo que denominó “*Pueyrredón Series*”. Posteriormente, Stanton (1901) les asigna una edad “Neocomiana” (Cretácico Inferior), basándose en el contenido fósil de invertebrados marinos y restos de plantas. Feruglio (1949) revisita los afloramientos de esta unidad y, con una exhaustiva revisión de los antecedentes, los incorpora dentro del “Complejo Marino Infracretáceo”.

La denominación de esta unidad como formación y su subdivisión en dos miembros corresponde a Ramos (1979), mientras que el estudio de su contenido fósil y las características generales de su estratigrafía se documentan en Aguirre Urreta y Ramos (1981). Posteriormente, Arbe (1986, 2002) profundiza el conocimiento sobre su sedimentología, icnología y sus relaciones estratigráficas, definiendo el sentido de progradación y la ubicación de los depocentros principales. Los antecedentes indican que la Formación Río Belgrano cubre de manera transicional a la Formación Río Mayer y marca el fin de la etapa transgresiva de la cuenca, representando la progradación hacia el sur de depósitos deltaicos epiclásticos (Arbe, 2002; Ghiglione et al., 2015; Barberón et al., 2019; Pérez Loinaze et al., 2021).

Las primeras dataciones radiométricas de la Formación Río Belgrano fueron realizadas por Ghiglione et al. (2015), quienes realizaron dataciones U-Pb en circones detríticos de areniscas, obteniendo una edad máxima de depositación de 122 ± 1 Ma. Sin embargo, las

muestras datadas presentan circones con edades de 118.8 y 115.1 Ma. Los primeros análisis de procedencia sedimentaria en cortes delgados de las areniscas de esta unidad corresponden a Barberón et al. (2015), quienes identificaron fuentes metamórficas del EAMC y volcánicas del Complejo Volcánico Bahía Laura. Aramendía et al. (2018) realizan un estudio sedimentológico y de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM), y asignan un origen tectónico a la progradación de los depósitos litorales de la Formación Río Belgrano, idea compartida por Ronda et al. (2019) y Ramos et al. (2019). Recientemente, Naipauer et al. (2024) realizan dataciones U-Pb en circones detríticos de areniscas de la Formación Río Belgrano en afloramientos más australes (Perfil Tucu-Tucu), obteniendo una edad de ~123 Ma, considerando el pico gráfico más joven, pero destacando que en la muestra analizada se encontraron 4 circones con una edad de 116 ± 2 Ma.

En base a los datos sedimentológicos obtenidos en esta tesis doctoral, Valle et al. (2024) caracterizaron distintas localidades del margen norte de la Cuenca Austral, identificando un delta de energía mixta, influenciado por la fisiografía de la cuenca. Además, cuestionaron el contexto tectono-estratigráfico propuesto para la unidad, proponiendo un modelo de regresión normal con limitado efecto de la tectónica.

Por encima de la Formación Río Belgrano, y marcando la continentalización del sector norte de la Cuenca Austral, se encuentran los depósitos fluviales de la Formación Río Tarde, unidad formalizada por Ramos (1979), quien la subdividió en Miembro Inferior y Miembro Superior. Las primeras investigaciones geológicas de esta unidad fueron realizadas por Hatcher (1900), quien se refirió al Miembro Inferior como "*Upper Conglomerates*" y al Miembro Superior como "*Variegated Sandstones*". Feruglio (1949) analiza la litología, espesores y relaciones estratigráficas con las unidades subyacentes y suprayacentes, destacando la concordancia y la continuidad en la sedimentación. Este autor incluye a esta unidad dentro del "Chubutense" de la Cuenca del Golfo San Jorge que aflora en la Sierra de San Bernardo, destacando la similitud existente entre ambas cuencas para el relleno del Cretácico.

Décadas después, Arbe (1986) realiza un detallado análisis sedimentológico y estratigráfico que le permite interpretar un sistema fluvial meandriforme de moderada energía, que representa la facies proximal del sistema deltaico de la Formación Río Belgrano. Adicionalmente, realiza inferencias respecto al rol de la tectónica y el nivel de base en la evolución de la Cuenca Austral. Posteriormente, Arbe (2002) realiza una minuciosa revisión de la unidad, incluyendo evidencias adicionales para sustentar los modelos evolutivos propuestos previamente, así como un ordenado trabajo de correlación de los ciclos de sedimentación en todo el ámbito de la cuenca.

La primera datación radiométrica de la Formación Río Tarde fue realizada por Ramos y Drake (1987) en tobas del tope del Miembro Superior, utilizando una datación K-Ar en biotitas y plagioclasas que brindó una edad de ~99-97 Ma. Ghiglione et al. (2015) realizaron las primeras dataciones U-Pb del Miembro Inferior y del Miembro Superior. Para el Miembro Inferior dataron areniscas pertenecientes a la primera faja de canales fluviales del perfil del Río Oro, de la cual obtuvieron una edad máxima de depositación de 121.5 ± 1 Ma, con un circón más joven de 118 ± 2 Ma. Barberón et al. (2015) analizaron secciones delgadas de areniscas del Miembro Inferior, y definen la proveniencia de la unidad, destacándose el basamento metamórfico paleozoico y las rocas volcánicas jurásicas del Complejo El Quemado. Aramendía et al. (2018) confeccionaron un perfil sedimentológico en la localidad de Veranada de Gómez, caracterizando a la unidad como parte de un sistema fluvial de tipo entrelazado de alta energía, con limitada preservación de depósitos de planicie de inundación. Adicionalmente, realizaron un estudio de ASM, obteniendo un vector de acortamiento en dirección E-O, y sugiriendo un evento de deformación compresivo para el Barremiano-Aptiano, en concordancia con la propuesta de varios autores (Ramos, 1979; Arbe, 2002; Ghiglione et al., 2015, 2021; Barberón et al., 2015, 2019; Ramos et al., 2019).

Valle et al. (2024) con datos extraídos de la presente investigación analizaron distintos afloramientos de la unidad, interpretando que la misma representa un sistema fluvial progradante hacia el sur, con características similares a la de un sistema distributivo desarrollado en

cercanías a los deltas incluidos en la Formación Río Belgrano. Además, infirieron un paleoclima semi-árido, en base a la elevada variabilidad en la descarga acuosa y al desarrollo de vegetación ripariana en los márgenes de los canales. Respecto al contexto tectónico de la unidad, estos autores indican que a pesar del control del paleorelieve en la dirección de paleoflujo del sistema fluvial, no existen evidencias que demuestren control tectónico contraccional contemporáneo con la depositación de la unidad. De esta breve revisión del conocimiento existente de la Formación Río Tarde se concluye que la misma representa sistemas fluviales con múltiples estilos fluviales, que alimentaban a los deltas de la Formación Río Belgrano. La abundancia de conglomerados y areniscas conglomerádicas en los sistemas fluviales marcan un notable incremento en la granulometría de la sedimentación Cretácica, rasgo que ha sido asociado a un cambio en la geodinámica de la cuenca a estas latitudes, aunque no existen evidencias de discordancias entre esta unidad con las unidades litoestratigráficas que la limitan.

I.5) Metodología

En esta sección se describen separada y detalladamente cada una de las metodologías utilizadas en el desarrollo de esta Tesis Doctoral, siguiendo el orden en el que han sido tratadas.

I.5.1) Sedimentología

I.5.1.1) Facies y asociaciones de facies

El estudio de la evolución paleoambiental del área de estudio se sustenta en el análisis detallado de perfiles sedimentológicos realizados en cinco localidades: Río Oro, Veranada de Gómez, El Águila, Cerro Negro y Río Belgrano (Fig. II.1.2), totalizando más de 1200 m de columna. Se describieron e interpretaron los depósitos de las formaciones Río Mayer, Río

Belgrano y Río Tarde. La base racional de este tipo de estudio se sustenta en la inferencia de que los procesos sedimentarios que actúan en ambientes sedimentarios modernos también lo hicieron en el pasado. De esta manera, la identificación de facies sedimentarias en el registro rocoso permite interpretar el tipo de proceso, o conjunto de procesos, que le dieron origen. Con esta finalidad, las facies sedimentarias se agrupan de acuerdo con su litología, estructuras sedimentarias, geometrías, tendencias granulométricas, con la utilización de un comparador visual, composición y otros atributos tales como fósiles corpóreos, trazas fósiles y distribución de paleocorrientes. La intensidad de bioturbación se definió en función de los criterios propuestos por Taylor y Goldring (1993).

Al analizar la sucesión vertical de facies sedimentarias y sus relaciones espaciales se realizan inferencias respecto a los subambientes y paleoambientes sedimentarios que ocurrieron en el pasado (Reineck y Singh, 1973; Walker y James, 1992). Con el objetivo de comprender la evolución paleoambiental de las unidades litoestratigráficas analizadas, se interpretaron las asociaciones de facies en cada perfil sedimentario, cuantificando, además, la proporción de cada asociación de facies en las distintas localidades. Esta metodología se utilizó para establecer diferencias en el rol relativo de los procesos autogénicos y alogénicos (Miall, 2013) que actuaron en la construcción de los depósitos del sistema deltaico de la Formación Río Belgrano y en los sistemas fluviales de la Formación Río Tarde.

En ambientes marinos y deltaicos, esta información permitió interpretar estilos y dirección de migración de barras, y discriminar la contribución relativa de procesos marinos (i.e., olas, tormentas y mareas) en relación a los procesos vinculados a la dinámica fluvial. Dentro del ambiente fluvial, los datos arquitecturales se utilizaron para caracterizar las relaciones entre barras y canales, interpretar los mecanismos de migración de los canales, sus estilos fluviales, y para realizar estimaciones paleohidrológicas. La integración de los resultados en cada localidad se utilizó para caracterizar la macroarquitectura estratigráfica (i.e., densidad y patrones de apilamiento) de las unidades estudiadas y para comprender su evolución temporo-espacial. De

esta manera, se realizaron inferencias respecto a los controles autogénicos y alogénicos a escala de sistema depositacional.

I.5.1.2) Arquitectura fluvial

Además de analizar la evolución paleoambiental de las unidades en base a los perfiles sedimentarios, se realizó un análisis bidimensional, y en ocasiones tridimensional, de los principales cuerpos areno-conglomerádicos de cada localidad. Este análisis implicó identificar, caracterizar y jerarquizar los elementos arquitecturales y las superficies internas de cada cuerpo (Miall, 1985, 1996). Para medir estos atributos se utilizó el báculo de Jacob, cinta métrica, brújula, GPS, y modelos digitales de afloramiento y ortomosaicos generados con un vehículo aéreo no tripulado (VANT) DJI Phantom 3 Advanced.

Esta información geoespacial fue complementada e integrada con datos de paleoflujo, siguiendo las metodologías propuestas por Bridge (1993, 2003) y Miall (1985, 1996). Los datos de paleoflujo se corrigieron según los datos estructurales de los afloramientos empleando las consideraciones metodológicas de Ramsay (1961). El tratamiento estadístico de los datos y los diagramas de rosa se generaron utilizando el *software* gratuito Georient. Adicionalmente, los datos de paleoflujo se utilizaron para calcular el ancho real de cada cuerpo sedimentario mediante una corrección geométrica que vincula la dirección de paleoflujo con el rumbo del afloramiento, en donde afloramientos perpendiculares al paleoflujo muestran el ancho real y mientras más oblicua es la relación entre ambos, mayor es el ancho aparente observado en campo.

I.5.1.3) Paleohidrología fluvial

Las estimaciones de la paleodescarga acuosa de los canales fluviales analizados se realizó a través de (1) la medición sistemática de la altura del espesor sets de estratificaciones

entrecruzadas y, (2) la medición de la altura y longitud de las barras. Esto se debe a la proporcionalidad existente entre estos elementos con la profundidad del flujo y las condiciones de descarga (Bridge y Mackey, 1993; Leclair y Bridge, 2001; Best et al., 2005; Paredes et al., 2018a). De esta manera, y en conjunto con los datos geométricos de los cuerpos sedimentarios (ancho y espesor) se obtuvieron estimaciones de la descarga promedio (Q_m), la descarga en condiciones de canal lleno - *bankfull* (Q_b) y el coeficiente de variación (CV) de la misma ($CV=Q_m/StD$).

Las mediciones se realizaron sobre 36 canales fluviales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, ubicados a lo largo de una transecta aproximadamente norte-sur de unos 30 km de longitud, que abarca, de norte a sur, las localidades de Río Oro, Veranada de Gómez, El Águila y Río Belgrano (ver ubicación en Fig. I.3.1).

I.5.2) Perfiles de Rayos Gamma Espectral (*Spectral Gamma Ray*: SGR)

Conjuntamente con la confección de los 5 perfiles sedimentológicos, se realizó el perfilaje de Rayos Gamma Espectral (SGR) en cada uno de ellos con una resolución vertical de 50 centímetros utilizando el espectrómetro portátil *Radiation Solutions 125*. Este dispositivo está equipado con un cristal de INa que registra la radiación gamma natural de las rocas y un lector multicanal que cuantifica la contribución de potasio (K, en %), uranio (U, en ppm) y torio (Th, en ppm) a la lectura total, utilizando intervalos espectrales fijos (Lovborg, 1984). Se determinó empíricamente que, con una prueba de dos minutos, la variabilidad entre las lecturas es inferior al 5%, lo cual es aceptable para los propósitos del estudio. En total, se realizaron más de 2500 mediciones en afloramientos de las formaciones Río Mayer, Río Belgrano y Río Tarde (Miembro Inferior y Superior). Los perfiles SGR se emplearon para cuantificar la composición radiométrica de cada litología, facies y asociación de facies, así como de cada unidad litoestratigráfica. Además, se utilizaron para correlacionar los perfiles basándose en las tendencias verticales de las curvas obtenidas. Para garantizar una cuantificación, visualización y clasificación clara y

objetiva, se utilizaron diversos métodos estadísticos. El primer paso consistió en la estadística descriptiva y el uso de diagramas de cajas y bigotes para resumir y visualizar las características de los datos, tales como el contenido y la distribución de GR total, K, U y Th de los diferentes grupos analizados (litologías, asociaciones de facies o unidades litoestratigráficas).

Adicionalmente, se llevó a cabo un análisis de correlación lineal para explorar las relaciones entre los elementos estudiados dentro de cada grupo, y se construyeron matrices de correlación. Posteriormente, se aplicó un análisis de varianza (ANOVA) unidireccional paramétrico, complementado con pruebas de comparaciones múltiples de Tukey (Tukey, 1949, 1977; Walpole et al., 2012; Alperin, 2013), para investigar la posible agrupación de diferentes factores, como las litologías, asociaciones de facies y unidades litoestratigráficas, según las medias de cada variable (GR total, K y Th). Este análisis se realizó con un nivel de confianza del 95%. El uranio (U) fue desestimado debido a que no cumplía con los supuestos necesarios para la prueba de ANOVA, que incluyen distribución normal, independencia entre las observaciones y homogeneidad de varianza (Ståhle y Wold, 1989; Walpole et al., 2012). Para corregir la distribución de las lecturas, se aplicó una transformación logarítmica a las mediciones de GR total y Th. Además, se excluyeron algunas lecturas identificadas como valores atípicos, mayormente relacionados con modificaciones diagenéticas locales.

I.5.3) Fluorescencia de Rayos X (FRX)

Durante el trabajo de campo se recolectaron 239 muestras de pelitas de los perfiles sedimentarios para su posterior análisis mediante fluorescencia de rayos X utilizando el analizador portátil X "X-MET7000" de Oxford Instruments. El protocolo de preparación de las muestras sigue rigurosamente las directrices establecidas por Craigie (2018), incluyendo la homogeneización, el cuarteo y la molienda utilizando un mortero de mano. Cada muestra fue sometida a tres mediciones, con un intervalo de 90 segundos en cada medición, utilizando un método diferente en cada ocasión. Se evaluó la precisión de los valores obtenidos en cada

medición para cada elemento en términos de 2σ , y se seleccionó el método que ofreciera la mayor precisión.

Los métodos seleccionados para registrar los contenidos geoquímicos de las muestras fueron los siguientes: el método "Mining_LE_FP" para Al, Si, K y Ca; el método "Mining_FP" para Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb y Mo; y el método "Soil_FP" para Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Cd, Ba y Ta. Para garantizar la exactitud y la fiabilidad de los resultados, se llevó a cabo la calibración sistemática del instrumento utilizando una muestra en blanco proporcionada por el fabricante. Además, como parte del proceso de validación cruzada de los datos, se compararon los valores de K obtenidos mediante el análisis de fluorescencia de rayos X con los obtenidos utilizando el dispositivo de Rayos Gamma Espectral RS-125 en las mismas muestras. Esta comparación reveló una concordancia satisfactoria entre los contenidos obtenidos por herramientas diferentes, lo que permitió la correlación de tendencias generales en ambos conjuntos de datos.

A pesar de haber seguido las prácticas más apropiadas para la preparación y medición de las muestras, el conjunto de datos geoquímicos obtenido se empleó principalmente para identificar tendencias verticales de elementos, relaciones entre elementos y sus correlaciones, y no como un resultado analítico final.

Se efectuó el análisis estadístico de los datos obtenidos por FRX portátil. Los primeros pasos implicaron la construcción de una matriz de correlación de elementos, la generación de gráficos binarios de elementos y la creación de diagramas de caja para investigar las relaciones entre los elementos y posibles vínculos elemento-mineral, siguiendo las pautas establecidas por Craigie (2018). Con el objetivo de maximizar la utilidad de la información disponible y reducir la dimensionalidad de los datos, se empleó el análisis de componentes principales (Wold et al., 1987). Este enfoque permite identificar combinaciones lineales de variables que capturan la variabilidad más significativa en los datos, lo que facilita la inferencia de fuentes de sedimentos, tendencias climáticas y paleo-oceanográficas, así como otros procesos sedimentológicos relevantes.

CAPÍTULO II - RESULTADOS

II.1) Sedimentología

II.1.1) Perfiles sedimentológicos

En esta sección se presentan los perfiles sedimentológicos confeccionados y su respectivo análisis de facies sedimentarias y asociaciones de facies. Adicionalmente, se describen las generalidades de cada perfil sedimentológico y, en particular, las unidades litoestratigráficas que afloran, sus relaciones estratigráficas y las principales estructuras tectónicas de cada localidad (Fig. II.1.1). A continuación, se detallan las características generales de cada localidad, en relación a la presencia de estructuras tectónicas (fallas y pliegues), a la actitud de los estratos de cada unidad y a los métodos que se han utilizado en cada una. En todas las localidades se ha realizado el análisis de facies sedimentarias, asociaciones de facies, el análisis arquitectural/paleohidrológico de las principales fajas de canales y un perfil de rayos gamma espectral con una resolución vertical de 0.5 m. En la Fig. II.1.2 se muestran los perfiles sedimentológicos de manera simplificada, en donde se señalan adicionalmente las principales características paleoambientales de cada sección.

II.1.1.1) Perfil Río Oro (47°25'39"S; 71°56'57"O)

Esta localidad se ubica en cercanías a la costa suroeste del Lago Pueyrredón, sobre la margen sur del río Oro (Fig. II.1.1). El perfil inicia con 45 metros de la Formación Río Belgrano, con su base cubierta, que pasan verticalmente de manera concordante al Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. La base de esta unidad se reconoce en esta localidad por la aparición de pelitas rojas de la planicie de inundación distal. Esta unidad presenta un espesor parcial de 92 metros, con su techo cubierto.

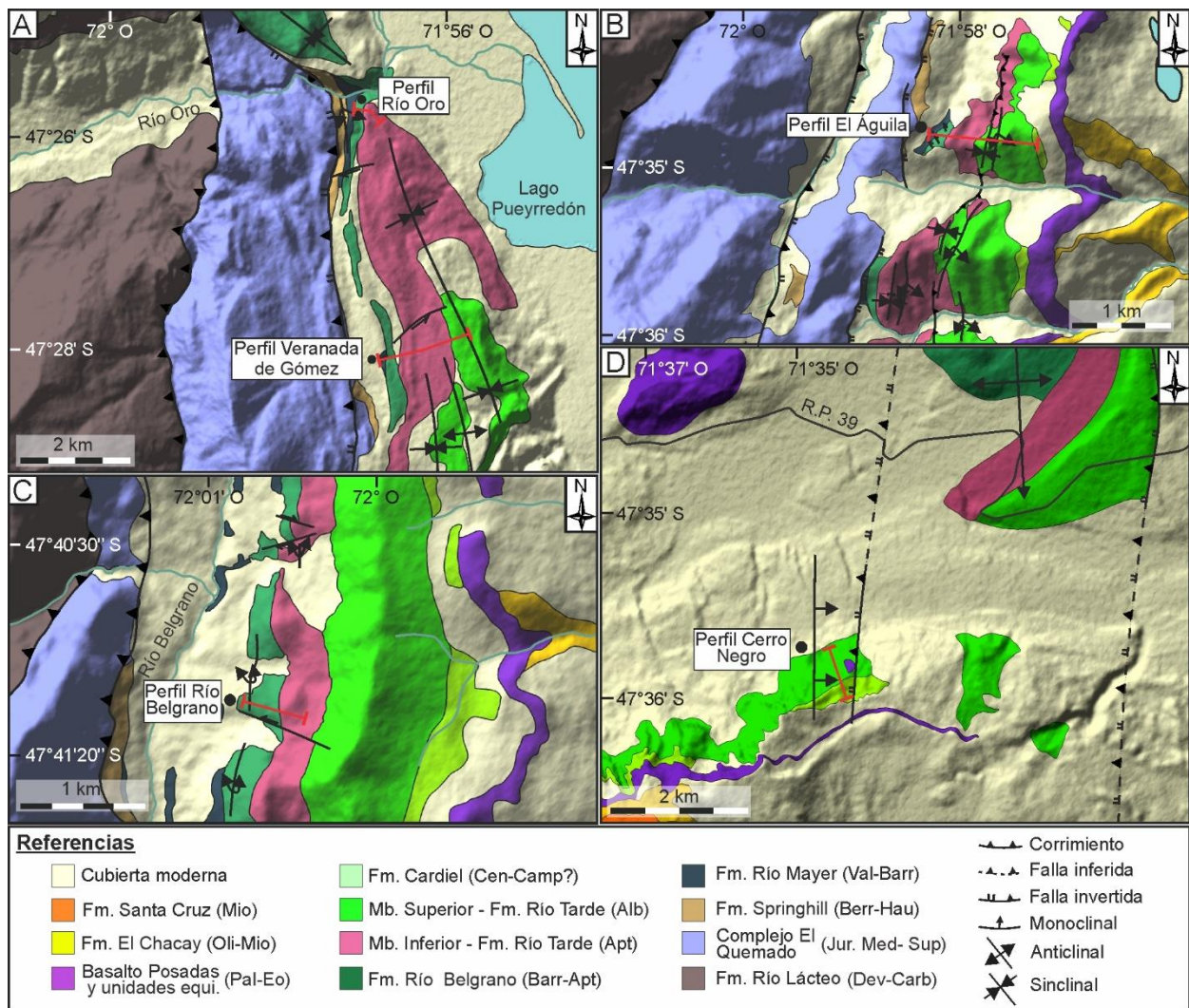


Figura II.1.1. Mapas geológicos de detalle y ubicación de los perfiles sedimentológicos. El mapa base utilizado fue un modelo digital de elevación ALOS PALSAR de 12.5 m de resolución espacial. La cartografía de las unidades de basamento fue extraída de Giacosa y Franchi (2001). Dev: Devónico. Carb: Carbonífero. Jur Med: Jurásico Medio. Sup: Superior. Berr: Berriasiano. Hau: Hauteriviano. Val: Valanginiano. Barr: Barremiano. Apt: Aptiano. Alb: Albiano. Cen: Cenomaniano. Camp: Campaniano. Pal: Paleoceno. Eoc: Eoceno. Oli: Oligoceno. Mio: Mioceno.

Las unidades objeto de estudio totalizan 137 m y afloran al este de un corrimiento buzante al oeste que levanta rocas jurásicas del Complejo El Quemado, en el flanco occidental de un sinclinal NNO-SSE, con buzamientos entre 30 y 25° al este (Fig. II.1.1). En las zonas cercanas al corrimiento se observa un anticlinal de aproximadamente 150 m de amplitud, desarrollado

sobre un estrato arenoso perteneciente a la Formación Springhill (Fig. I.4.2B). En la zona, y debajo de los afloramientos de la Formación Río Belgrano, afloran pequeños asomos de la Formación Río Mayer.

En esta localidad se recolectaron 11 muestras de pelitas para su posterior análisis de FRX. En la Fig. II.1.3 se presenta el perfil sedimentológico con su respectivo análisis de facies y asociaciones de facies, y la ubicación de las muestras de FRX. La figura incluye las referencias gráficas que se utilizan en todos los perfiles sedimentológicos.

II.1.1.2) Perfil Veranada de Gómez (47°27'45"S; 71°56'36"O)

Esta localidad se ubica al oeste de los lagos Pueyrredón y Posadas, entre los ríos Oro y Furioso (Fig. II.1.1). La sección relevada totaliza 435 m e inicia con 55 metros de la Formación Río Mayer la cual posee su base cubierta y se encuentra dominada por facies pelíticas. En transición, y de manera concordante, se desarrolla la Formación Río Belgrano, cuya base está marcada por la aparición de las primeras areniscas gruesas con estratificaciones entrecruzadas de gran escala.

En esta localidad, el techo de esta unidad está cubierto y totaliza un espesor total de 112 m hasta la aparición del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, el cual yace por encima de manera concordante. La base de esta unidad está marcada por la base erosiva de canales fluviales de grandes dimensiones.

En esta localidad sólo se analizaron los principales canales fluviales del Miembro Inferior, ya que los depósitos finos de la planicie de inundación distal se encuentran en todo el perfil cubiertos por vegetación y sedimentos modernos. Se reconocieron 2 fallas normales sin-sedimentarias con una dirección de inclinación hacia N 318° e inclinación de 65°, con rechazos que llegan a los 0,7 m. El espesor total de esta unidad es de 197 m, aunque es necesario aclarar que existe un margen de error de algunos metros ya que, al encontrarse en gran parte cubierto,

no se pudieron realizar las correcciones angulares del báculo con la frecuencia necesaria para una medición precisa. Por encima, de manera transicional y concordante, aflora el Miembro Superior de la Formación Río Tarde con un espesor de 71 m, también con varias decenas de metros cubiertos. El criterio para señalar la base de esta unidad es la aparición del primer nivel tobáceo reconocible en afloramiento.

En esta localidad las unidades litoestratigráficas están expuestas sobre el flanco occidental de un sinclinal de rumbo aproximadamente N-S, asociado al desarrollo de un corrimiento buzante al oeste que exhuma rocas jurásicas del Complejo El Quemado, ubicado 900 m al oeste (Fig. II.1.1). Este corrimiento monta una lámina del Complejo El Quemado y la pone en contacto tectónico con la Formación Springhill, cuya base está expuesta, en donde se observa el contacto erosivo de facies arenosas con el Complejo mencionado. En las zonas cercanas al corrimiento se observa una zona de daño de 20 m de ancho, con alteración hidrotermal asociada a planos de fallas y con desarrollo de estrías de falla. Las unidades objeto de estudio buzán en el sector externo del sinclinal entre 38° y 33° hacia el este, mientras que hacia el núcleo del pliegue sus inclinaciones disminuyen a valores entre 14° y 6° al este.

En esta localidad se recolectaron 44 muestras de pelitas para su posterior análisis de FRX. El perfil sedimentológico se presenta en las figuras II.1.4 y II.1.5 con su respectivo análisis de facies y asociaciones de facies, y la ubicación de las muestras de FRX.

II.1.1.3) Perfil El Águila (47°34'52"S; 71°58'17"O)

Esta localidad se ubica entre las nacientes del Río Furioso y el Río Tarde, en cercanías al Puesto El Águila (Fig. II.1.1). La sección confeccionada totaliza 503 m de afloramientos continuos, siendo la única localidad con buenas exposiciones de todas las transiciones entre unidades litoestratigráficas. El perfil inicia con 147 metros de la Formación Río Belgrano, que posee su base cubierta y una tendencia general grano-estrato creciente. En esta unidad se

reconocieron 3 fallas normales sinsedimentarias con dirección de inclinación promedio de 72° hacia N 62° , con rechazos menores a 1,6 m. La Formación Río Belgrano limita verticalmente con el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. Este pase formacional es concordante y la base del Miembro Inferior se reconoce por la aparición de pelitas rojas de la planicie de inundación distal. El espesor total de esta unidad es de 116 m, y su techo se ubica en la aparición del primer nivel tobáceo. El perfil continúa de manera concordante con 240 metros del Miembro Superior de la Formación Río Tarde, que pasa de manera transicional a afloramientos pobremente expuestos de la Formación Cardiel, con un espesor cercano a 80 metros, cubiertos en discordancia por el Basalto Posadas.

Las unidades afloran al este de un corrimiento de grandes dimensiones, el cual deforma el relleno cretácico, generando un homoclinal que buza al este entre 36° y 29° . Este corrimiento pone en contacto las secciones basales del Complejo El Quemado con su sección superior y su transición a la Formación Springhill (Figs. II.1.1 y I.3.1). Esta última unidad aflora localmente, y se caracteriza por areniscas conglomerádicas con abundantes restos de conchillas fragmentadas, que rellenan depresiones entre paleo-elevaciones, mostrando la naturaleza rocosa e irregular de la paleocosta (Foix et al., 2023). Hacia el este, la sucesión homoclinal se interrumpe por un plegamiento sinclinal-anticlinal, que posee sus núcleos en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Fig. I.4.2c), distanciados 60 m (media longitud de onda).

En esta localidad se recolectaron 102 muestras de pelitas para su posterior análisis mediante FRX. En las figuras II.1.6 y II.1.7 se presenta el perfil sedimentológico con su respectivo análisis de facies y asociaciones de facies, y la ubicación de las muestras de FRX.

II.1.1.4) Perfil Río Belgrano ($47^\circ 41' 15''$ S; $72^\circ 0' 52''$ O)

Esta localidad se ubica sobre la margen oriental del Río Belgrano, en cercanías a la divisoria de aguas que separa las cuencas hídricas de los ríos Furioso y Belgrano (Fig. II.1.1).

La sección confeccionada posee 215 m de potencia, y se inicia con 130 metros de la Formación Río Belgrano, que posee su base cubierta y su techo limitado por una superficie erosiva, que la separa del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. De esta unidad se midieron los 85 m iniciales, ya que los restantes no pudieron ser relevados por cuestiones logísticas (afloramientos inaccesibles). Aunque la sección medida culmina en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, la secuencia sedimentaria continua con cornisas verticales de alrededor de 300 metros de altura del Miembro Superior de la Formación Río Tarde, el cual pasa de manera transicional a afloramientos de la Formación Cardiel, que se ubican en posiciones topográficamente más bajas, coronados en leve discordancia por el Basalto Posadas.

Sobre las márgenes del Río Belgrano afloran pequeños asomos de la Formación Río Mayer, y hacia el oeste del cauce aflora también la Formación Springhill. Estas unidades se encuentran en contacto tectónico con el Complejo El Quemado mediante un corrimiento que inclina al oeste (Fig. II.1.1). Las unidades buzan al este, con inclinaciones variables entre 32° y 21° . Dentro de los afloramientos de la Formación Río Belgrano se dispone un plegamiento sinclinal-anticlinal de rumbo aproximadamente N-S, que posee sus núcleos distanciados 55 m (media longitud de onda). Este plegamiento retrovergente se interpreta como post-depositacional debido a que los estratos que lo integran presentan espesores constantes tanto en los flancos como en las charnelas.

En esta localidad se recolectaron 27 muestras de pelitas para su posterior análisis de FRX. En la Fig. II.1.8 se presenta el perfil sedimentológico con su respectivo análisis de facies y asociaciones de facies, y la ubicación de las muestras de FRX.

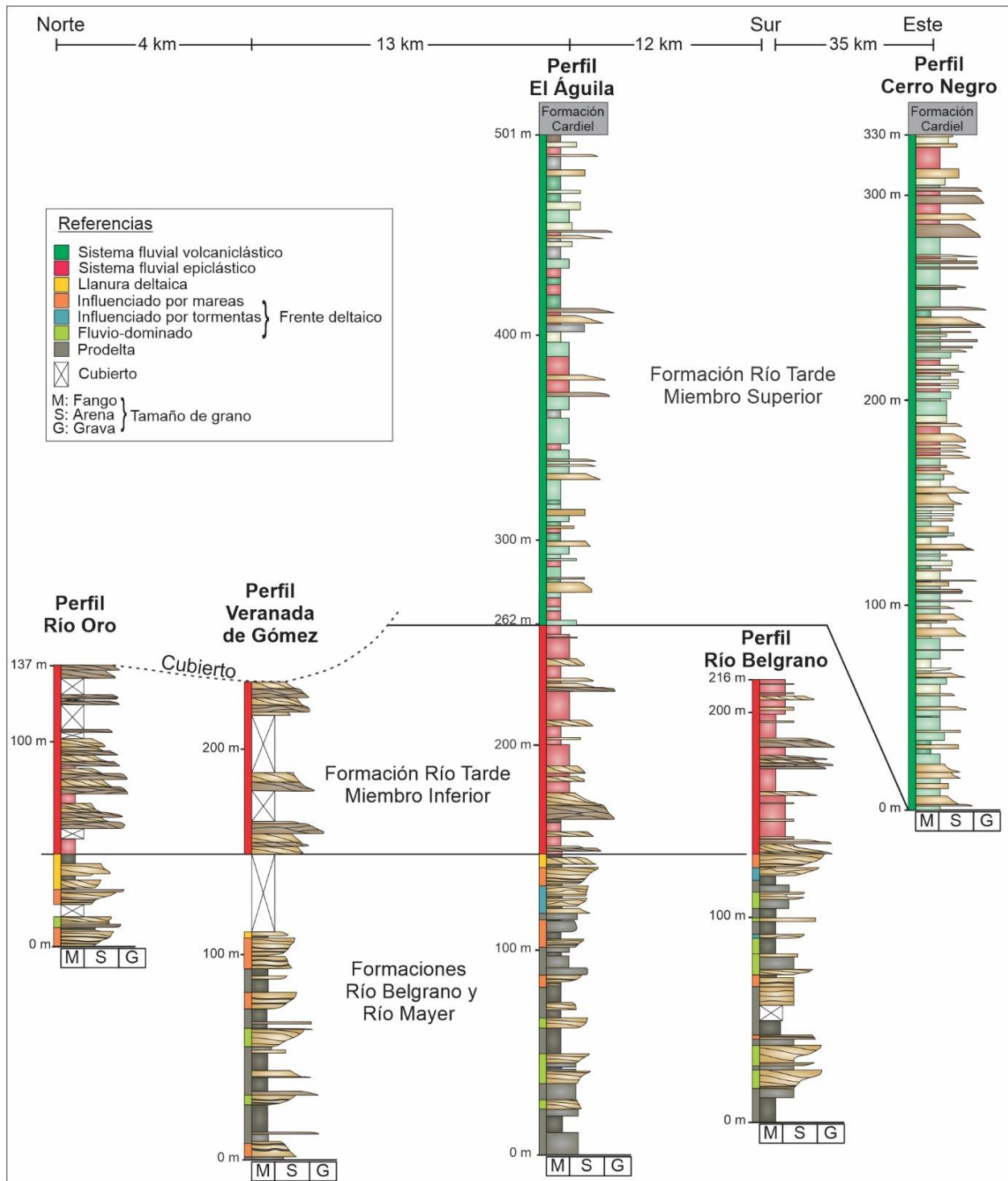


Figura II.1.2. Perfiles sedimentológicos realizados en el área de estudio (Ubicación en Fig. I.3.1).

II.1.1.5) Perfil Cerro Negro (47°36'4''S; 71°34'59''O)

Esta localidad se ubica sobre el faldeo norte de la Meseta Belgrano, 15 km al este del pueblo de Lago Posadas por la ruta provincial N°39 (Fig. II.1.1). El perfil abarca 330 metros del Miembro Superior de la Formación Río Tarde, con su base cubierta, y, por encima, 81 metros de la Formación Cardiel, con su techo cubierto, totalizando 411 m. En los afloramientos del Miembro Superior de la Formación Río Tarde se reconocieron 6 fallas normales con rechazos que varían entre 1,2 y 0,3 m, y rumbos aproximadamente E-O, con inclinaciones que varían entre 72 y 82°. La base de la Formación Cardiel se reconoce por la aparición de las primeras pelitas marrones o grises. En este sector, las unidades integran un monoclinal buzante al este, formado por la inversión de una falla normal de primer orden que limita al este el depocentro norte de la cuenca (Fig. II.1.1). Los estratos poseen inclinaciones que varían desde subhorizontales hasta 25°, estando concordantes en casi la totalidad de la columna, excepto en la parte superior, donde los estratos de la Formación Cardiel presentan una discordancia angular de 7° respecto de las inclinaciones del Miembro Superior de la Formación Río Tarde. En esta localidad se recolectaron 55 muestras de pelitas para su posterior análisis de FRX. En las Figs. II.1.9 y II.1.10 se presenta el perfil sedimentológico con su respectivo análisis de facies y asociaciones de facies, y la ubicación de las muestras de FRX.

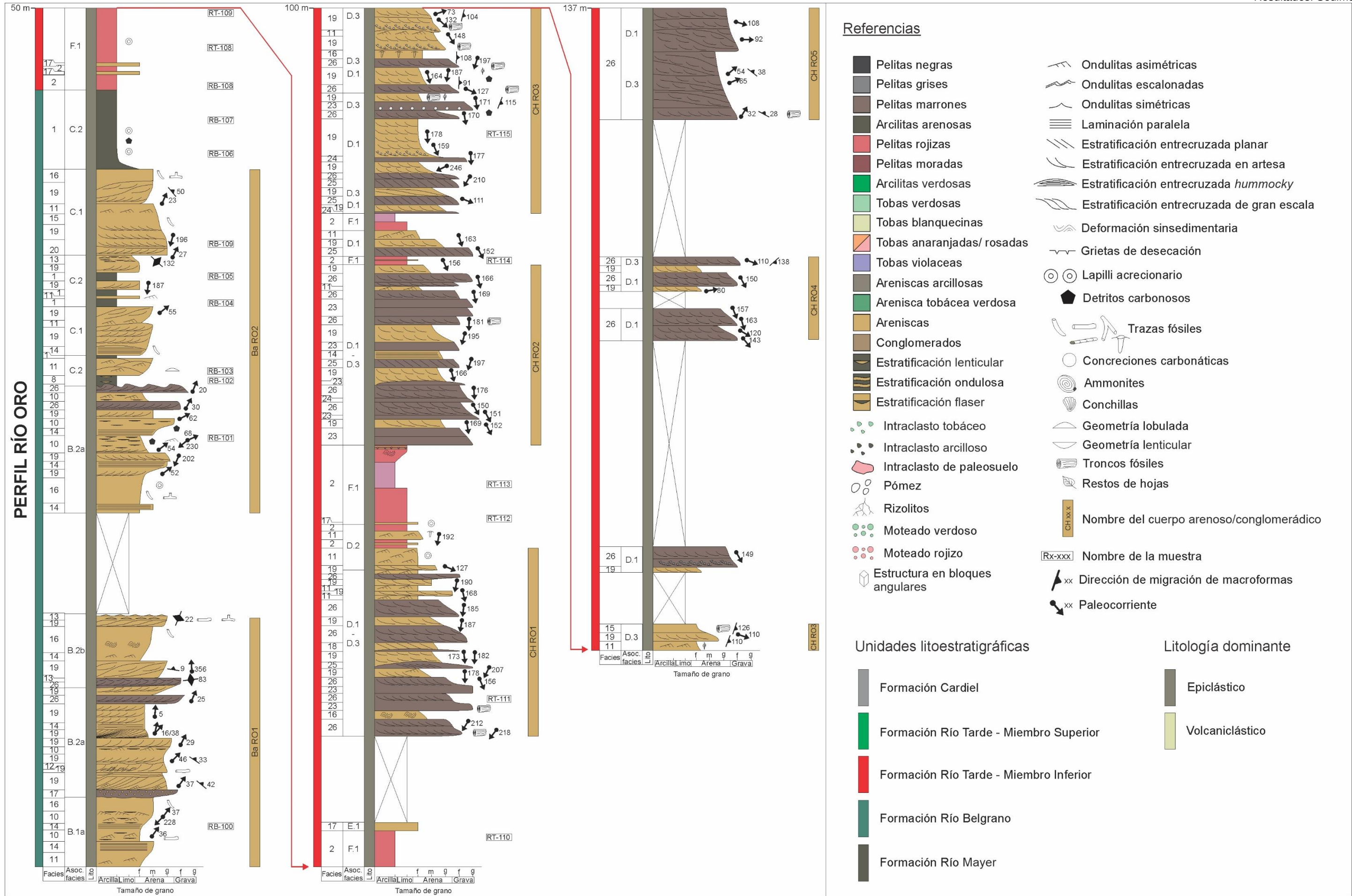


Figura II.1.3. Perfil sedimentológico Río Oro. Las referencias gráficas presentadas en esta figura corresponden también a los restantes perfiles sedimentarios.

Geól. Mauro Nicolás Valle

PERFIL VERANADA DE GÓMEZ (parte 2)

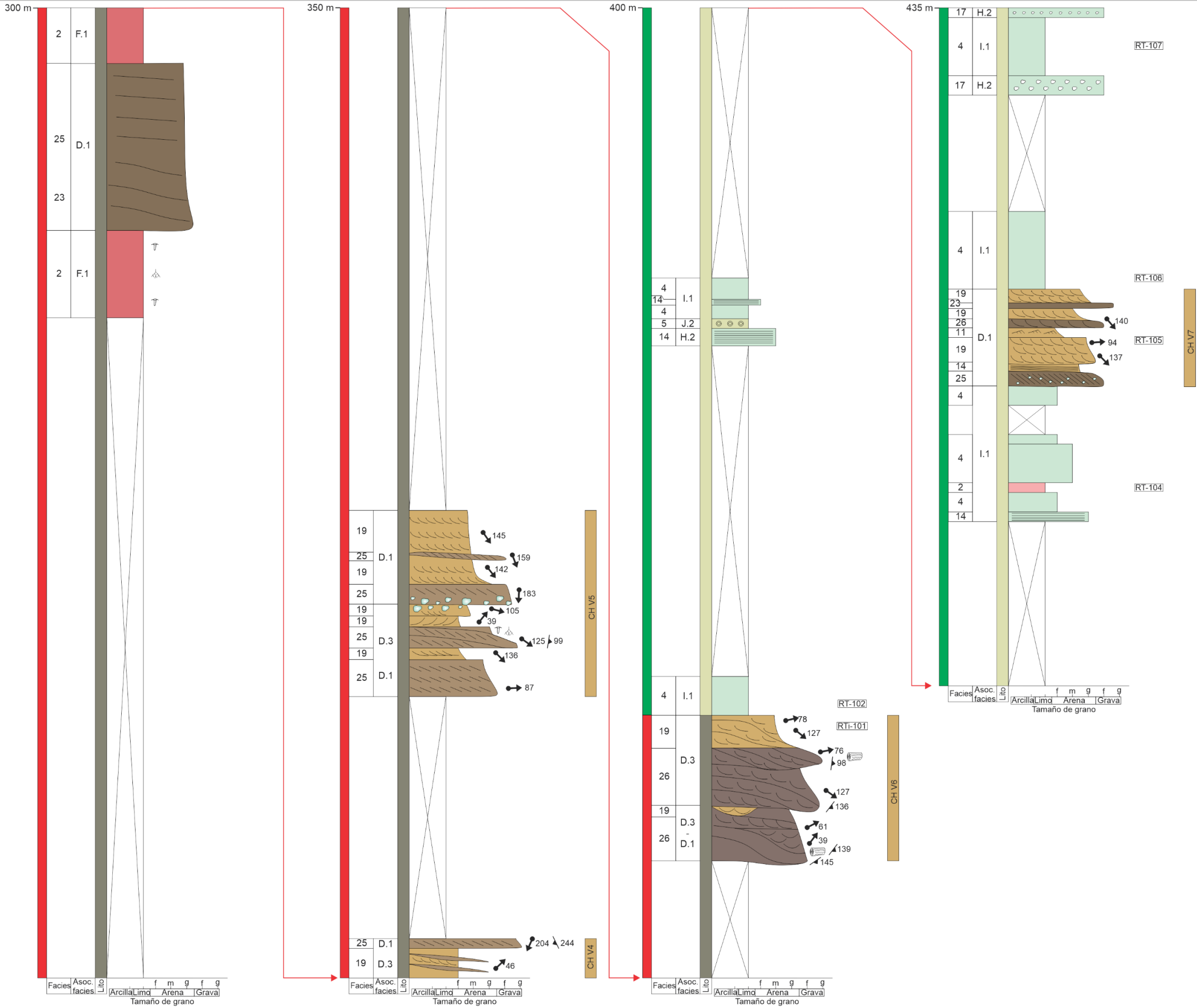


Figura II.1.5. Sección superior del perfil sedimentológico Veranada de Gómez. Los espesores cubiertos pueden no ser del todo precisos

Geól. Mauro Nicolás Valle

Geól. Mauro Nicolás Valle

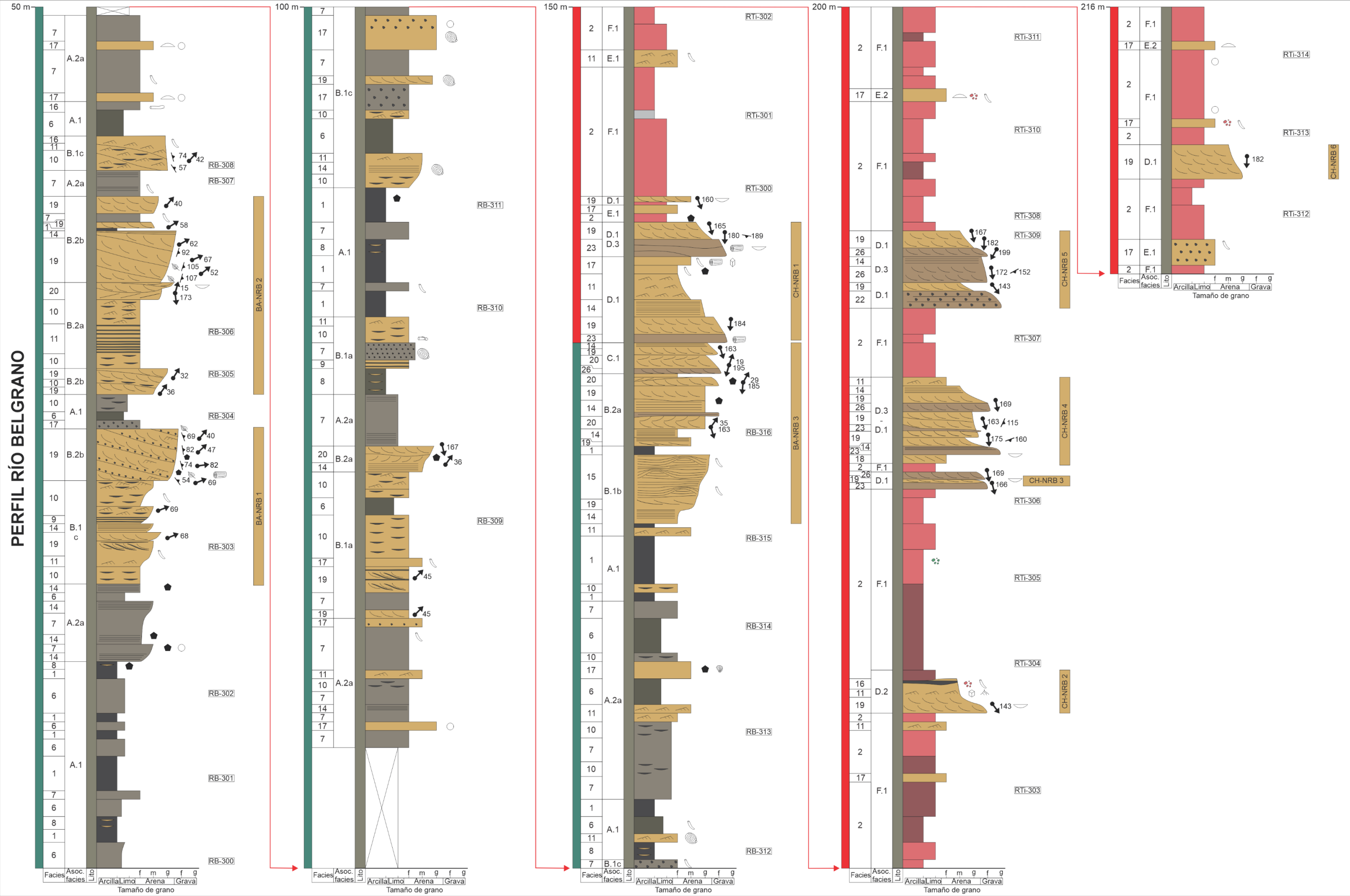


Figura II.1.8. Perfil sedimentológico Río Belgrano.

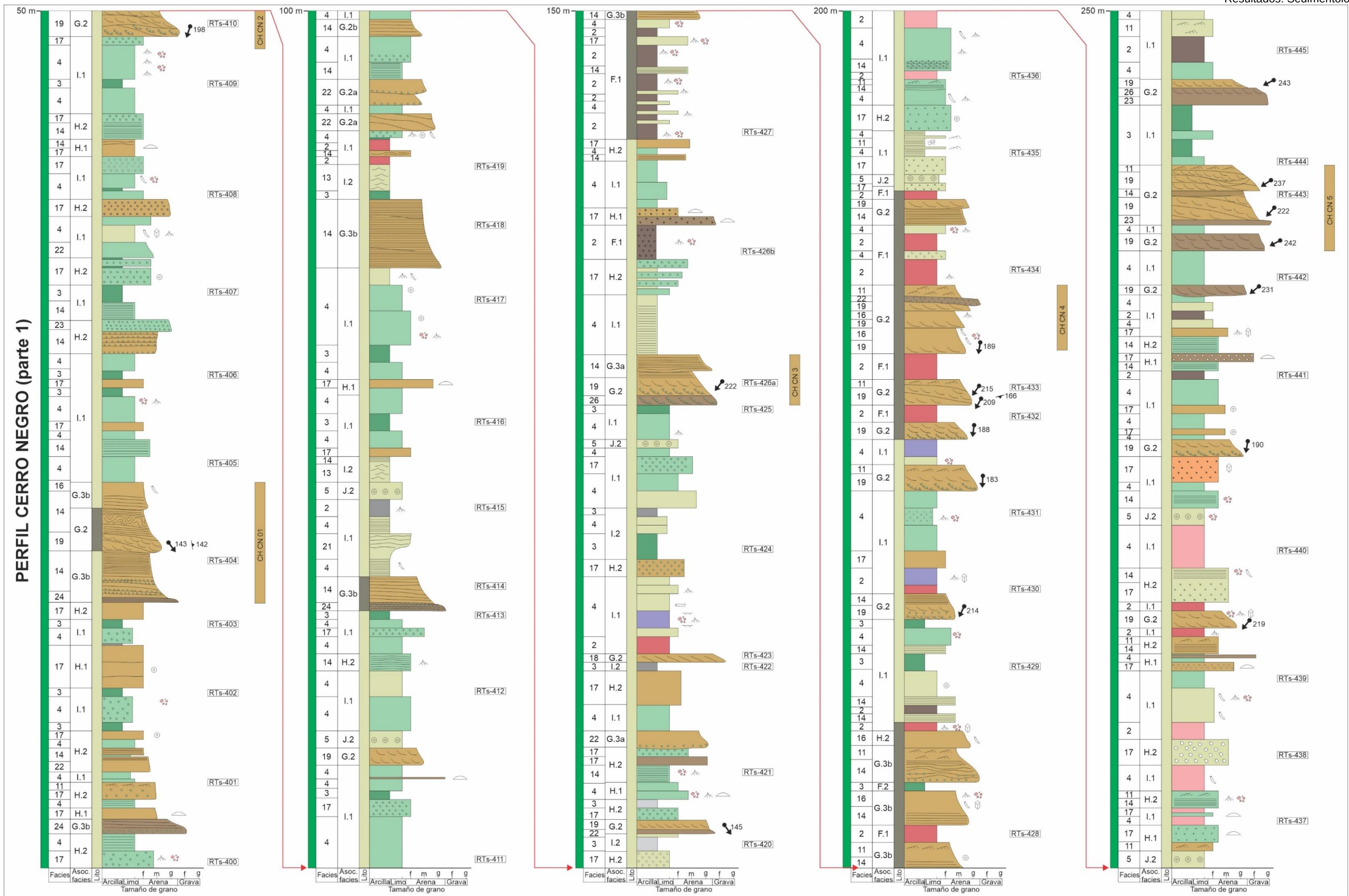


Figura II.1.9. Sección inferior del perfil sedimentológico Cerro Negro.

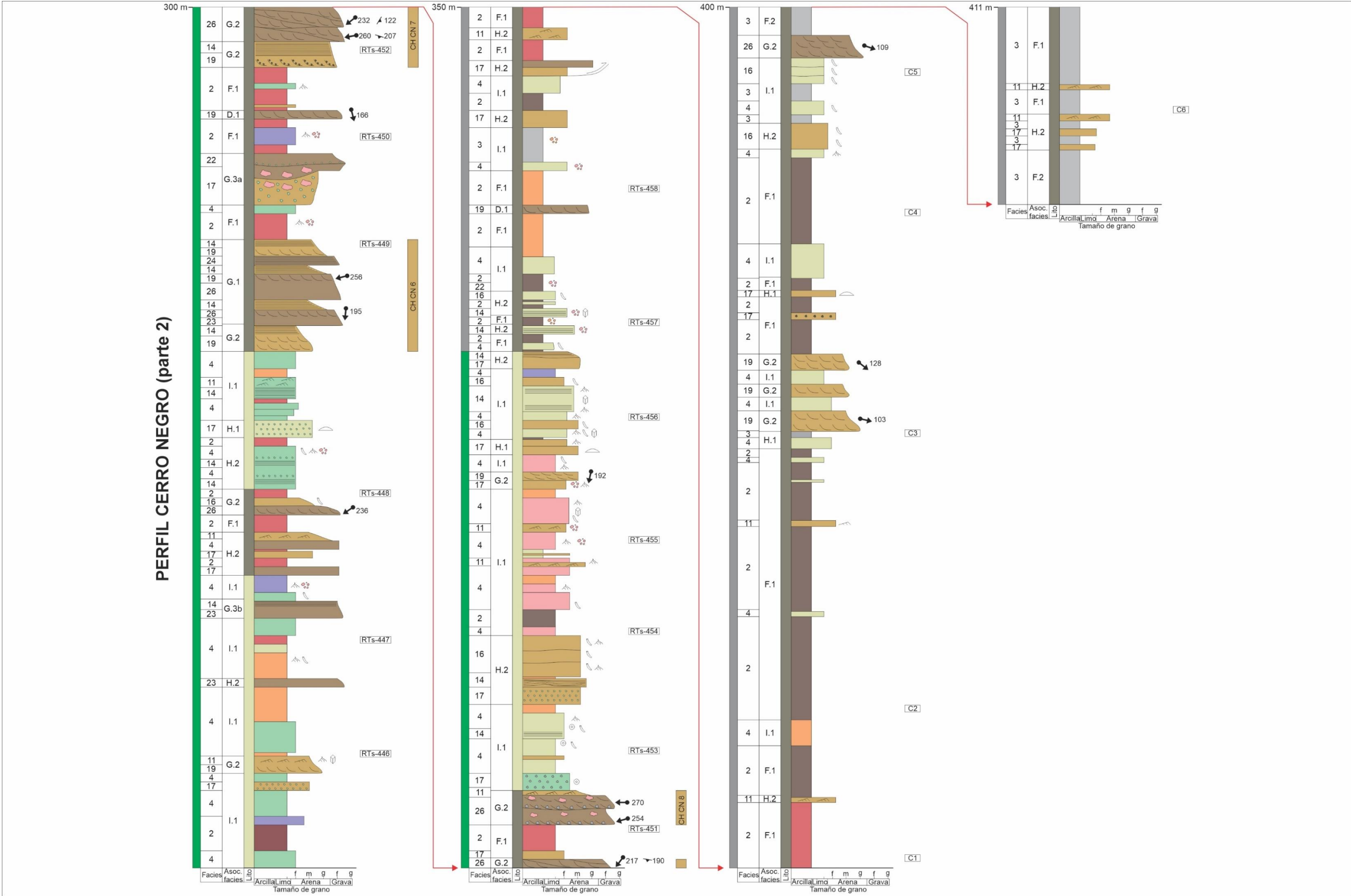


Figura II.1.10. Sección superior del perfil sedimentológico Cerro Negro.

II.1.2) Análisis de facies: descripción e interpretación

A continuación, se realiza la descripción e interpretación de cada facies sedimentaria identificada en el trabajo de campo. Las mismas fueron clasificadas en función de su litología, tamaño de grano, estructuras sedimentarias, geometrías, naturaleza de su base y techo, tendencias granulométricas y atributos como paleocorrientes y fósiles, tanto restos como trazas. Las figuras II.1.11, II.1.12 y II.1.13, muestran fotografías típicas de las litofacies de grano fino, areniscas y conglomerados, respectivamente.

Facies 1: Pelitas negras.

Descripción: Arcilitas y limo-arcilitas de coloración negra o gris oscura, comúnmente macizas o laminadas (Fig. II.1.11A). Suelen contener concreciones carbonáticas y amonites. En afloramiento poseen geometría tabular y base plana, transicional o neta. Suelen presentar intercalaciones de limoarcilitas verdosas. Sus espesores varían entre 1 y 6 m.

Interpretación: Decantación de arcilla y limo en condiciones subácueas con poca oxigenación que permiten la preservación de materia orgánica (Arthur y Sageman, 1994). La presencia de amonites indica depositación en un ambiente marino. El color verde se asocia a la presencia de Fe^{+2} o a glauconita (Barberón et al., 2015).

Facies 2: Limo-arcilitas rojizas y grises.

Descripción: Arcilitas y limolitas rojizas, moradas y grises, macizas o eventualmente laminadas (Fig. II.1.11B), que presentan clastos dispersos tamaño arena gruesa. Poseen geometría tabular o localmente lenticular. Es común la presencia de rizolitos, moteados verdosos, grises o violáceos y concreciones carbonáticas esféricas de escala centimétrica, que en ocasiones

conforman estratos tabulares de mayor consolidación. Localmente presentan intensa bioturbación. Espesores variables entre 3 y 14 m.

Interpretación: Decantación de material fino en condiciones subácueas con eventuales flujos de fango. La coloración rojiza indica condiciones oxidantes (Miall, 1996). Los rizolitos y moteados rojizos evidencian colonización vegetal, mientras que los moteados verdosos indican hidromorfismo (Retallack, 2001). Las concreciones carbonáticas se asocian a procesos pedogenéticos (Lizzoli et al., 2021a) o a precipitación química vinculada a fluctuaciones del nivel freático (Alonso-Zarza, 2003; Paredes et al., 2007).

Facies 3: Arcilitas verdosas.

Descripción: Arcilitas y arcilitas tobáceas verdosas (Fig. II.1.11C) y gris oscuras, macizas o laminadas. Geometría tabular. Suelen presentar moteados rojizos o morados, comúnmente asociados a marcas de raíces. Vertical y lateralmente se asocian a la Facies 2. Eventualmente presenta intercalaciones tabulares de menos de 10 cm de la Facies 11 (areniscas). La presencia de impresiones de hojas y restos carbonosos es común. Espesores variables entre 0,3 y 2 m.

Interpretación: Decantación de arcilla y/o ceniza volcánica en aguas someras y con condiciones micro-reductoras. La coloración verdosa se vincula a procesos pedogenéticos de gleyzación, lo que indica un suelo mal drenado, saturado en agua (Retallack, 2001), en tanto que los moteados rojizos asociados a rizolitos sugieren oxidación periódica (Vepraskas et al., 2018).

Facies 4: Tobas limosas macizas o laminadas.

Descripción: Tobas limosas o tobas arenosas muy finas, macizas (Fig. II.1.11D) y en ocasiones laminadas. Presentan geometría tabular y base neta. Suelen presentar bioturbación moderada, rizolitos y grietas de desecación. Es común la presencia de fragmentos de troncos fósiles removilizados. Espesores variables entre 0,2 y 5 m, con extensión lateral de cientos de metros.

Interpretación: Depósito resedimentado de ceniza volcánica por alternancia de tracción/decantación por flujos acuosos en ambiente subaéreo (Smith, 1988; Nakashima y Yoshikawa, 1997), con posterior colonización vegetal. La laminación representa la decantación (Umazano et al., 2017) mientras que los niveles macizos podrían representar tracción sin generación de estructuras sedimentarias.

Facies 5: Toba maciza con lapilli acrecionario.

Descripción: Tobas finas, macizas, bien seleccionadas, con lapilli acrecionario (Fig. II.1.2.1E). Suelen contener fragmentos de pómez menores a 1 cm de diámetro. Geometría tabular con espesores entre 0,05 y 0,25 m, con extensión lateral de decenas de metros. Se encuentra interestratificada con la Facies 4.

Interpretación: Caída de ceniza volcánica primaria en áreas con exposición subaérea (Schumacher y Schmincke, 1995; Umazano et al., 2008).

Facies 6: Toba lapillítica maciza.

Descripción: Toba mediana, maciza, con fragmentos de pómez de hasta 0,5 cm, con cristales de cuarzo, plagioclasas y biotita inmersos en una matriz de trizas vítreas. En sección delgada en el microscopio puede observarse una pasta microgranular felsítica. Algunos cristales de cuarzo y plagioclasa muestran bordes de reacción con la pasta. Presenta restos carbonosos y fragmentos de pómez irregulares (Fig. II.1.11F). Posee un espesor de 2 m y extensión lateral superior a 50 m. Base neta sobre la Facies 4, verticalmente pasa a la Facies 3. Esta facies está representada por un único depósito en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde.

Interpretación: Ignimbrita de muy bajo grado (no soldada) (Branney y Kokelaar, 2002). La ausencia de estructuras tractivas sugiere una corriente de densidad piroclástica con altas tasas de agradación. La pasta microgranular felsítica y los bordes de reacción en los cristales sugieren

una corriente de alta temperatura. Sin embargo, la falta de soldamiento de los fragmentos de pómez indica temperaturas inferiores a la temperatura de transición del vidrio (McArthur et al., 1998).

Facies 7: Arcilitas arenosas y areniscas arcillosas.

Descripción: Arcilitas macizas con variable contenido de arenisca fina a gruesa de color negro-gris oscuro (Fig. II.1.11G). El contenido de arena varía entre minoritario a dominante. La tendencia granulométrica es inversa-normal o inversa. Suele contener fragmentos carbonosos y amonites. La bioturbación es escasa, aunque localmente intensa y monoespecífica (Planolites isp.). Presenta geometría tabular, con espesores variables entre 0,5 y 11 m, siendo este último valor el resultado del apilamiento de múltiples eventos.

Interpretación: Flujo gravitatorio de sedimentos fangoso no cohesivo subácueo (Stow y Smillie, 2020). La tendencia granulométrica inversa se vincula a alta concentración de carga en transporte (Sohn, 1997), mientras que la gradación normal representa estadios de desaceleración. La variabilidad en el contenido de materiales tamaño arena y arcilla, se vincula con la posición proximal vs distal del depósito. La presencia de restos carbonosos sugiere aporte de sedimento desde el área continental, sugiriendo el desarrollo de flujos hiperpícnicos (Zavala et al., 2011).

Facies 8: Arcilitas con estratificación lenticular.

Descripción: Fangos negros a grises, macizos o laminados, con eventuales lentes de arena fina a muy fina, conformando sucesiones heterolíticas (Fig. II.1.11H). Estos lentes se presentan de manera sub-horizontal o en sets entrecruzados. Base transicional a la Facies 1 o Facies 7. La bioturbación es escasa y se concentra principalmente en los niveles arenosos. Poseen

geometría tabular y verticalmente grada a Facies 9 o Facies 10. Se desarrolla cíclicamente en intervalos de 0,4 a 1 m, con espesores máximos de 2,5 m.

Interpretación: Decantación de material arcilloso en condiciones subácueas con eventuales episodios de depositación de arena por corrientes de tracción (Reineck y Singh, 1973). La tendencia granocreciente hacia Facies 9 o Facies 10 indica un aumento progresivo de la energía del medio sedimentario. La intercalación cíclica sugiere flujos subácueos intermitentes, con posible modulación mareal (Thomas et al., 1987; Johnson y Dashtgard, 2014; Gugliotta et al., 2015).

Facies 9: Areniscas con estratificación ondulosa.

Descripción: Areniscas finas y pelitas negras, interestratificadas en láminas de proporciones similares (Fig. II.1.11I). Los sectores dominados por arena presentan laminaciones entrecruzadas o son macizos, mientras que los sectores fango-dominados suelen ser macizos. Ocasionalmente contienen intraclastos pelíticos. Geometría tabular. Base en general transicional desde Facies 8 y pasa en la vertical a la Facies 10, marcando tendencias verticales granocrecientes, en ciclos que varían entre < 1 m y 4 m.

Interpretación: Alternancia de eventos tractivos de flujos turbulentos (depositación de areniscas con laminaciones cruzadas) o transporte en condiciones de flujos laminares (depositación de areniscas macizas) con eventos de decantación de material fangoso (Reineck y Singh, 1973). La intercalación cíclica podría sugerir modulación mareal o alternativamente flujos subácueos unidireccionales intermitentes (Terwindt y Breusers, 1972; Martin, 2000).



Figura II.1.11. Fotografías de las facies sedimentarias identificadas en campo. A) Facies 1: Pelitas negras. Formación Río Mayer en el perfil Veranada de Gómez. El martillo tiene 0,4 m de largo. B) Facies 2: Pelitas rojizas. Formación Río Tarde en el perfil El Águila. El martillo tiene 0,4 m de largo. C) Facies 3: Arcilita

tobácea verdosa. Miembro Superior de la Formación Río Tarde en el perfil Cerro Negro. La navaja tiene 0,11 m de largo. D) Facies 4: Toba maciza con rizolitos. Miembro Superior de la Formación Río Tarde en el perfil El Águila. La moneda tiene 23 mm de diámetro. E) Facies 5: Toba fina con lapilli acrecionario. Miembro Superior de la Formación Río Tarde en el perfil El Águila. La moneda tiene 23 mm de diámetro. F) Facies 6: Ignimbrita no soldada con fragmentos carbonosos y decoloraciones vinculadas al desarrollo de paleosuelos. Miembro Superior de la Formación Río Tarde en el perfil El Águila. La moneda tiene 20 mm de diámetro. G) Facies 7: Arcilita arenosa negra. Formación Río Mayer en el perfil Veranada de Gómez. La moneda tiene 23 mm de diámetro. H) Facies 8: Estratificación lenticular. Formación Río Belgrano en el perfil Veranada de Gómez. Notar que algunos de los niveles arenosos presentan laminaciones cruzadas. I) Facies 9: Estratificación ondulosa. Formación Río Belgrano en el perfil Río Oro. En la parte superior de la imagen se observan estratificaciones cruzadas con láminas e intraclastos de fango. El ancho de la cabeza del martillo es de 0,18 m. J) Facies 10: Estratificación flaser. Formación Río Belgrano en el perfil Veranada de Gómez. La moneda tiene 23 mm de diámetro.

Facies 10: Areniscas con estratificación flaser.

Descripción: Areniscas medianas a finas con delgadas (< 1 cm) láminas de fango, conformando sucesiones heterolíticas (Fig. II.1.11J). Los niveles arenosos presentan laminaciones paralelas o entrecruzadas tangenciales, éstas últimas pueden ser o unidireccionales o bipolares. Las trazas fósiles localmente son abundantes en los niveles arenosos, su orientación varía desde sub-verticales en facies arenosas a sub-horizontales en facies fangosas. La base puede ser transicional desde Facies 9 o Facies 11. Geometría tabular, con espesores variables entre 0,5 a 5 m.

Interpretación: Depositación de arena en condiciones subácuas por flujos turbulentos unidireccionales, interrumpidos por eventos aislados de decantación de material fino (Reineck y Singh, 1973). La intercalación de láminas de fango sugiere modulación mareal, especialmente en los niveles con laminaciones bipolares (Reineck y Wunderlich, 1968). Alternativamente la presencia de fango se asocia a flujos unidireccionales intermitentes, en la forma de flujos

alimentados por ríos con elevada variabilidad en la descarga acuosa (Hawley, 1981; Sato et al., 2011).

Facies 11: Areniscas con ondulitas asimétricas.

Descripción: Areniscas gruesas a finas con laminación entrecruzada tangencial (Fig. II.1.12A), con moderada a buena selección y tendencia granulométrica variable. El espesor de los sets entrecruzados varía entre 1 y 3 cm. Puede contener líticos volcánicos e intraclastos arcillosos. Base neta o transicional desde las Facies 10, Facies 14 o Facies 17. La geometría es generalmente tabular, pero en ocasiones puede estar presente al tope de cuerpos arenosos que presentan geometría lobulada o canalizada. Los espesores preservados varían entre 0,05 m y 1 m. La bioturbación es variable, desde nula a muy elevada, esta última oblitera parcialmente las estructuras sedimentarias originales. Ocasionalmente presenta rizolitos y moteados rojizos o violáceos. Las paleocorrientes medidas son generalmente unidireccionales, y eventualmente bidireccionales en intervalos arenosos (Facies 11, Facies 19).

Interpretación: Migración de óndulas de corriente en flujos turbulentos, acuosos y diluidos (Miall, 1996). La transición desde Facies 14 se vincula a desaceleración del flujo (Blatt et al., 1980), mientras que desde Facies 17 representa la dilución del flujo (Smith y Lowe, 1991). Las paleocorrientes bidireccionales se asocian a la acción de mareas o alternativamente procesos que pueden ocurrir en ambientes fluviales, como vórtices en dunas (Colinson et al., 2006) o en las márgenes de canales (La Croix y Dashtgard, 2014, 2015).

Facies 12: Areniscas con laminación ondulítica escalonada.

Descripción: Areniscas finas a medianas con ondulitas asimétricas, con preservación de las caras de avance y avalancha, con escalones que agradan aguas abajo. Presentan moderada selección granulométrica y tendencias generalmente granocrecientes, aunque también existen niveles con tendencia granodecreciente. La base suele ser neta sobre facies finas (Facies 6, Facies 2) o transicional desde otras facies. Las geometrías reconocidas son tabulares o

canalizadas. Los espesores medidos varían entre 0,1 y 1,5 m. No presentan bioturbación, y entre los sets se preservan restos de hojas.

Interpretación: Migración y agradación de ondulitas de corriente en un flujo acuoso turbulento, unidireccional con elevada carga sedimentaria que permite la preservación de ambas caras de la ondulita (Allen, 1970; Ashley et al., 1982). El contacto neto sobre facies finas sugiere un cambio en las condiciones hidrodinámicas del medio, asociado comúnmente a procesos de corta duración, como inundaciones repentinas o tormentas (Allen, 1973; Ashley et al., 1982; La Croix y Dashtgard, 2015). La transición desde o hacia facies arenosas con formas de fondo más estables indica transformaciones del flujo asociado, posiblemente por cambios en la carga suspendida dentro del flujo (Benito et al., 2003).

Facies 13: Areniscas con ondulitas simétricas.

Descripción: Areniscas medianas a finas con ondulitas simétricas (Fig. II.1.12B). Presenta buena selección y gradación granulométrica inversa, o sin gradación. Los sets de láminas presentan espesores que varían entre 0,02 y 0,04 m, y longitudes de onda variables entre 0,07 y 0,11 m. Es común la transición desde Facies 15 o Facies 19. Ocasionalmente, presenta láminas de fango en las depresiones entre crestas. Suele limitar al techo mediante superficies erosivas con Facies 20 o Facies 15, o ser cubierta por Facies 1 o Facies 7. Las trazas fósiles tienen son poco abundantes, mayormente con formas con disposición predominantemente vertical (skolitos isp.).

Interpretación: Las ondulitas simétricas se forman por la acción de flujos subácueos, oscilatorios y turbulentos (Reineck y Singh, 1973). La presencia de láminas de fango en los senos de las ondulitas sugiere momentos de quietud y decantación en el cuerpo de agua. La transición desde Facies 15 o Facies 19 a ondulitas simétricas y, finalmente, Facies 1 es típica durante el cese de tormentas, cuando los cuerpos de agua vuelven a las condiciones hidrodinámicas normales (Myrow y Southard, 1991; Jelby et al., 2020).

Facies 14: Areniscas y areniscas tobáceas con laminación paralela.

Descripción: Areniscas y areniscas tobáceas conglomerádicas, muy gruesas a finas con laminación paralela (Fig. II.1.12C) y ocasionalmente entrecruzados de muy bajo ángulo. Es común la presencia de intraclastos gravosos de composición tobácea o arcillosa, en ocasiones con matriz limo-arcillosa abundante. Presenta tendencia granodecreciente y generalmente moderada selección. Base neta erosiva, o transicional desde Facies 15 o Facies 19. Hacia el techo grada, ocasionalmente, a la Facies 19, o mediante un contacto neto a Facies 2, Facies 3 o Facies 4. Presenta geometría tabular, con espesores variables entre 0,2 y 1 m.

Interpretación: Depositación por flujos acuosos diluidos, turbulentos y de alto régimen, por migración de formas de fondo de muy baja amplitud y gran longitud de onda (Best y Bridge, 1992). Las areniscas tobáceas podrían representar el retrabajo de sustratos piroclásticos por flujos diluidos con el desarrollo de capa plana (Umazano et al., 2017).

Facies 15: Areniscas con estratificación entrecruzada *hummocky*.

Descripción: Areniscas medianas y finas, bien seleccionadas, y con estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS) (Fig. II.1.12D) y *swaley* (SCS). Generalmente sin gradación granulométrica, y solo en ocasiones se observa leve tendencia granocreciente. Los HCS y SCS son mayormente isotrópicos, pero en ocasiones suelen ser levemente anisotrópicos. El espesor de los *sets* varía entre 0,1 y 0,2 m. La base es erosiva sobre Facies 1 o Facies 7, o transicional desde Facies 14. La geometría de los cuerpos es tabular, con espesores variables entre 0,4 a 1,3 m. Ocasionalmente presenta trazas fósiles verticales aisladas.

Interpretación: Migración y agradación de formas de fondo arenosas bajo la acción de flujos unidireccionales y oscilatorios (combinados) que se forman comúnmente durante tormentas (Collinson y Thompson, 1982). La transición desde Facies 14 se asocia a cambios hidrodinámicos durante los eventos de tormenta (Brenchley, 1985). La anisotropía indica

influencia dominante de flujos unidireccionales, asociados a corrientes de origen marino o fluvial (Jelby et al., 2020).

Facies 16: Areniscas intensamente bioturbadas.

Descripción: Areniscas y areniscas tobáceas, gruesas a muy finas, macizas, con intensa bioturbación (Fig. II.1.12E) y contenido variable de arcilitas. Es común que presenten rizolitos, moteados y pedrs granulares o en bloques. Los cuerpos arenosos pueden o no tener gradación vertical, con intraclastos fangosos o tobáceos de tamaño grava fina flotando en la matriz. Geometría tabular, lenticular o lobulada. Verticalmente se encuentra distribuida en todas las unidades analizadas. Espesor variable entre 0,2 y 1,5 m.

Interpretación: Depósitos arenosos colonizados por organismos que destruyen las estructuras sedimentarias e impiden reconocer el mecanismo sedimentario de formación. Los moteados, rizolitos y el desarrollo de pedrs granulares o en bloques indican colonización vegetal y formación de suelos (Buatois et al., 2007). Los intraclastos indican la incorporación de material, los niveles con textura matriz sostén sugieren el desarrollo de un flujo denso (Lowe, 1972; Blair y McPherson, 1998).

Facies 17: Areniscas o areniscas tobáceas macizas.

Descripción: Areniscas gruesas a finas con matriz areno-arcillosa o tobácea, macizas. Ocasionalmente presentan abundantes intraclastos de tamaño grava fina, aunque algunos pueden llegar a los 5 cm de diámetro. La composición de estos intraclastos es tobácea o arcillosa (Fig. II.1.12G). Sin tendencia vertical o con gradación inversa, mala selección granulométrica. Base neta plana, geometría tabular o lobulada. Grada verticalmente a Facies 11 o Facies 12. Puede presentar moteados y rizolitos al tope, y concreciones carbonáticas esféricas, con

diámetros entre 3 y 25 cm, aunque ocasionalmente se encuentran coalescentes. Espesor variable entre 0,2 y 1,1 m.

Interpretación: Flujo denso, cohesivo, desarrollado en condiciones subaéreas (Blair y McPherson, 1998). La transición a facies con estructuras tractivas evidencia dilución del flujo. Los moteados y rizolitos se asocian a la colonización vegetal incipiente del techo de los depósitos. La geometría lobulada indica desconfinamiento del flujo en una posición aguas abajo asociado a un quiebre de pendiente (Bertran et al., 1995; Robustelli et al., 2005)

Facies 18: Areniscas con estratificación entrecruzada planar.

Descripción: Arenisca gruesa a fina con estratificación entrecruzada tabular planar (Fig. II.1.12F). Sets de láminas con espesor variable entre 0,07 y 0,25 m. Tendencia granodecreciente, con moderada selección granulométrica. Base comúnmente erosiva, ocasionalmente transicional desde Facies 19 o Facies 25. Geometría lenticular. Espesor variable entre 0,3 y 1 m. Paleocorrientes unimodales.

Interpretación: Migración de dunas de cresta recta, en flujos acuosos, turbulentos, de bajo régimen y unidireccionales (Bridge, 1993; Miall, 1996).

Facies 19: Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa.

Descripción: Areniscas muy gruesas a finas con estratificación entrecruzada en artesa (Fig. II.1.12H). Pueden tener clastos de tamaño grava fina entre las caras de avance y en la base de los sets de láminas. Presenta tendencia granodecreciente, con moderada selección granulométrica. El espesor de los sets varía entre 0,05 m y 0,45 m. Base erosiva o neta desde Facies 24 o Facies 25. Verticalmente grada a Facies 14 o a Facies 11, y ocasionalmente está cubierta en contacto neto por Facies 2, Facies 3, o Facies 4. Presenta geometría tabular o lenticular, con espesores variables entre 0,3 m y 2,3 m.

Interpretación: Migración de dunas de cresta sinuosa, en flujos acuosos, turbulentos, de bajo régimen y unidireccionales (Bridge, 1993; Miall, 1996). La transición a Facies 14 y Facies 11 indica disminución de la profundidad y/o de la velocidad de flujo (Ashley, 1990).

Facies 20: Areniscas con estratificación entrecruzada *herringbone*.

Descripción: Areniscas muy gruesas a finas con estratificación entrecruzada en artesa o planar, con sets de láminas con direcciones de inclinación opuestas (Fig. II.1.12I). La geometría es lenticular o tabular, con base generalmente erosiva. Es común la presencia de láminas de fango entre los sets y entre las caras de avance. El espesor de las caras de avance puede presentar variaciones cíclicas en su espesor y en su contenido de fango, con mayor proporción de fangos mientras menor sea el espesor del depósito. En sectores, presenta abundantes fragmentos de conchillas. Ocasionalmente, presenta láminas carbonosas e intraclastos pelíticos. El espesor de los sets de láminas varía entre 0,06 y 0,14 m. Presenta paleocorrientes bidireccionales, comúnmente con una dirección dominante y otra subordinada. La bioturbación es escasa.

Interpretación: Migración bidireccional de dunas subácueas de crestas rectas o sinuosas, consecuencia de corrientes mareales de subida y de bajada en la zona submareal somera (Zuchuat et al., 2022). La variabilidad cíclica del espesor de las caras de avance se interpreta asociado al desarrollo de haces mareales (Middleton, 1991; Peng et al., 2020).

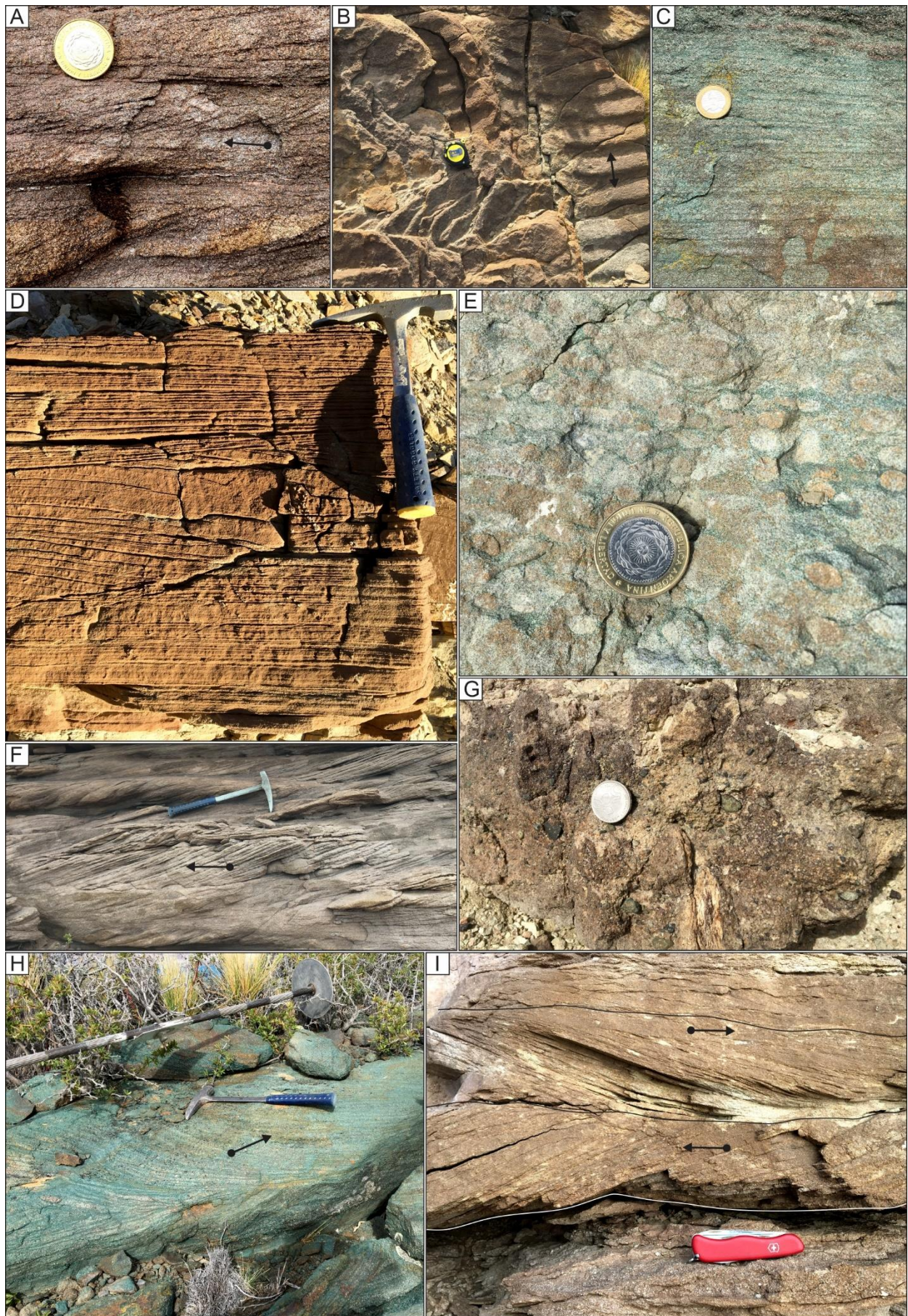


Figura II.1.12. (Página anterior). Fotografías de las facies sedimentarias predominantemente arenosas. Las flechas negras indican la dirección local del paleoflujo. A) Facies 11: Areniscas gruesas con laminación entrecruzada producto de la migración de ondulitas asimétricas. Miembro Inferior de la Formación Río Tarde en Río Oro. La moneda tiene 23 mm de diámetro. B) Facies 13: Areniscas con ondulitas simétricas. La doble flecha indica la dirección de oscilación que generó las ondulitas. Formación Río Belgrano en el perfil Río Oro. La cinta métrica tiene 9 cm de diámetro. C) Facies 14: Arenisca verdosa con laminación horizontal. Miembro Superior de la Formación Río Tarde en el perfil Veranada de Gómez. La moneda tiene 23 mm de diámetro. D) Facies 15: Areniscas con estratificación entrecruzada hummocky. Tanto el set superior como el inferior presentan laminación horizontal (Facies 14). Formación Río Belgrano en el perfil El Águila. El martillo tiene 0,30 m de largo. E) Facies 16: Areniscas macizas intensamente bioturbadas. La moneda tiene 23 mm de diámetro. Formación Río Belgrano en el perfil El Águila. F) Facies 18: Areniscas gruesas con estratificación entrecruzada planar. Miembro Inferior de la Formación Río Tarde en el perfil Río Oro. El martillo tiene 0,4 m de largo. G) Facies 17: Arenisca gruesa con clastos gravosos y fragmentos de troncos. Miembro Inferior de la Formación Río Tarde en el perfil Río Belgrano. La moneda tiene 23 mm de diámetro. H) Facies 19: Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa. Miembro Superior de la Formación Río Tarde en el perfil Veranada de Gómez. El martillo tiene 0,4 m de largo. I) Facies 20: Estratificación entrecruzada herringbone. Formación Río Belgrano en el perfil Río Belgrano. La navaja tiene 0,11 m de largo.

Facies 21: Conglomerados y areniscas macizas, matriz sostén.

Descripción: Conglomerados polimícticos gruesos a finos y areniscas gruesas a medianas matriz sostén, con matriz generalmente areno-arcillosa (Fig. II.1.13A). Geometría tabular o lobulada, base neta plana y tendencia granocreciente o sin tendencia granulométrica. Suele intercalarse en facies finas de la Facies 1 o Facies 7. Es común la presencia de intraclastos de pelitas negras, conchillas y líticos volcánicos, y eventualmente fragmentos de madera. En algunos casos, presenta clastos de glauconita. Espesor variable entre 0,4 y 0,7 m.

Interpretación: Flujo gravitatorio de sedimentos de alta densidad con elevada rigidez de la matriz y desarrollado en condiciones subácueas (Smith y Lowe, 1991; Lowe, 1982; Talling et al., 2012).

Las geometrías lobuladas indican el desconfinamiento de flujos aguas abajo de una zona con cambio de pendiente, mientras que los depósitos con geometría tabular se asocian a flujos no confinados (Morris et al., 2014; Spychala et al., 2017; Soutter et al., 2021).

Facies 22: Conglomerados y areniscas macizas gradadas.

Descripción: Conglomerados polimícticos finos, macizos, con textura matriz-sostén (matriz arenosa). Presentan tendencia granodecreciente (Fig. II.1.13B), base erosiva y geometría lenticular o tabular. Presentan restos de carbón e intraclastos arcillosos o tobáceos, con diámetro variable, menor a 2 cm. En la base presentan bioclastos orientados, con sus ejes mayores dispuestos horizontalmente. En la zona superior presenta laminaciones horizontales. Los espesores varían entre 0,2 y 0,5 m.

Interpretación: Flujo hiperconcentrado de sedimentos, que genera gradación y erosión en la base, pero no desarrolla estructuras tractivas (Smith y Lowe, 1991). La presencia de carbón sugiere aporte de sedimentos de origen continental. La laminación paralela hacia el techo sugiere dilución del flujo por pérdida de carga de sedimentos (Pierson y Scott, 1985; Mulder y Alexander, 2001; Benvenuti y Martini, 2002)

Facies 23: Conglomerados macizos, clasto-sostén.

Descripción: Conglomerados gruesos a medianos, macizos. Textura clasto sostén (Fig. II.1.13C), con tendencia general granodecreciente. Puede presentar textura abierta (ausencia de matriz) en estratos con estratificación horizontal planar. Presenta base erosiva y geometría lenticular. Grada verticalmente a conglomerados más finos con estratificación horizontal o entrecruzada (Facies 24 o Facies 25). Los espesores varían entre 0,1 y 0,5 m, con anchos que no superan los 5 m. Ocasionalmente presenta fragmentos de troncos fósiles.

Interpretación: Depositación rápida del material gravoso en flujos acuosos turbulentos conformando formas de lecho de baja altura (Bridge, 1993) en eventos de alta descarga y corta duración. Las gravas con textura abierta se producen por separación de la carga más fina durante las etapas de descenso de flujos de alta energía (Ikeda, 1982; Lunt y Bridge, 2007). La transición a facies con desarrollo de estructuras sedimentarias indica dilución de flujo (Sohn et al., 2002).

Facies 24: Conglomerados con estratificación horizontal.

Descripción: Conglomerados medianos a finos, con matriz arenosa, y estratificación horizontal o entrecruzada de muy bajo ángulo (Fig. II.1.13D). Presentan tendencia granulométrica granodecreciente, pobre selección y base erosiva o transicional desde Facies 23. La geometría es lenticular, con espesores variables entre 0,1 y 0,4 m.

Interpretación: Migración de formas de fondo gravosas de muy baja amplitud y gran longitud de onda, bajo la acción de flujos acuosos turbulentos de alta energía (Bridge, 1993). La transición desde Facies 22 o Facies 23 podría representar la dilución del flujo por depositación y pérdida de carga (Pierson y Scott, 1985; Cronin et al., 2000).

Facies 25: Conglomerados con estratificación entrecruzada planar.

Descripción: Conglomerados gruesos a finos con estratificación entrecruzada planar (Fig. II.1.13E). Textura clasto sostén, con tendencia interna granodecreciente. El espesor de los sets varía entre 0,08 y 0,4 m. Posee geometría lenticular y en ocasiones tabular, con base neta erosiva. Los espesores varían entre 0,4 y 1 m. Suelen tener restos de troncos y hojas fósiles, ocasionalmente carbonizados.

Interpretación: Migración de dunas gravosas de cresta recta, por la acción de flujos acuosos, diluidos y turbulentos, en condiciones de bajo régimen de flujo (Bridge, 1993).

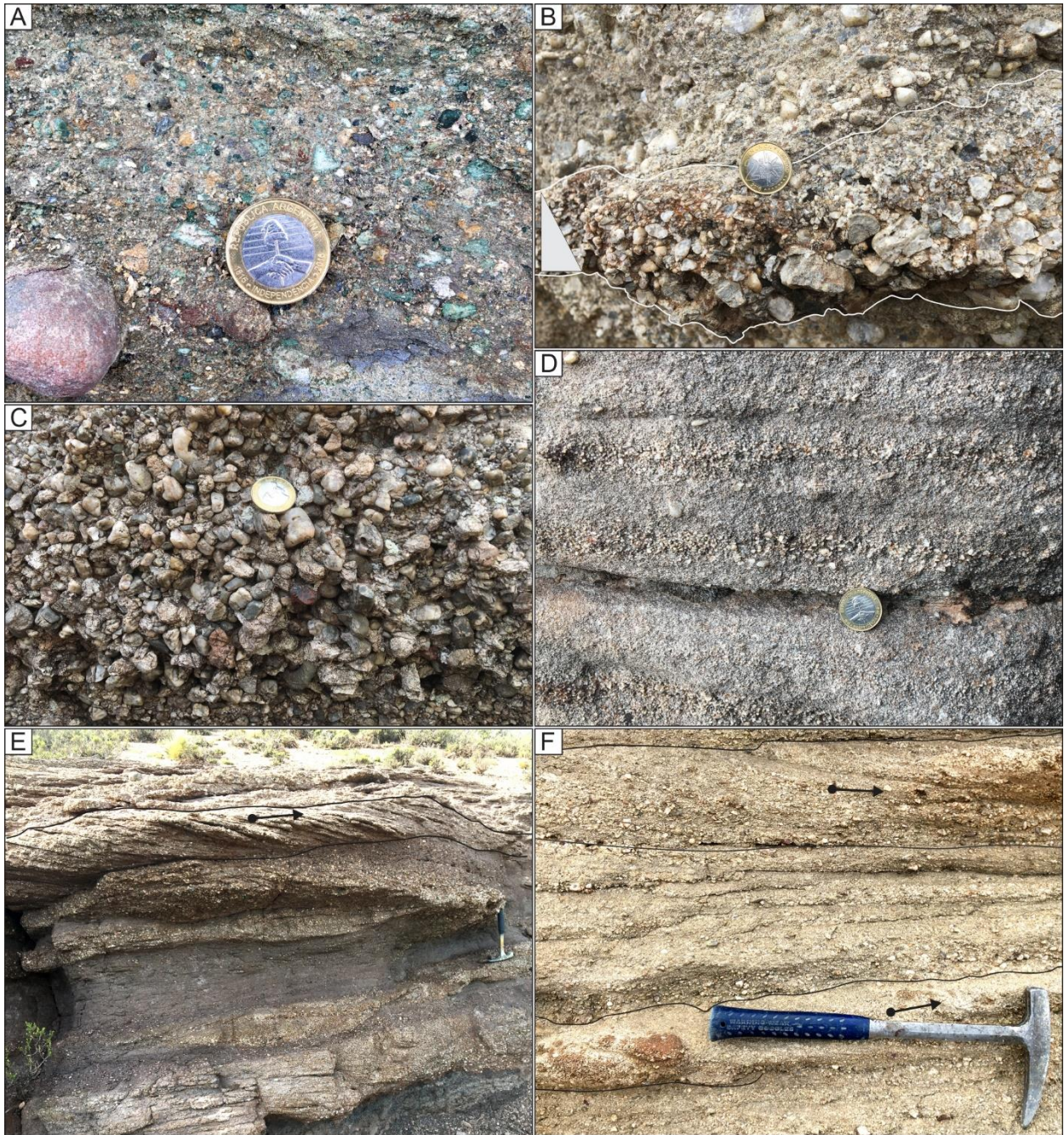


Figura II.1.13. Fotografías de las facies sedimentarias predominantemente conglomerádicas. Las flechas negras indican la dirección local del paleoflujo. A) Facies 21: Conglomerado fino, macizo, matriz sostén. Notar la naturaleza polimíctica de los clastos. Formación Río Mayer en el perfil Veranada de Gómez. La moneda tiene 23 mm de diámetro. B) Facies 22: Conglomerado mediano a fino, clasto sostén, con gradación normal. El triángulo a la izquierda muestra la gradación normal observada. Miembro Inferior de la Formación Río Tarde en el perfil Veranada de Gómez. La moneda tiene 23 mm de diámetro. C) Facies 23: Conglomerado grueso, macizo, clasto sostén. Miembro Inferior de la Formación Río Tarde en el perfil Veranada de Gómez. La moneda tiene 23 mm de diámetro. D) Facies 24: Conglomerado fino con

estratificación horizontal. La moneda tiene 23 mm de diámetro. E) Facies 25: Conglomerado fino con estratificación entrecruzada planar. Miembro Inferior de la Formación Río Tarde en el perfil Veranada de Gómez. El martillo tiene 0,3 m de largo. F) Facies 26: Conglomerado mediano a fino con estratificación entrecruzada en artesa. Miembro Inferior de la Formación Río Tarde en el perfil Río Belgrano. El martillo tiene 0,4 m de largo.

Facies 26: Conglomerados con estratificación entrecruzada en artesa.

Descripción: Conglomerados medianos a finos con estratificación entrecruzada en artesa (Fig. II.1.13F). Presentan moderada selección, matriz arenosa y tendencia granodecreciente. Posee base neta erosiva o transicional desde Facies 23 o Facies 24 y geometría lenticular, con espesores variables entre 0,2 y 1,2 m. El espesor de los sets entrecruzados varía entre 0,09 y 0,2 m. Es común la presencia de restos de troncos fósiles, tallos y hojas vegetales desordenados.

Interpretación: Migración de dunas gravosas de cresta sinuosa, por la acción de flujos acuosos, diluidos y turbulentos, en condiciones de bajo régimen de flujo (Bridge, 1993).

II.1.3) Asociaciones de facies: descripción e interpretación

La relación vertical y lateral de las facies sedimentarias permitió su agrupación en asociaciones de facies (AF). Adicionalmente, dentro de algunas AF se incorporó la descripción e interpretación de elementos arquitecturales (e.g., barras, canales,) que fueron necesarios para una mejor interpretación del sub-ambiente sedimentario. La descripción e interpretación de cada asociación de facies se realizó efectuando una subdivisión mayor en asociaciones de facies epiclásticas, desde A hasta F, y en asociaciones de facies volcaniclásticas, desde G hasta I. Es importante destacar que, a pesar de que se realizó una clasificación taxativa, las AF pueden presentar una combinación de elementos predominantemente epiclásticos o predominantemente volcaniclásticos. En dichos casos se optó por usar la clasificación volcaniclástica ya que su

impronta es relevante y diferenciable mediante el uso de SGR (Sección II.2). La sucesión de facies típica que representa cada AF se esquematiza en la Fig. II.1.14. El aspecto en afloramiento de cada AF se presenta en las Figs. II.1.15 a la II.1.23.

II.1.3.1) Asociaciones de facies epiclásticas.

En esta sección se incluirán las asociaciones de facies (AF) integradas por facies de arcilitas, limolitas, areniscas y conglomerados, sin incluir las litologías volcániclasticas.

Asociación de facies A: Depósitos de prodelta. Esta AF se subdivide A.1) prodelta hemipelágico y A.2) prodelta dominado por flujos gravitatorios de sedimentos.

A.1) Prodelta hemipelágico.

Descripción: Esta AF consiste mayormente de pelitas negras (Facies 1) y estratos heterolíticos con estratificación lenticular (Facies 8). Se presentan ocasionales capas delgadas de areniscas macizas con espesores que no superan los 0,25 m (Facies 21). La asociación de facies posee geometría tabular, con espesores entre 1 y 10,5 m, con extensión lateral que excede los 500 m (Fig. II.1.14A). La asociación presenta tendencia granulométrica granocreciente. Comúnmente contiene amonites y detritos carbonosos, mientras que la bioturbación está ausente en las facies de fangosas y es escasa en las areniscas.

Interpretación: La AF se formó por decantación de sedimentos de grano fino en ambiente marino de plataforma (Bhattacharya y Walker, 1992; Stow y Smillie, 2020). Los estratos de mayor tamaño de grano representan sedimentación durante eventos de alta energía, como tormentas (Bhattacharya y MacEachern, 2009; Lin y Bhattacharya, 2021). La tendencia vertical de aumento en el tamaño de grano sugiere la progradación de facies proximales. La baja intensidad de

bioturbación en las fangolitas de color oscuro sugiere aguas pobremente oxigenadas (Taylor y Goldring, 1993; Plint, 2014), mientras que los detritos carbonosos y restos vegetales reflejan el suministro de sedimentos desde fuentes continentales.

A.2) Prodelta dominado por flujos gravitatorios de sedimento.

A.2a) Depósitos de flujos gravitatorios de sedimento de baja densidad.

Descripción: La AF A.2a está integrada por fangolitas arenosas macizas y areniscas fangosas (Facies 7) (Fig. II.1.15C) con la presencia ocasional de areniscas con laminación paralela (Facies 14) u ondulitas asimétricas (Facies 11). El espesor varía entre 2 y 12 m, con una extensión lateral de cientos de metros (Fig. II.1.15A). La base es transicional o neta desde la AF A.1, y está cubierta transicionalmente por la AF B. La asociación muestra ligera tendencia granocreciente, aunque la mayoría de los estratos individuales no poseen gradación o tienen gradación inversa a normal. La bioturbación está casi ausente, aunque algunos depósitos arenosos tienen trazas monoespecíficas (planolites isp.), localmente abundantes. Suelen tener alto contenido de detritos carbonosos y granos de glauconita. Es común la presencia de concreciones carbonáticas con amonites o fragmentos de conchillas marinas en sus núcleos.

Interpretación: Esta AF representa depósitos formados por flujos hiperpícnicos no cohesivos, desde la carga de fondo hasta la depositación en suspensión (facies distales B a facies proximales S, *sensu* Zavala et al. (2011)). La gradación inversa a normal se asocia a un proceso de transformación de flujo y cambios en el mecanismo de soporte, pasando de flujos con elevada concentración de sedimentos (gradación inversa) a flujos más diluidos (gradación normal) (Spalletti et al., 1989; Sohn, 1997). Por otro lado, los estratos no gradados representan períodos de estabilidad prolongados en las condiciones hidrodinámicas del flujo (Mulder y Alexander, 2001). Las areniscas con laminación paralela y ondulitas asimétricas indican episodios de flujos turbulentos. La baja abundancia de bioturbación y la presencia de trazas fósiles monoespecíficas sugieren condiciones estresantes para la colonización biológica, favoreciendo la proliferación de

organismos específicos, probablemente debido a condiciones de alta energía y elevada turbidez del agua (MacEachern et al., 2005; García-García et al., 2021; Moyano Paz et al., 2022). Los detritos carbonosos y los clastos glauconíticos indican fuentes de sedimentos mixtos (es decir, terrestres y marinos, respectivamente).

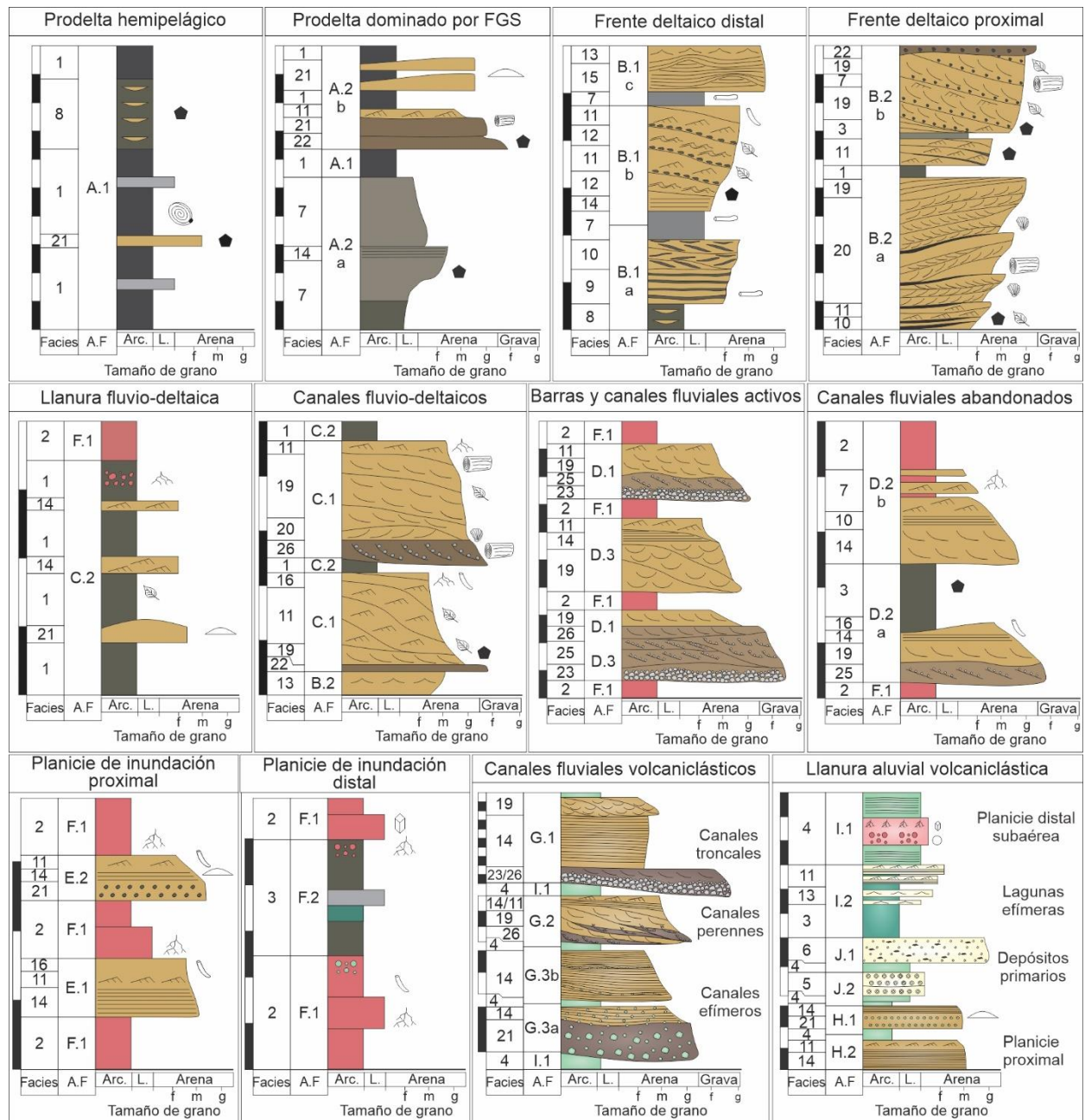


Figura II.1.14. Perfiles verticales esquemáticos que ilustran la sucesión de facies típica para cada asociación de facies y su escala vertical aproximada. Las referencias gráficas y la codificación de facies y AF es igual a la utilizada en los perfiles sedimentológicos de la sección II.1.1. Cada segmento de las escalas gráficas representa 1 m.

A.2b) Depósitos de flujo gravitatorios de sedimento de alta densidad.

Descripción: La AF A.2b consiste en conglomerados y areniscas de grano fino con base neta y techo convexo (Fig. II.1.15B), con espesor entre 0,3-1,5 m y extensión lateral variable entre 4 y 30 m. Estos cuerpos se intercalan con la AF A.1, con límites netos. Consiste en conglomerados macizos matriz soportados (Facies 21) o conglomerados y areniscas macizas con gradación normal (Facies 22). Ocasionalmente, contienen areniscas de grano fino con ondulitas asimétricas (Facies 11) o con laminación paralela (Facies 14) en la parte superior. Los conglomerados son polimícticos e incluyen clastos de rocas volcánicas, intraclastos arcillosos, clastos glauconíticos y/o fragmentos de moluscos. Los amonites, restos de troncos y detritos carbonosos son comunes.

Interpretación: Los depósitos con geometría de base plana y techo convexo y relleno areno-conglomerádico representan flujos de detritos cohesivos desarrollados en condiciones subacuáticas, depositados por expansión de flujo, desaceleración y congelamiento (Lowe, 1982; Mulder, 2011). El desarrollo de ondulitas de corriente y laminación paralela en la parte superior sugiere procesos de dilución del flujo o retrabajo posterior por flujos turbulentos (Lowe, 1982; Mulder y Alexander, 2001). La composición de los detritos indica una fuente de sedimentos mixtos, incluidos sedimentos terrestres (fragmentos de troncos y detritos carbonosos) y sedimentos marinos (fósiles de amonites y clastos de glauconita). Los clastos volcánicos podrían proporcionar evidencia de la erosión de afloramientos del Complejo El Quemado, tal como señalan Barberón et al. (2015) para areniscas de la Formación Río Belgrano.

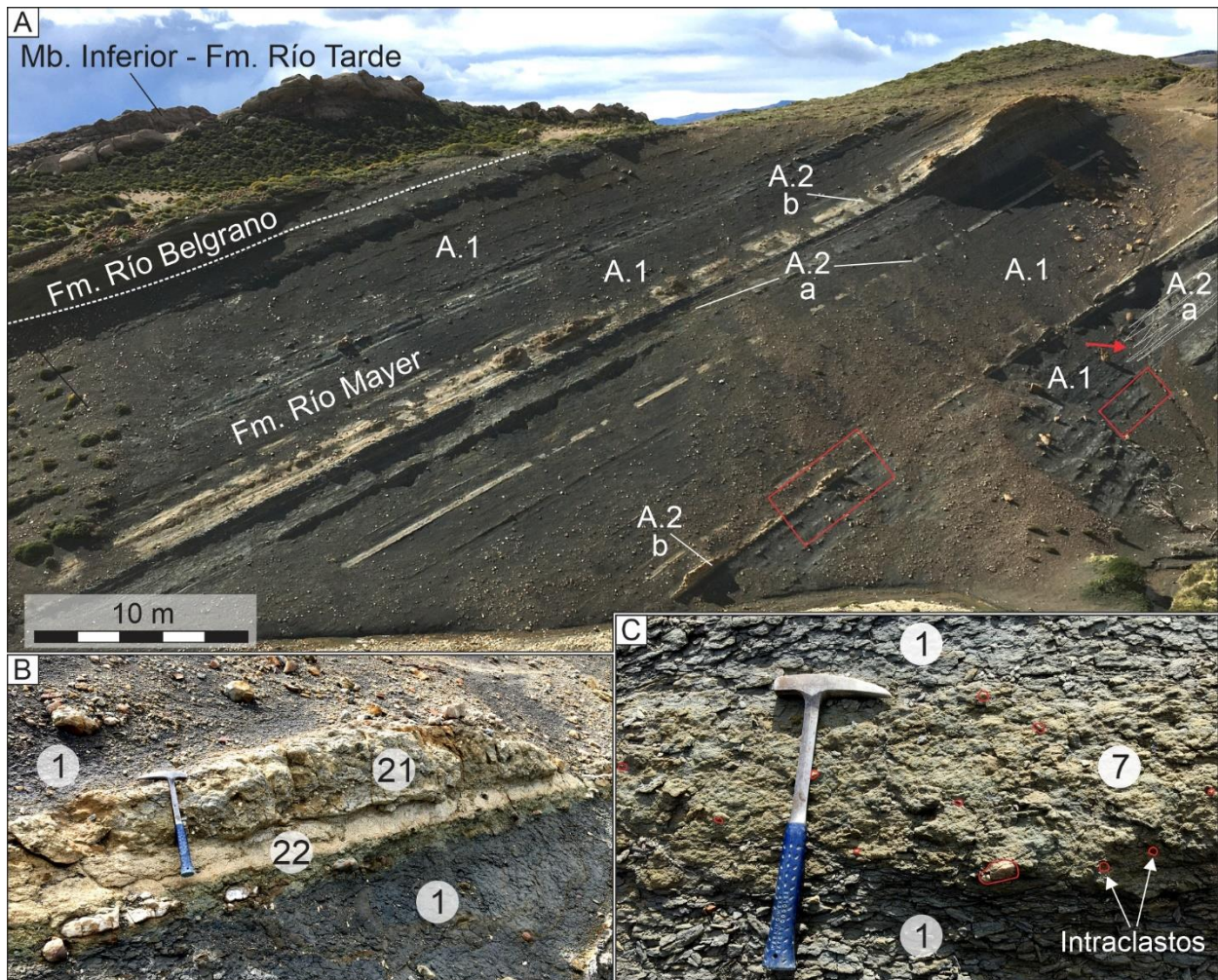


Figura II.1.15. Fotografías de las asociaciones de facies de prodelta. A) Afloramiento de Veranada de Gómez en donde afloran las formaciones Río Mayer y Río Belgrano. La flecha roja indica la zona de transición entre los depósitos arenosos de la A.2a y las pelitas de la A.1. B) Vista detallada de un lóbulo conglomerádico de matriz areno-arcillosa. El martillo tiene 0,4 m de largo. C) Detalle de la transición entre la AF A.1 y A.2a. Notar la base neta irregular y la transición vertical hacia la AF A.1. Los números indican la facies sedimentaria correspondiente.

Asociación de Facies B: Frente deltaico. Esta AF incluye a B.1) depósitos del frente deltaico distal y B.2) depósitos del frente deltaico proximal. De acuerdo con el proceso dominante durante la sedimentación, se clasifican como a) influenciados por mareas, b) influenciados por tormentas o c) fluvio-dominados.

B.1) Frente deltaico distal.

B.1a) Frente deltaico distal influenciado por mareas.

Descripción: Esta AF consiste en areniscas finas a medianas con ondulitas asimétricas (Facies 11) y estratificación entrecruzada *herringbone* (Facies 20), interestratificadas con facies heterolíticas (Facies 8, Facies 9, Facies 10) (Fig. II.1.16A). La proporción de areniscas aumenta hacia la parte superior de la asociación, comúnmente asociado con la ocurrencia de ondulitas simétricas (Facies 13). Los sets entrecruzados muestran cambios laterales cíclicos de sectores dominados por fango a otros dominados por arena, y están delimitados por superficies de reactivación. Las ondulitas asimétricas y las estratificaciones entrecruzadas de bajo ángulo suelen tener dobles láminas de fango. Las sucesiones tienen tendencia granocreciente y espesores entre 2 y 5 m, con extensión lateral superior a los 100 metros. La base es transicional desde AF A.1 y, hacia la parte superior, grada a AF B.2a. La bioturbación es escasa, principalmente concentrada en las facies arenosas.

Interpretación: Los depósitos heterolíticos con tendencia granocreciente representan ciclos de somerización causados por la progradación del frente deltaico distal (Plink-Björklund, 2012; Ahmed et al., 2014; Hurd et al., 2014). Se infiere la influencia de mareas en la sedimentación por la alternancia de facies arenosas y fangosas, con estructuras sedimentarias bidireccionales y doble capas de fango. Los cambios laterales cíclicos dentro de los sets, con estratificaciones entrecruzadas dominadas por arena a otras dominadas por fango representan ciclos de marea vivas-muertas (Kvale, 2006, 2012). Las superficies de reactivación representan cambios en las condiciones hidrodinámicas, probablemente debido a la acción de tormentas y/o por inundaciones fluviales (Dalrymple et al., 2015).

B.1b) Frente deltaico distal influenciado por tormentas.

Descripción: Esta AF está representada por cuerpos de arena con base neta y geometría tabular, con espesores que varían entre 0,5 a 2 m, y extensión lateral de más de 100 m. La base es neta desde fangolitas de prodelta (FA A.1), con un arreglo estratocreciente. Los cuerpos arenosos están integrados por areniscas con estratificación entrecruzada *hummocky* (Facies 15) y estratificación horizontal (Facies 14) (Fig. II.1.16B), con ondulitas simétricas (Facies 13) en la parte superior (Fig. II.1.16C). Estas sucesiones están cubiertas abruptamente por depósitos finos de prodelta (AF A.1) o por areniscas del frente deltaico (AF B.1). Los montículos suelen ser ligeramente anisótropos (Fig. II.1.16B). La bioturbación consiste localmente de trazas verticales de escape.

Interpretación: La estratificación entrecruzada *hummocky* sugiere retrabajo y deposición durante tormentas (Dott y Bourgeois, 1982; Dumas y Arnott, 2006). Aunque la estratificación entrecruzada *hummocky* se forma entre el nivel de base de olas de tormenta y la zona de rompiente (Dott y Bourgeois, 1982), su preservación ocurre mayoritariamente entre el nivel de olas de tormenta y la base de las olas de buen tiempo (Dumas y Arnott, 2006, Moyano Paz et al., 2018; Jelby et al., 2020). Las sucesiones de facies con laminación horizontal, estratificación entrecruzada *hummocky* y ondulitas simétricas hacia arriba se interpretan (Myrow y Southard, 1991) como depósitos asociados a una sucesión de tormenta dominada por oscilación, con disminución de energía hacia condiciones normales (es decir, de buen tiempo). La anisotropía de los montículos sugiere la influencia de corrientes unidireccionales durante las tormentas, que comúnmente se interpretan como respuesta a flujos relacionados con inundaciones fluviales (Jelby et al., 2020). Las trazas fósiles de escape indican elevada tasa de sedimentación durante los eventos de tormenta (Buatois y Mángano, 2011).

B.1c) Frente deltaico distal fluvio-dominado.

Descripción: Esta AF está integrada por areniscas finas a medianas con ondulitas asimétricas y pobremente seleccionadas (Facies 11), y ocasionalmente estratificación horizontal en la base

(Facies 14). Las areniscas macizas altamente bioturbadas (Facies 16) son comunes en la parte superior (Fig. II.1.16E). Los detritos carbonosos y los restos vegetales son abundantes, especialmente dentro de superficies de tercer orden (*sensu* Miall, 2013), con direcciones de inclinación (progradación) aguas abajo, con pendientes relativamente bajas ($<15^\circ$) (Fig. II.1.16D). Los intraclastos arcillosos son comunes. Las geometrías son suavemente lobuladas en sección transversal y sigmoidal o casi tabular en sección paralela al flujo, con espesores variables entre 1,2 y 4 m y extensión lateral de más de 100 m. La base de la asociación es transicional desde la AF A.1 o AF A.2a, con tendencia granocreciente y estratocreciente.

Interpretación: La AF representa depósitos asociados a la progradación de barras de desembocadura distal. Las estructuras sedimentarias asociadas a flujos unidireccionales con elevado contenido de material continental evidencian una fuerte impronta de la descarga fluvial (Zavala y Arcuri, 2016). Los flujos unidireccionales representan condiciones hiperpícnicas desencadenadas por el colapso de la barra de desembocadura en sectores proximales o por eventos de descarga fluvial de alta densidad durante inundaciones (Bhattacharya y MacEachern, 2009; Mulder, 2011). La presencia de detritos carbonosos sobre las superficies de acreción de las barras indica que su migración ocurrió simultáneamente con inundaciones (Arregui et al., 2019), sugiriendo una relación causal entre ambos procesos. Las areniscas intensamente bioturbadas indican periodos de estabilidad, con baja energía y bajo estrés para los organismos (Gingras et al., 2011; Moyano Paz et al., 2020).

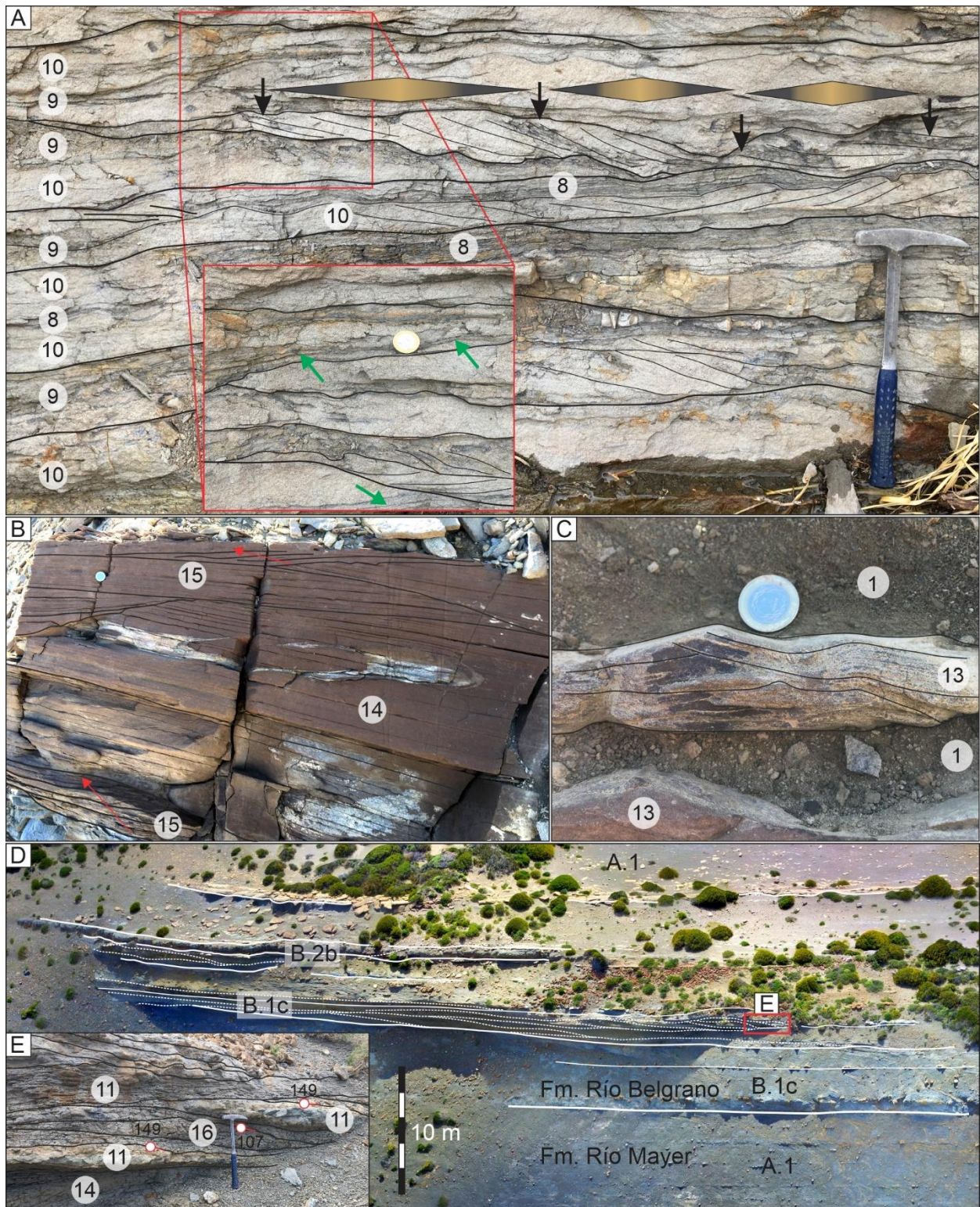


Fig. II.1.16. Fotografías de las asociaciones de facies del frente deltaico distal. Los círculos blancos con números dentro indican las facies sedimentarias. A) AF B.1a. Facies heterolíticas con modulación mareal, sustentada en la bidireccionalidad de las estratificaciones entrecruzadas, las variaciones laterales cíclicas de la proporción de arena-fango y las dobles láminas de fango (flechas verdes). Las flechas negras indican sectores dominados por fango, que representan momentos de baja energía (marea muerta). El martillo

tiene 0,4 m de largo. B) AF B.1b. Niveles con estratificación entrecruzada hummocky. Las flechas rojas indican sectores con crecimiento anisotrópico de los montículos. La moneda tiene un diámetro de 23 mm. C) Ondulitas simétricas desarrolladas encima de los niveles con HCS, sugiriendo un retorno gradual a condiciones de buen tiempo. La moneda tiene 23 mm de diámetro. D) AF B.1c. Ortomosaico que muestra la arquitectura interna de depósitos interpretados como frente deltaico distal fluvio-dominado. E) Sectores distales de barras de desembocadura con superficies de acreción hacia el sureste (los números negros sin recuadro indican la dirección de acreción). El martillo tiene 0,4 m de largo.

B.2) Frente deltaico proximal.

B.2a) Frente deltaico proximal dominado por mareas.

Descripción: La AF B.2a está integrada por areniscas finas a gruesas con un patrón vertical grano-estratocreciente, dominadas internamente por estratificaciones entrecruzadas *herringbone* (Facies 20) y en artesa (Facies 19), con desarrollo de haces mareales (Fig. II.1.17C). Ocasionalmente presentan ondulitas simétricas (Facies 13) al tope. Comúnmente presenta estratificación entrecruzada de gran escala, con superficies de tercer orden ricas en fangolitas y restos carbonosos, que inclinan suavemente hacia la cuenca (4-8° al sureste), con espesores que pueden llegar a los 4 m (Fig. II.1.17A). Las geometrías de los cuerpos arenosos son lobuladas con gran extensión lateral en sección transversal y sigmoidales o casi tabulares en vista paralela al flujo (Fig. II.1.17B). La base es transicional desde la AF B.1b o la AF B.1a, y en la vertical está cubierta por la AF C y ocasionalmente por la AF D, ésta última en contacto erosivo (Fig. II.1.17B). La bioturbación es escasa o está ausente, siendo común la presencia de fragmentos de conchillas, detritos carbonosos y fragmentos de madera fósil. Los datos de paleoflujo muestran distribución bimodal, generalmente con una moda dominante y otra subordinada.

Interpretación: La AF representa depósitos asociados a la progradación de barras de desembocadura con fuerte impronta mareal, en el sector proximal del frente deltaico. El efecto de las mareas está evidenciado por la presencia de estructuras de flujo bidireccionales y haces mareales (Middleton, 1991; Peng et al., 2020; Zuchuat et al., 2022). Los niveles de fangolitas y fangolitas carbonosas dentro de superficies de tercer orden indican una desaceleración del flujo y la sedimentación a partir de carga suspendida (Willis et al., 1999). Las estructuras unidireccionales se asocian con eventos de crecidas fluviales (Dalrymple et al., 2015; Gugliotta et al., 2015) o con zonas con una única dirección de corriente de marea (de subida o de bajada), cuando están asociadas a haces mareales (Yang y Nio, 1985; Kvale, 2006). La presencia de ondulitas simétricas en el tope de la AF indica retrabajo por oleaje en zonas someras. La geometría lobulada de gran extensión lateral sugiere la redistribución del sedimento de las barras de desembocadura por la acción de las mareas. La bioturbación baja o ausente refleja condiciones altamente estresantes, probablemente vinculadas a cambios en la salinidad del agua, rápidas velocidades de corriente y/o altas tasas de sedimentación (MacEachern y Bann, 2008; Moyano Paz et al., 2018).

B.2b) Frente deltaico proximal fluvio-dominado.

Descripción: La AF está integrada por areniscas con tendencia vertical grano-estratocreciente, con espesores que varían entre 2 y 8 m, con extensión lateral variable entre 50 y más de 200 m. Incluye areniscas de grano medio a grueso con estratificación entrecruzada en artesa (Facies 19) (Fig. II.1.17F) y areniscas de grano fino que contienen ondulitas asimétricas (Facies 11), delimitadas por superficies de tercer orden que inclinan hacia la cuenca con inclinación elevada (10° - 18°) (Fig. II.1.17E). Las geometrías son lobuladas en sección transversal o sigmoidales en secciones paralelas al flujo (Fig. II.1.17A), delimitadas por superficies de cuarto orden. Comparativamente, estos cuerpos presentan geometría lobulada y sigmoidal mejor definidos que la AF B.2a. Es común la presencia de ondulitas asimétricas a contracorriente (Facies 22) y de conglomerados macizos con intraclastos arcillosos generalmente de menores a 1 cm, aunque

ocasionalmente pueden llegar a los 5 cm (Facies 23). En las superficies de tercer orden suelen ser abundantes los detritos carbonosos, restos de hojas y fragmentos de madera fósil. La AF cubre abruptamente a la AF B.1a o transicionalmente a la AF B.1b. Las paleocorrientes son principalmente unidireccionales con modas menores con sentido de movimiento opuesto. La bioturbación es escasa y se restringe a las partes basales de la AF.

Interpretación: La AF representa depósitos relacionados a la migración aguas abajo de barras de desembocadura en posiciones proximales del frente deltaico en un entorno dominado por la acción fluvial (Olariu y Bhattacharya, 2006; Dalrymple et al., 2015; Moyano Paz et al., 2018). La marcada geometría lobulada indica depositación por pérdida de energía del flujo al llegar al cuerpo de agua, en donde el retrabajo por oleaje y mareas es limitado. La intercalación de capas de conglomerados que contienen intraclastos arcillosos se interpreta como eventos de alta descarga fluvial, probablemente inundaciones (Li et al., 2017). Las dunas que migran aguas arriba sugieren influencia de marea en períodos de baja descarga fluvial, que permiten la modulación de la marea (Dalrymple et al., 2015; Kurcinka et al., 2018; Moyano Paz et al., 2018). La presencia de ondulitas de corriente que migran aguas arriba en la cara de sotavento de las barras de desembocadura sugiere separación de flujo y generación de un contraflujo (Reineck y Singh, 1973). La preservación de materiales de origen continental sobre las superficies de acreción sugiere que la migración de barras ocurrió de manera coetánea con eventos de alta descarga del sistema fluvial (Arregui et al., 2019). Las paleocorrientes unidireccionales son consistentes con la dirección de progradación del delta, lo que sugiere dominio fluvial (Fielding, 2010; Kurcinka et al., 2018). La falta de bioturbación indica condiciones estresantes para la actividad biológica, quizás debido a la turbidez del agua, las condiciones de alta energía y/o alta tasa de sedimentación (MacEachern y Bann, 2008; Bhattacharya et al., 2020; Moyano Paz et al., 2020).

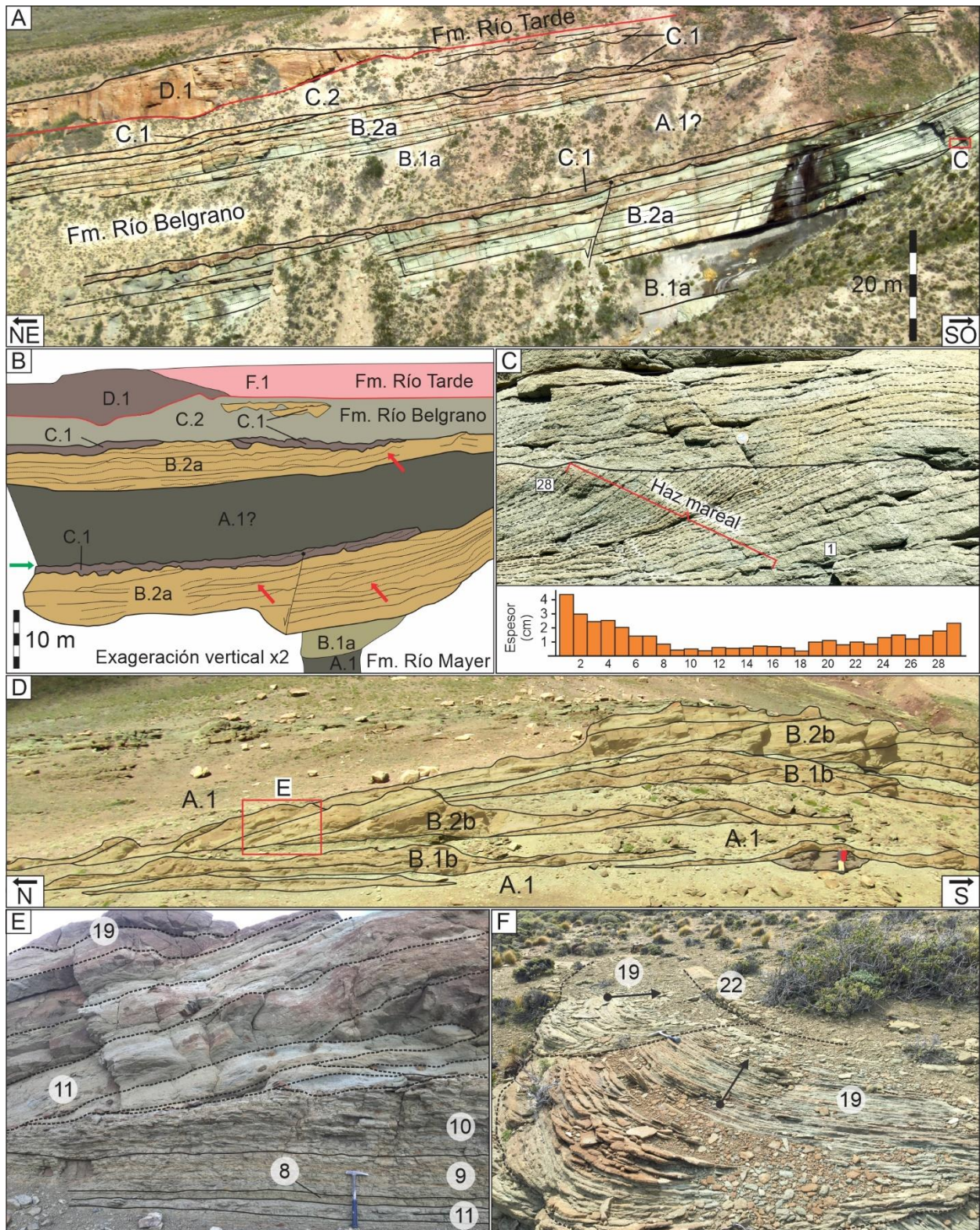


Figura II.1.17. Fotografías de las asociaciones de facies del frente deltaico proximal. Los círculos blancos con números dentro indican la facies sedimentaria. A) Afloramiento en la localidad de Río Oro, en donde se observa la transición entre las formaciones Río Belgrano y Río Tarde (línea roja). Los cuerpos arenosos de grandes dimensiones y coloración verdosa, se interpretan como parte del frente deltaico proximal,

afectados por la acción de mareas (AF B.2a). B) Trazado de superficies y delimitación de los principales cuerpos de la Figura A. Las flechas rojas indican superficies inclinadas que se interpretan como la progradación de barras de desembocadura. Notar que los cuerpos cortados en sección transversal (geometría lobulada) presentan una forma considerablemente más plana que los de la Figura D (fluvio-dominados) aunque la relación entre el rumbo del afloramiento y el paleoflujo son similares. La flecha verde indica la posición de una superficie de inundación. C) Ejemplo de un haz mareal en los depósitos del frente deltaico proximal en la localidad Río Oro. El esquema de detalle muestra la variación regular del espesor de los sets, que de acuerdo al conteo indica un ciclo de marea viva-muerta completo. La moneda tiene 23 mm de diámetro. D) Depósitos de frente deltaico proximal fluvio-dominado en el perfil sedimentario del Río Belgrano. Notar la tendencia estratocreciente típica de la progradación de depósitos deltaicos proximales (AF B.1a), y la geometría lobulada de los cuerpos en sección transversal al flujo. La persona en la imagen mide 1,7 m de altura. E) Detalle de la transición entre los depósitos de frente deltaico proximal y distal, caracterizados por la progradación de barras de desembocadura y por facies heterolíticas, respectivamente. El martillo mide 40 cm de largo. F) Afloramiento que muestra la sección superior de barras desembocadura fluvio-dominadas, integradas casi exclusivamente por la migración de dunas tridimensionales. Las superficies de acreción están marcadas con líneas punteadas, mientras que las flechas negras indican la dirección de paleoflujo. El martillo tiene 0,4 m de largo.

Asociación de Facies C: Depósitos de llanura deltaica. Esta asociación de facies se subdividió en C.1) canales fluvio-deltaicos y C.2) llanuras fluvio-deltaicas.

C.1) Canales fluvio-deltaicos.

Descripción: La AF comprende sucesiones de base neta con tendencia granodecreciente y geometría lenticular, compuestas principalmente por areniscas de grano medio a grueso con estratificación entrecruzada en artesa (Facies 19) y ondulitas asimétricas (Facies 11). La base es erosiva y en ocasiones conglomerádica (Facies 22 o Facies 24), con restos de madera y fragmentos de conchillas. Los espesores varían entre 1,5 y 3 m. La base es abrupta desde la AF B.2 o la AF C.2 (Fig. II.1.18A, D), y gradan verticalmente a la AF D o AF F. La bioturbación está

mayormente concentrada en la parte más alta de la AF, siendo típicas las trazas de raíces asociadas con moteados. Las paleocorrientes son predominantemente unidireccionales hacia el sur/sureste con valores de dispersión altos (media 164° , $n=36$) con una moda subordinada hacia el noreste (media 43° , $n=11$). Internamente, los estratos comprenden unidades sigmoidales delimitadas por superficies de tercer orden, que inclinan de forma paralela o casi perpendiculares a la paleocorriente media. Los restos de plantas y restos carbonosos son comunes cubriendo las superficies de tercer orden.

Interpretación: La AF representa depósitos de canales fluvio-deltaicos desarrollados en la llanura deltaica (Olariu y Bhattacharya, 2006; Fielding, 2010). Se evita el uso del término “canal distributivo” debido a las dificultades para demostrar el patrón de flujo divergente de los canales en sección perpendicular a la paleopendiente, dado que las orientaciones de los afloramientos son aproximadamente paralelas al paleoflujo promedio. El bajo gradiente de la llanura deltaica y las altas tasas de sedimentación son responsables de la rápida agradación de los canales y de la avulsión de los mismos, generando tendencias granodecrecientes y direcciones de paleocorriente altamente variables (Olariu y Bhattacharya, 2006). Los datos de paleocorrientes indicando transporte hacia el norte en areniscas con fragmentos de conchillas se asocian a la influencia local de mareas desarrolladas durante estadios de baja descarga del sistema fluvial (Fielding, 2010; Dalrymple et al., 2015). Los estratos sigmoidales representan barras fluvio-deltaicas clasificadas como de acreción frontal o lateral, según el ángulo entre las paleocorrientes y la dirección de inclinación de las superficies de tercer orden. La ausencia de bioturbación en las partes basales de la AF sugiere condiciones de estrés ambiental para la colonización biológica (Moyano Paz et al., 2018). Los rizolitos y los moteados registrados en la parte superior de la AF indican colonización vegetal y exposición subaérea luego del abandono del canal, mientras que los restos de plantas preservados en las superficies de acreción de la barra están vinculados con eventos de inundación del sistema fluvial (Moyano Paz et al., 2018; Arregui et al., 2019).

C.2) Llanura fluvio-deltaica.

Descripción: La AF está integrada principalmente por fangolitas negras o verdosas (Facies 3) con capas delgadas (<0,4 m) de areniscas finas macizas (Facies 17) o con ondulitas asimétricas (Facies 11). Los espesores varían de 1 a 4 m, con continuidad lateral de más de 100 m. Los restos de plantas son abundantes, y las trazas de raíces asociadas con moteados rojizos son rasgos típicos en la parte superior de la AF. Las fangolitas carecen de bioturbación, aunque los niveles arenosos pueden tener bioturbación con baja intensidad. Verticalmente, gradan a la AF F.1 (Fig. II.1.18A, B) o a AF D, y suelen estar interestratificados con cuerpos arenosos o conglomerádicos con geometría lenticular de la AF C.1.

Interpretación: La AF representa depósitos de llanuras fluvio-deltaicas saturadas en agua, con el desarrollo local de cuerpos de agua someros, con aporte de material arenoso durante desbordes de los canales fluvio-deltaicos (AF C.1) (Wright, 1985; Fielding, 2010). Los colores oscuros y verdosos indican un sustrato saturado en agua con baja oxigenación (Retallack, 2001; Varela et al., 2012), en tanto que los moteados rojizos y las trazas de raíces indican períodos con condiciones oxidantes en el ámbito de la llanura (Varela et al., 2021), vinculados a períodos de desecamiento estacional (Retallack, 2001).

Asociación de facies D: Canales fluviales. Esta asociación de facies se subdividió en D.1) canales fluviales activos, D.2) canales fluviales abandonados, y D.3) barras. Dentro de la caracterización de esta AF se utiliza la nomenclatura propuesta por Miall (1996) para jerarquizar las superficies internas de los depósitos, que van de primer a sexto orden, en orden creciente de jerarquía.

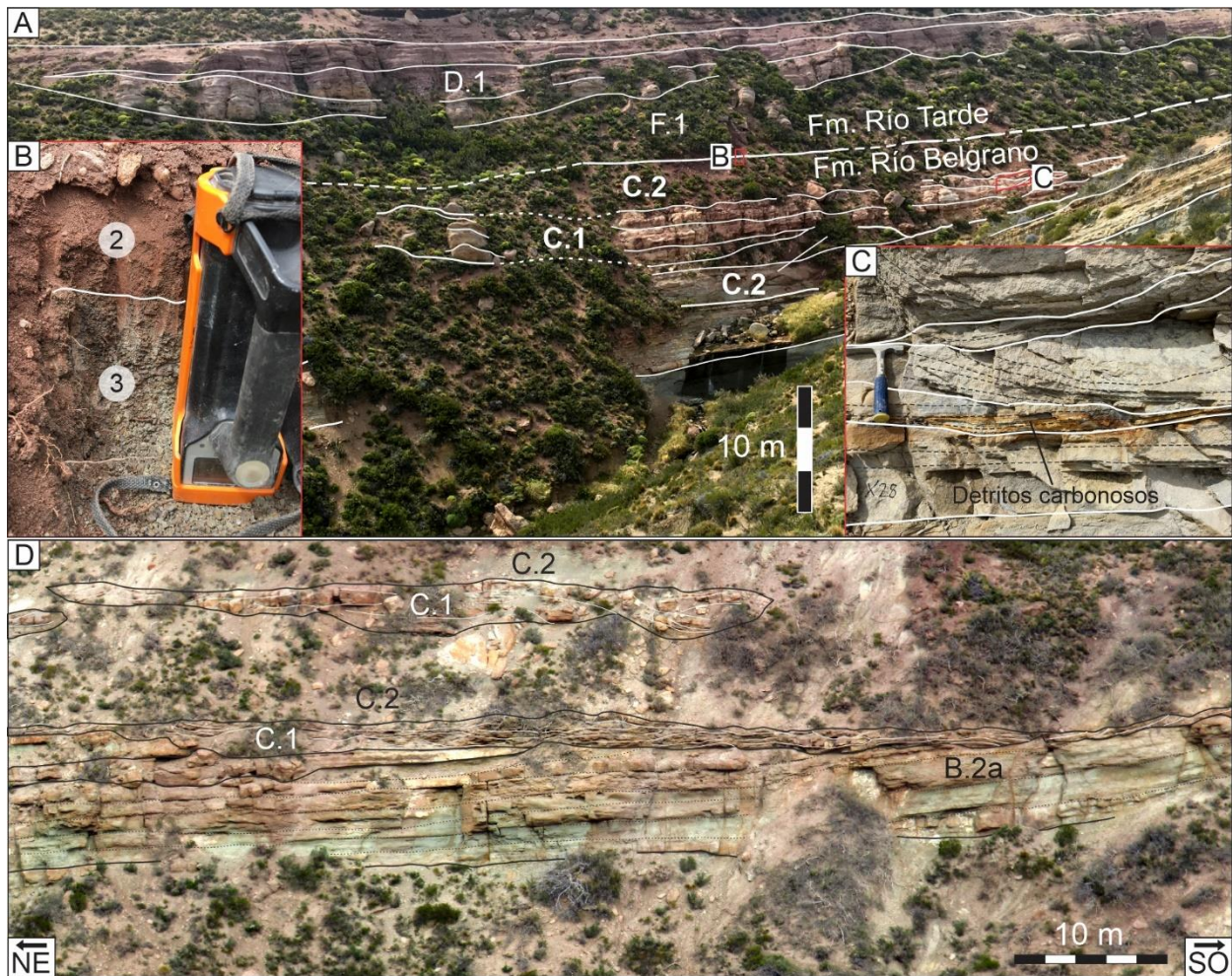


Figura II.1.18. Fotografías de las asociaciones de facies de la llanura deltaica y su relación con las asociaciones de facies fluviales y del frente deltaico. Los círculos blancos con números dentro indican la facies sedimentaria. A) Afloramiento de la transición entre las formaciones Río Belgrano y Río Tarde sobre un cañadón tributario del Río Oro. El norte se encuentra hacia la izquierda de la imagen. B) Detalle de la transición entre depósitos llanura saturada con condiciones reductoras (AF C.2) y depósitos de llanura subaérea (AF F.1), que se utiliza como diagnóstico del pase entre las unidades. El espectrómetro tiene 0,3 m de largo. C) Detalle de un relleno de canal fluvio-deltaico que presenta areniscas finas con ondulitas asimétricas y abundante material carbonoso. El martillo de escala tiene 0,3 m de largo. D) Depósitos de canales fluvio-deltaicos que se ubican sobre la AF B.2a y también dentro de la AF C.2. Notar cómo los depósitos de canales ubicados sobre la AF B.2a erosionan las posiciones elevadas de las barras de desembocadura. Las superficies internas permiten la identificación de varios eventos de relleno, evidenciando depósitos de canales multiepisódicos.

D.1) Canales fluviales activos.

Descripción: La AF presenta geometría lenticular (Fig. II.1.19A) y en ocasiones tabular, con base neta erosiva y con un amplio espectro de composiciones litológicas. El relleno de la AF varía desde un extremo exclusivamente conglomerádico a otro predominantemente arenoso. La sucesión de facies típica de los depósitos conglomerádicos inicia con conglomerados gruesos a finos, macizos y mal seleccionados, con intraclastos arcillosos y restos de troncos en la base (Facies 22 o Facies 23), que gradan verticalmente a conglomerados con estratificaciones entrecruzadas en artesa o planar (Facies 25 o Facies 26) o areniscas gruesas a medianas con estratificación entrecruzada en artesa (Facies 19). Los cuerpos predominantemente arenosos presentan areniscas conglomerádicas gruesas a medianas con estratificación entrecruzada en artesa en la base (Facies 19), sucedida por areniscas gruesas a finas con laminación paralela (Facies 14) y culminan con areniscas medianas a finas con ondulitas asimétricas (Facies 11). Los espesores individuales varían entre 1,2 y 3 m, aunque los espesores amalgamados pueden llegar a superar los 10 m. Estos cuerpos se disponen sobre la AF F.1 en contacto neto erosivo y en su base presentan una superficie de quinto orden (*sensu* Miall, 1996), que ocasionalmente desarrolla escalones (Fig. II.1.19C), aunque también pueden ubicarse cubriendo o de forma adyacente a la AF D.3. Las paleocorrientes son unidireccionales con valores de dispersión moderados a bajos (Fig. II.1.19A). El espesor de los sets entrecruzados de la Facies 18 o Facies 19 presenta elevada variabilidad, entre 5 y 27 cm, con variaciones cíclicas de la altura de los sets. Ocasionalmente contienen bloques pelíticos de grandes dimensiones, hasta 1 m de diámetro, con bordes netos y geometría irregular (Fig. II.1.19B). Raramente presentan rasgos pedogenéticos, como rizolitos y moteados. En el tope de la AF se preservan restos desordenados de troncos fósiles de grandes dimensiones (>3 m de largo), con orientaciones variables respecto al paleoflujo (Fig. II.1.19E).

Interpretación: La AF se interpreta como el relleno de un canal fluvial activo de régimen perenne (Bridge, 1993; Miall, 1996). La tendencia granodecreciente que presentan ambos tipos litológicos indica la paulatina colmatación del canal y la disminución gradual de la energía (Bridge y Diemer, 1983; Mohrig et al., 2000). La variabilidad del espesor de los sets entrecruzados sugiere

variaciones en la descarga acuosa (Fielding et al., 2018; Paredes et al., 2018). La abundancia de intraclastos pelíticos y troncos sobre los bordes de la AF sugiere incorporación de los márgenes vegetados de canales fluviales durante eventos de alta descarga (Alexander y Fielding, 1999; Francis et al., 2008). Los bloques pelíticos dentro del relleno de canales se interpretan como desplomes de fragmentos de planicie de inundación (AF F.1) en el margen erosivo del canal (Priddy y Clark, 2020; Zhao et al., 2021). Los troncos fósiles de grandes dimensiones incorporados dentro del relleno de canal sugieren el desarrollo de vegetación ripariana en ríos con elevada variabilidad en la descarga (Bunn y Montgomery, 2004; Tal et al., 2004; McLeod et al., 2023) y su incorporación en los rellenos de canal durante eventos de alta descarga (McLeod et al., 2023). Los rasgos pedogenéticos indican colonización vegetal luego del abandono de los canales.

D.2) Canales fluviales abandonados.

Descripción: La AF consiste en estratos lenticulares con base erosiva y tendencia vertical granodecreciente, presentando dos estilos de relleno contrastantes. El estilo más abundante (D.2a) comprende un registro basal de conglomerados y areniscas finas con estratificación entrecruzada planar o en artesa (Facies 23, Facies 18 y Facies 19), cubiertos de manera neta por paquetes de hasta 2 m de espesor de pelitas de color gris oscuro a rojizo (Facies 2) (Fig. II.1.19A), intercalados eventualmente con niveles arenosos de pocos centímetros. Suele tener alto contenido de detritos carbonosos y restos de plantas. La bioturbación es escasa y se restringe a las facies ricas en arena. El segundo estilo de relleno (AF D.2b) está integrado por cuerpos lenticulares con base neta erosiva, integrados por areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (Facies 19) y areniscas con laminación horizontal (Facies 14), cubiertos por una espesa sucesión (hasta 3 m) de intercalaciones de areniscas muy finas con ondulitas asimétricas y laminación ondulítica escalonada (Facies 11 y 12, respectivamente) con niveles de limo-arcilitas rojizas (Facies 2) (Fig. II.1.19B). En la sección superior de ambos estilos suelen preservarse rizolitos.

Interpretación: La AF representa el relleno de canales fluviales abandonados (Miall, 1996; Constantine et al., 2010). El estilo de abandono más común está representado por una desconexión rápida respecto al canal activo (AF D.2a), generalmente provocada por el estrangulamiento de meandros (Gagliano y Howard, 1984). Estos canales abandonados forman lagunas en las depresiones del canal, que posteriormente se rellenan mediante la decantación de material fino en aguas poco oxigenadas (Kraus y Davies-Vollum, 2004; Constantine et al., 2010). El segundo estilo de relleno representa el abandono gradual del canal (FA D.2b), que ocurre a través del corte del canal activo por un canal de chute (McGowen y Garder, 1970; Gay et al., 1998; Ghinassi, 2011). Estas desconexiones parciales producen sedimentación episódica durante períodos de inundación, resultando en la alternancia de sedimentación por tracción-suspensión en aguas oxigenadas (Kraus y Davies-Vollum, 2004). Los rizolitos en la parte superior de ambos estilos indican colonización vegetal y exposición subaérea (Retallack, 2001).

D.3) Barras.

Descripción: La AF se caracteriza por areniscas y conglomerados finos con geometría sigmoidal o por cuerpos de geometría lobulada con rellenos complejos y múltiples superficies internas de tercer orden (Fig. II.1.19A). Al igual que la AF D.1, esta AF presenta un extremo conglomerádico y otro arenoso, existiendo una amplia gama de litologías intermedias. Los cuerpos conglomerádicos yacen sobre superficies erosivas de quinto orden y presentan una sucesión de facies que se inicia con conglomerados macizos gradados (Facies 22) o sin gradación (Facies 23), que evolucionan verticalmente a conglomerados finos-medianos con estratificación entrecruzada planar (Facies 25) u horizontal (Facies 24). Los cuerpos arenosos inician con areniscas conglomerádicas macizas (Facies 22) que pasan verticalmente a areniscas gruesas a finas con estratificación entrecruzada en artesa (Facies 19) y culminan con areniscas medianas a finas con ondulitas asimétricas (Facies 11). Los cuerpos sigmoidales presentan inclinaciones variables según la orientación del afloramiento, con direcciones de acreción que varían desde ortogonales a subparalelas a la dirección de paleoflujo. Las superficies de tercer orden que

limitan estos cuerpos presentan niveles centimétricos de fangos carbonosos, en donde se preservan restos de hojas y pequeños fragmentos de troncos fósiles (Fig. II.1.19D). El espesor de esta AF varía entre 0,7 y 11 m, con extensión lateral variable entre 1,2 y 65 m. Generalmente se ubican de forma adyacente a la AF D.1 o AF D.2, y en ocasiones con la AF F.1. Verticalmente, yacen, mediante una superficie erosiva de quinto orden, sobre la AF F.1, o de manera transicional, sobre la AF D.1. La bioturbación es escasa y se limita a la parte superior de la AF, en donde se reconocen rizolitos.

Interpretación: La AF se interpreta como el producto depositacional de la migración de barras dentro de fajas de canales fluviales (Bridge, 1993; Miall, 1996). Estas barras se clasifican en función de su posición como centrales o laterales (Bridge, 2003), así como también de acuerdo a su dirección de migración respecto al canal adyacente como de acreción frontal o acreción lateral (Miall, 1996), tema que será abordado con profundidad en la Sección II.1.4 (Arquitectura Fluvial). La tendencia vertical granodecreciente y la presencia de ondulitas hacia el tope indica menor velocidad/profundidad de flujo en la parte alta de las barras (Reesink y Bridge, 2007). Las capas de fangolitas carbonosas sobre las superficies de acreción de barras indican decantación durante etapas de baja descarga (Miall, 1996; Paredes et al., 2018). La abundancia de restos de plantas y troncos fósiles sobre las superficies de acreción sugieren márgenes de canales vegetados (vegetación ripariana), evidenciando removilización de residuo vegetal durante inundaciones (Fielding y Alexander, 2001).

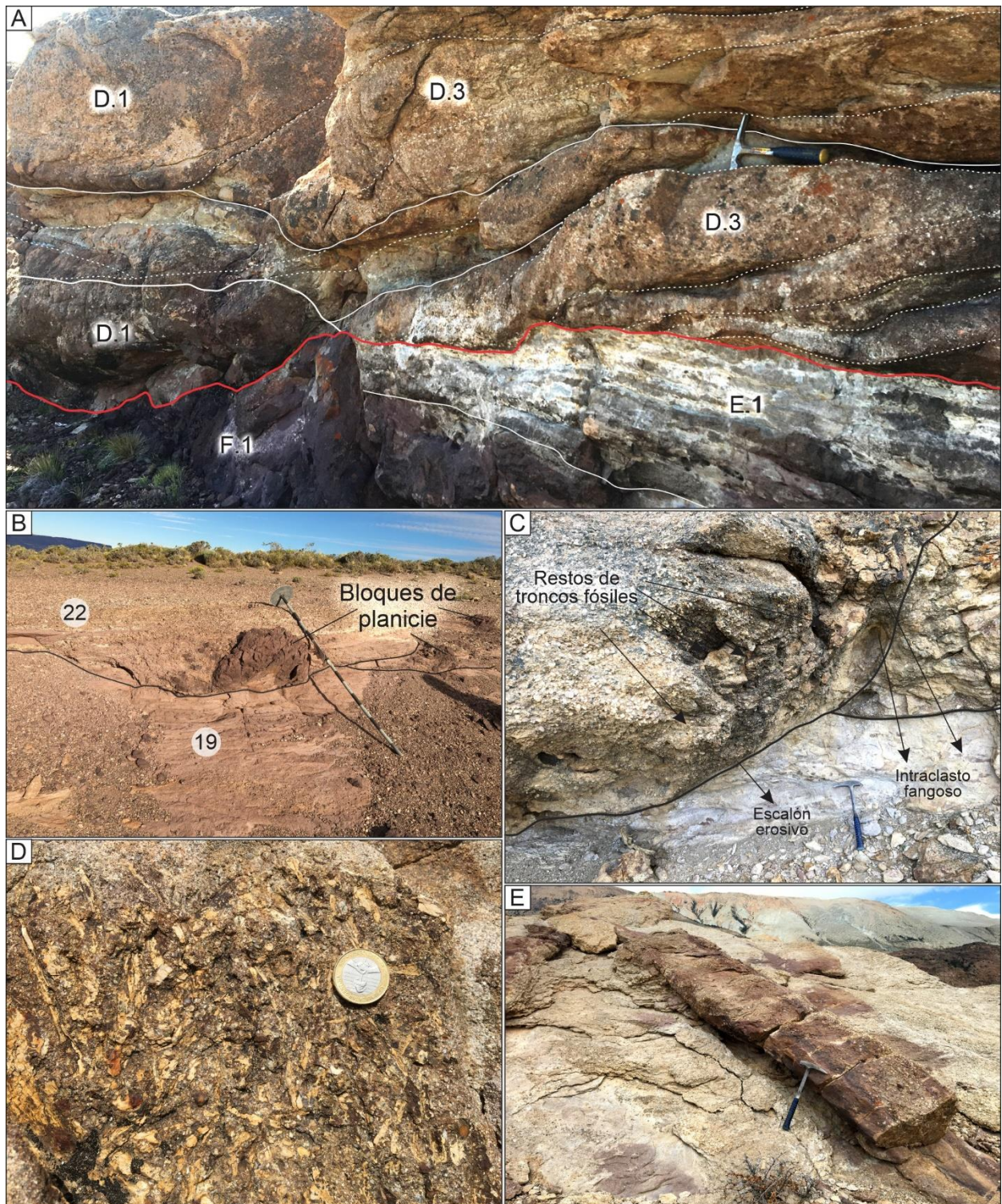


Figura II.1.19. Características de las fajas de canales fluviales. Los círculos blancos con números dentro indican la facies sedimentaria. A) Faja de canales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde en donde se observa la relación espacial entre los rellenos de canal (AF D.1) y las barras asociadas (AF D.3), con su característica geometría sigmoidal. La línea roja marca la superficie de quinto orden en la base de la faja de canales. El martillo mide 0,3 m de largo. B) Bloques fangosos interpretados como fragmentos

de planicie de inundación incorporados al relleno de canal por desplome de los márgenes. El báculo de Jacob tiene 1,5 m de largo. C) Base erosiva de una faja de canales en donde se observa el escalón y restos de troncos y clastos fangosos. El martillo tiene 0,4 m de largo. D) Aspecto de las superficies de las barras en punta, con fragmentos de hojas y pequeños troncos fósiles. La moneda tiene 23 mm de ancho. E) Tronco de árbol de grandes dimensiones en la parte superior de un canal fluvial en Veranada de Gómez. El martillo tiene 0,4 m de largo.

Asociación de facies E: Planicie de inundación proximal. Esta asociación de facies se subdividió en E.1) depósitos de desbordes en manto y E.2) lóbulos de desborde.

E.1) Depósitos de desborde en manto.

Descripción: La AF comprende depósitos de areniscas con geometría tabular y arreglo granodecreciente. Estos depósitos poseen base neta, relativamente plana, con espesores que varían entre 0,1 y 1,2 m (Fig. II.1.20C). Se intercalan entre facies de pelitas rojas (Facies 2) (Fig. II.1.20E). Internamente, están integrados por areniscas gruesas a finas con laminación paralela (Facies 14), cubiertas por areniscas finas con ondulitas asimétricas (Facies 11) y localmente presentan laminación ondulítica escalonada (Facies 12). En la parte superior de la AF es común la presencia de rizolitos y trazas fósiles de invertebrados, resultando en areniscas macizas (Facies 16). Los intraclastos fangosos son comunes en la base o flotando dentro de los estratos.

Interpretación: La presencia de areniscas con geometría tabular y laminación paralela intercaladas dentro de depósitos de planicie de inundación distal sugiere depositación por flujos no confinados durante eventos de alta descarga (inundaciones) del sistema fluvial (Ghosh et al., 2006; Fisher et al., 2007). Las ondulitas asimétricas en la parte superior de la AF indican reducción de la velocidad del flujo debido a la disminución de energía después del evento (North y Taylor, 1996). La colonización biológica se asocia a períodos relativamente largos de estabilización del sustrato.

E.2) Lóbulos de desborde.

Descripción: La AF incluye estratos de arenisca de base neta plana y techo convexo (Fig. II.1.20C, D), con espesor variable entre 0,2 y 1 m, que se presentan interestratificados con facies de pelitas rojas (Facies 2) o gris verdosas (Facies 3). Está integrada por areniscas finas con laminación paralela (Facies 14), areniscas medianas a finas macizas (Facies 17) y areniscas de grano fino con ondulitas asimétricas (Facies 11), estas últimas generalmente preservadas en el sector superior de los cuerpos. Es común la presencia de intraclastos pelíticos, que se encuentran generalmente flotando en la matriz areno-arcillosa. La bioturbación está restringida a la parte superior de la asociación, comúnmente escasa pero localmente intensa.

Interpretación: Los lóbulos arenosos se interpretan como depósitos de desborde, causados por la expansión del flujo debido a la pérdida de confinamiento sobre la llanura de inundación durante eventos de alta descarga (Miall, 1996; Millard et al., 2017; Yeste et al., 2020). Las ondulitas asimétricas se asocian a flujos que se desaceleran y pierden energía en la etapa final del proceso de expansión (North y Taylor, 1996).

Asociación de facies F: Planicie de inundación distal. Esta asociación de facies se subdividió en F.1) planicie de inundación distal subaérea y F.2) planicie de inundación subácuea.

F.1) Planicie de inundación subaérea.

Descripción: La AF comprende arcilitas y limolitas rojizas predominantemente macizas (Facies 2), intercaladas con areniscas macizas con geometría tabular y espesores menores a 5 cm (Facies 17). El espesor de la asociación varía entre 4 y 30 m (Fig. II.1.20E), con extensión lateral mínima superior a 1 km (limitaciones en la exposición lateral). Ocasionalmente, la AF grada vertical y lateralmente a la AF F.2. Es común la intercalación con la AF E, o, mediante base erosiva, con facies de canales fluviales (AF D). Algunos intervalos de limolitas de 0,1-0,5 m de espesor tienen

clastos de tamaño arena gruesa o grava fina soportados por la matriz. Es común la ocurrencia de concreciones de carbonato de calcio, moteados rojizos, estructuras pedogenéticas, peds en bloques o granulares, y rizolitos. La bioturbación es escasa, un hecho que probablemente se deba a la mala calidad general de los afloramientos de la asociación, aunque se reconoce localmente en niveles de mayor consolidación.

Interpretación: La AF representa depósitos de planicie de inundación distal, caracterizada por decantación de sedimentos predominantemente pelíticos posteriormente a crecidas. Los intervalos limosos con partículas de mayor tamaño se interpretan como flujos de lodo asociados a inundaciones fluviales (Keaton, 2019). Los rizolitos, moteados y los colores rojizos de la asociación indican edafización en condiciones oxidantes (Retallack, 2001; Varela et al., 2012). El desarrollo de rasgos pedogenéticos está distribuido de forma heterogénea, con niveles con escaso o nulo desarrollo, y otros con mayor grado, lo que indica que las tasas de pedogénesis y/o de sedimentación fueron muy variables espacialmente (Kraus, 1999). Los nódulos de carbonato de calcio representan características pedogenéticas (Lizzoli et al., 2021a).

F.2) Planicie de inundación subácuea.

Descripción: La AF consiste en niveles tabulares de pelitas de color gris oscuro a verdoso (Facies 3) con espesores de 0,5 a 3 m. Lateral y verticalmente gradan a niveles rojizos de la AF F.1. Ocasionalmente, están cubiertas mediante una superficie de erosión por depósitos incluidos en la AF D. Eventualmente presenta rizolitos, que contienen halos de óxidos de Fe de coloraciones rojizas.

Interpretación: La AF representa decantación de partículas arcillosas en cuerpos de agua someros, desarrollados sobre la llanura de inundación (Yeste et al., 2020). Los colores verdosos y grises de las arcilitas indican un microambiente anóxico y reductor (Retallack, 2001; Varela et al., 2021), una característica común en suelos mal drenados o en lagunas poco profundas en la llanura de inundación distal (Jo, 2003). Los rizolitos con coloraciones rojizas sugieren la

oxigenación del suelo a través de raíces de plantas (Varela et al., 2021). Las transiciones laterales a llanuras bien oxigenadas indican que la saturación en agua y la formación de cuerpos lagunares tuvieron un desarrollo local, probablemente vinculados a depresiones topográficas en la planicie de inundación (Varela et al., 2021).

II.1.3.2) Asociaciones de facies volcaniclásticas.

Dentro de este grupo de AF se incluyen aquellas que comprenden mayoritariamente clastos de origen volcánico penecontemporáneos con la sedimentación (Fisher, 1961; Fisher y Schmincke, 1984). Siguiendo la clasificación de Petrinovic y D'Elia (2018), estas asociaciones de facies se definen como rocas volcaniclásticas secundarias resedimentadas, con excepción de la AF J, que representa depósitos volcaniclásticos primarios.

Asociación de facies G: Canales fluviales volcaniclásticos. Esta asociación de facies se subdividió en G.1) canales fluviales troncales, G.2) canales fluviales perennes con moderada variabilidad en la descarga y G.3) canales fluviales efímeros.

G.1) Canales fluviales troncales.

Descripción: La AF está integrada por depósitos conglomerádicos o areniscas conglomerádicas, con contenido variable de materiales volcaniclásticos, tanto en la matriz como en la fracción clástica. De acuerdo a su relación ancho/espesor, su geometría es de mantos estrechos (W/T entre 15 y 100, *sensu* Gibling, 2006). Sus espesores varían entre 5 y 12,6 m, con cuerpos multilaterales con ancho real, corregido según el paleoflujo medio, que alcanzan los 550 m (Fig. II.1.21A). Presentan base neta erosiva, e internamente desarrollan superficies de tercer orden (*sensu* Miall, 1996) que limitan cuerpos sigmoidales a tabulares (Fig. II.1.21) de hasta 6 m de potencia y extensión lateral de más de 100 m.

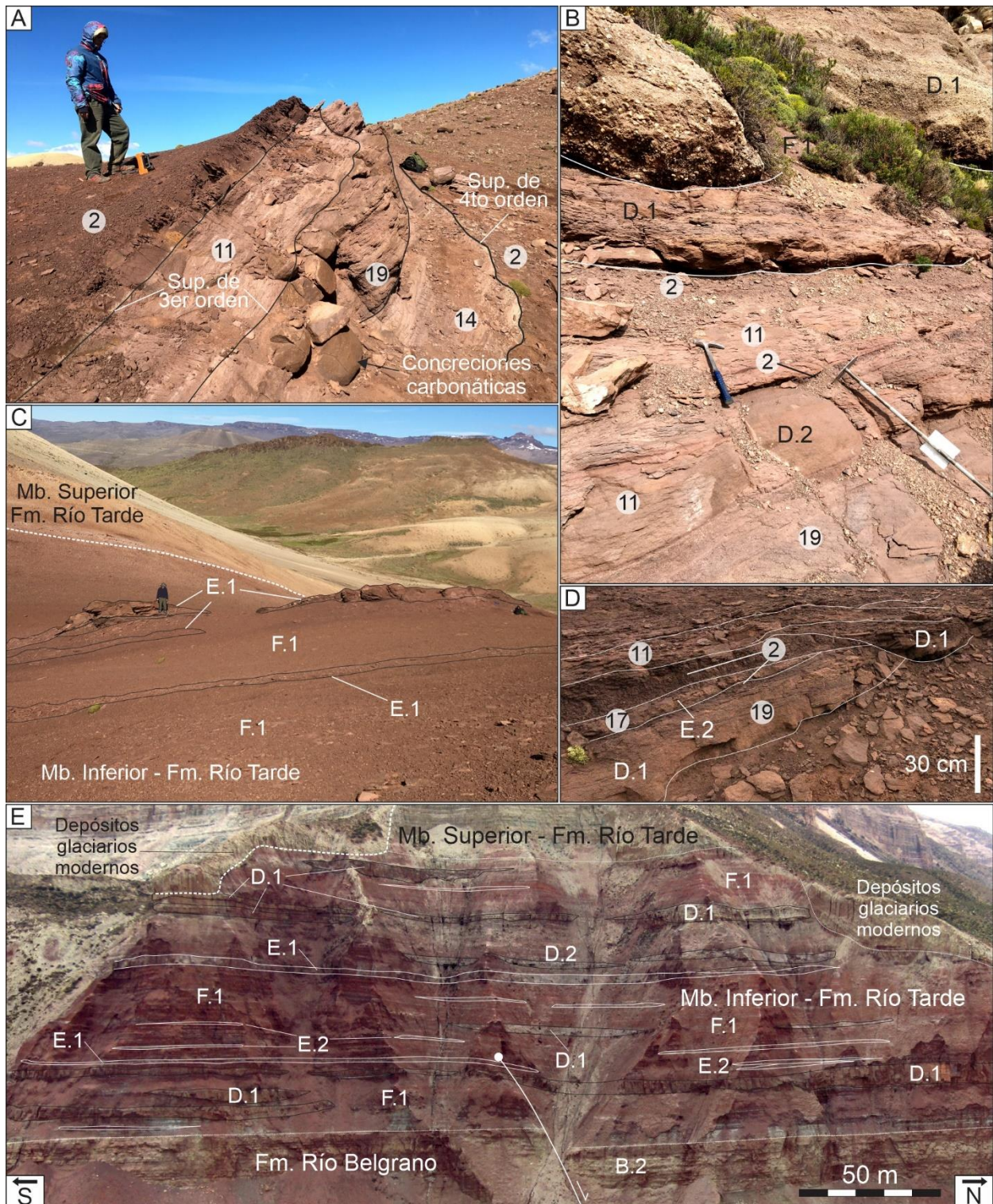


Figura II.1.20. Fotografías de las asociaciones de facies de planicie de inundación. A) Canal fluvial abandonado abruptamente, relleno con fangolitas macizas (AF D.2) del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. La persona de escala mide 1,75 m. B) Canal fluvial abandonado gradualmente, relleno con facies arenosas macizas o con ondulitas asimétricas, las que se intercalan con facies fangosas. El martillo tiene 0,4 m de largo. C) Asociaciones de planicie de inundación del Miembro Inferior de la Formación Río

Tarde, mostrando las relaciones espaciales entre los depósitos de planicie de inundación distal subaérea (AF F.1) y los de planicie de inundación proximal (AF E.1 y E.2). La persona de escala mide 1,75 m. D) Lóbulo de desborde (AF E.2) intercalado entre depósitos de canales fluviales activos (D.1). E) Afloramiento sobre la margen norte del Río Tarde en la que aflora la sección superior de la Formación Río Belgrano y la totalidad del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. En esta última unidad se indican las relaciones espaciales entre las principales AF de los sistemas fluviales epiclásticos, en particular de la AF F.1 con las AF arenosas.

Litológicamente presentan dos tipos de relleno distintos: (G.1a) uno conglomerádico, compuesto por conglomerados con pobre selección y madurez textural, con tendencia granodecreciente, que gradan desde macizos (Facies 22 o Facies 23) y textura clasto sostén, a conglomerados con estratificación horizontal (Facies 25) o entrecruzada en artesa (Facies 26), y que hacia el techo presentan areniscas tobáceas con estratificación horizontal (Facies 14). Intercala depósitos de conglomerados gruesos clasto sostén con geometría lobulada (Fig. II.1.21D). El segundo tipo de relleno (G.1b) está compuesto por areniscas tobáceas con estratificación horizontal (Fig. II.1.21C), con variaciones cíclicas del tamaño de grano (Facies 14) y ocasional presencia de estratificación entrecruzada en artesa (Facies 19), con tendencia granocreciente, que culmina con areniscas conglomerádicas. Los canales troncales conglomerádicos están presentes exclusivamente en zonas proximales (NE), mientras que hacia el sur (aguas abajo) sólo se presentan los arenosos. En el tope de estos depósitos de grandes dimensiones se desarrollan canales de geometría lenticular y menor escala, los que internamente presentan cuerpos sigmoidales con alturas de hasta 0,8 m (Fig. II.1.21B), que representan depósitos incluidos en la AF D.1b.

Interpretación: Los depósitos de canales conglomerádicos y de areniscas de grandes dimensiones se interpretan como canales fluviales troncales (Gibling, 2006; Olariu y Bhattacharya, 2006; Fielding, 2007; Gulliford et al., 2014). Presentan direcciones de paleoflujo consistentes con la dirección de drenaje regional establecida en base a la distribución de

paleocorrientes, y se interpretan como colectores axiales o tributarios de mayor orden (Miall, 2013). La disminución del tamaño de grano aguas abajo es típica de canales troncales que van depositando la carga gruesa en la dirección de transporte (Tandon y Sinha, 2007). El desarrollo de canales fluviales de menores dimensiones con estilos fluviales contrastantes en el tope de la AF podría representar el proceso de metamorfosis fluvial vinculado a procesos de avulsión aguas arriba (Mohrig et al., 2000; Schumm, 2005). Dentro de los canales troncales dominados por areniscas el registro recurrente de capas planas de alto régimen y la escasa presencia de dunas y barras sugieren sedimentación asociada a eventos de alta descarga y corta duración (Tunbridge, 1984; Miall, 1996; Fielding et al., 2018), en condiciones de alto régimen de flujo (Fielding, 2006). En estos canales, la tendencia granocreciente implica la progradación de facies gruesas dentro del canal troncal, quizás alimentados por tributarios axiales. Ambos tipos litológicos presentan rellenos de barras: los conglomerádicos poseen barras centrales gravosas, indicando un sistema de tipo entrelazado, mientras que los canales arenosos presentan macroformas de muy bajo gradiente con acreción en la dirección aguas abajo, referidas como “*laminated sand sheets*” (*sensu* Miall, 1996) o “*poorly channelized sheet*” (*sensu* North y Taylor, 1996).

G.2) Canales fluviales volcaniclásticos perennes con moderada variabilidad en la descarga.

Descripción: La AF consiste en cuerpos lenticulares dominados por conglomerados finos a areniscas gruesas con estratificación entrecruzada en artesa (Facies 26 o Facies 19), que gradan verticalmente a areniscas medianas a finas con estratificación horizontal (Facies 14) o con ondulitas asimétricas (Facies 11), con abundante contenido de material volcaniclástico, tanto en clastos como en la matriz. La AF presenta base neta erosiva y tendencia granodecreciente, con espesores que varían entre 1 y 5 m, y anchos reales que llegan a los 90 m. Algunos niveles conglomerádicos incorporan fragmentos angulosos de paleosuelos de hasta 20 cm de diámetro. Comúnmente, estos cuerpos presentan superficies internas de tercer orden (Fig. II.1.22A), con direcciones de inclinación variables respecto al paleoflujo promedio. Los sets entrecruzados

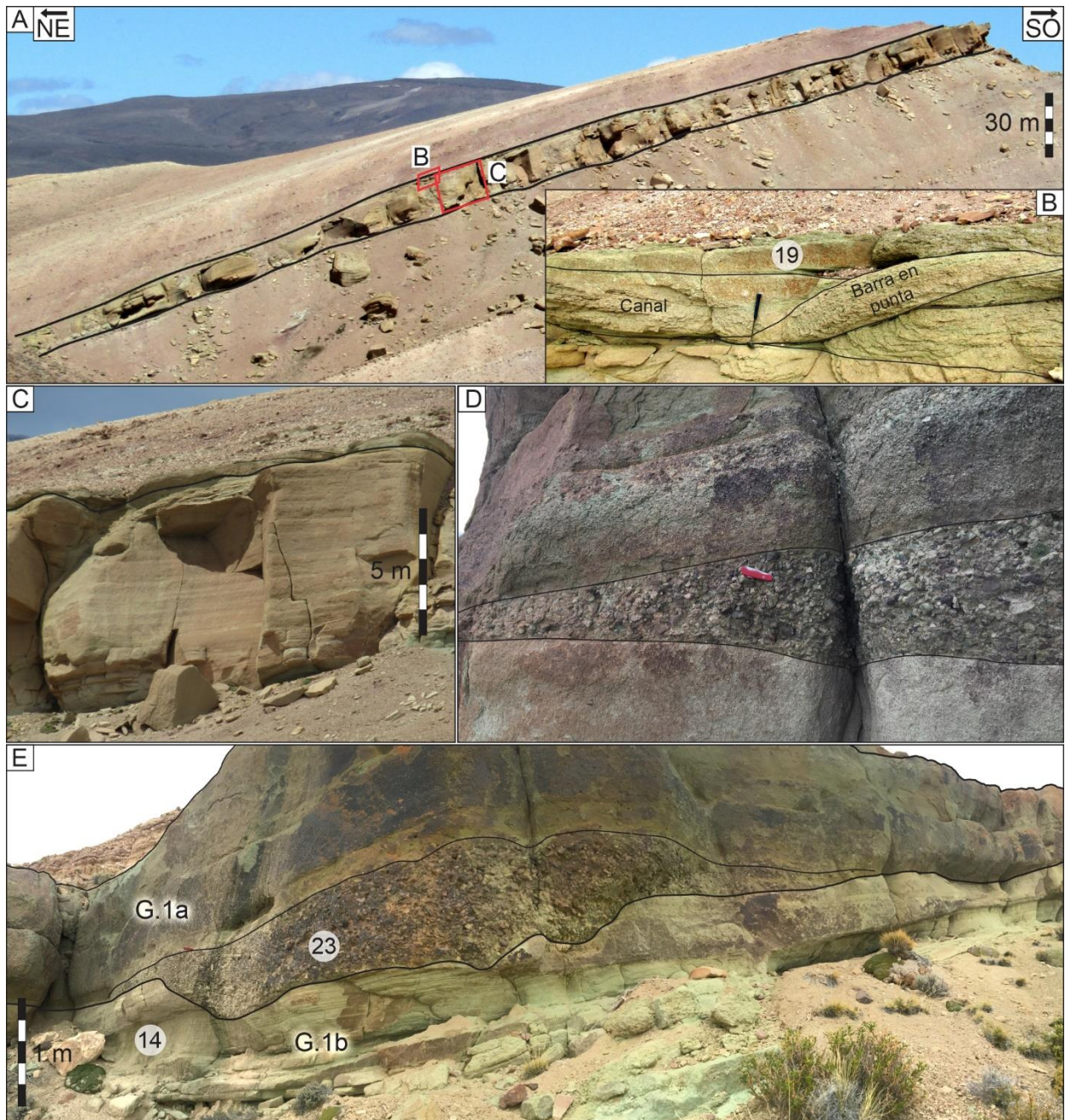


Figura II.1.21. Fotografías de la asociación de facies correspondientes a los canales troncales volcanoclásticos del Miembro Superior de la Formación Río Tarde. A) Canal troncal arenoso (AF G.1b) ubicado 1 km al sur del perfil El Águila. B) Detalle del techo del canal troncal, donde presenta barras en punta de pequeña escala, típicas de canales meandriiformes. El martillo tiene 0,4 m de altura. C) Detalle del relleno basal del canal troncal arenoso, en donde domina el relleno de areniscas tobáceas con estratificación horizontal. Encima puede verse la parte basal del canal de B. D) Detalle del canal troncal gravoso de E, donde se observa una barra central gravosa, con geometría lobulada y sin estructuras

internas reconocibles. La navaja tiene 11 cm de largo. E) Canal troncal gravoso, con un relleno de canal conglomerádico grueso sobre la AF G.1b, ubicado en el perfil Cerro Negro.

presentan moderada a baja variación de espesor (Fig. II.1.22B), comúnmente entre 5 y 19 cm. Ocasionalmente, presentan restos de plantas y bioturbaciones en la parte superior. La AF se dispone en contacto neto erosivo sobre AF I.1 o AF I.2. Las paleocorrientes son unidireccionales, con moderada variabilidad en la dirección (Desviación estándar circular entre 7.2° y 17.2°).

Interpretación: La AF representa el relleno de canales fluviales activos volcaniclásticos perennes con moderada variabilidad en la descarga. El desarrollo de estructuras sedimentarias vinculadas a la migración de dunas y el desarrollo habitual de superficies de acreción relacionadas a la migración de barras es una evidencia del carácter perenne y de moderada descarga acuosa (Fielding et al., 2018). Las superficies de acreción indican el desarrollo de barras de acreción frontal y lateral, indicando ríos de baja y alta sinuosidad, respectivamente (Bridge, 2003). La tendencia granodecreciente y el desarrollo de ondulitas asimétricas al tope sugieren la disminución de energía en el canal, vinculado a la colmatación y/o su abandono gradual (Miall, 1996). La presencia de intraclastos tobáceos y bloques de paleosuelos indican la incorporación de fragmentos de la planicie de inundación en la carga de fondo.

G.3) Canales fluviales efímeros volcaniclásticos. Esta AF se subdividió en función del tipo de relleno en G.3a) dominados por depósitos de alta densidad, y G.3b) dominados por estructuras de alto régimen.

G.3a) Canales fluviales efímeros, dominados por flujos de alta densidad.

Descripción: La AF está integrada por cuerpos lenticulares de base neta conformados por conglomerados tobáceos medianos o gruesos, macizos (Facies 17), con matriz areno-tobácea

(Fig. II.1.22D). Los espesores varían entre 0,5 y 3 m, con anchos que llegan a los 30 m. Ocasionalmente, hacia el techo presenta laminación y estratificación paralela (Facies 14) en areniscas tobáceas de grano mediano a fino. Ocasionalmente presenta intraclastos subangulosos tobáceos o pelíticos, dispuestos de manera desordenada dentro de los cuerpos. Al tope puede presentar rizolitos.

Interpretación: Estos depósitos representan canales cuyo relleno está asociado a flujos densos, que ocurren durante tormentas en sectores proximales de las redes de drenaje (Horn et al., 2018). El carácter efímero se infiere en base a la falta de estructuras sedimentarias que indiquen regímenes de flujo permanentes (North y Taylor, 1996; Allen et al., 2014; Fielding et al., 2018). La transición vertical de facies con desarrollo de estratificación horizontal indica la dilución del flujo (Allen et al., 2014). La baja madurez textural de la AF sugiere poco transporte, indicando erosión y depositación en zonas cercanas. La presencia de rizolitos evidencia colonización vegetal de manera posterior al evento depositacional (Retallack, 2001).

G.3b) Canales fluviales efímeros, dominados por flujos de alto régimen.

Descripción: La AF está representada por cuerpos de geometría lenticular a tabular, integrados por areniscas tobáceas con laminación paralela (Facies 14), con recurrentes superficies de reactivación internas (Fig. II.1.22E). Puede presentar estratos delgados con estratificación entrecruzada en artesa (Facies 19) con transiciones a capa plana (Facies 14), y presenta al tope areniscas finas con ondulitas asimétricas (Facies 11). Posee gradación normal y moderada a pobre selección. La base es erosiva, sobre la AF I o G. Es común la presencia de intraclastos tobáceos sobre las superficies de reactivación. El espesor varía entre 0,6 y 4 m, con ancho variable entre 20 y 100 m.

Interpretación: La AF se interpreta como depósitos de canales fluviales efímeros, rellenos durante tormentas por flujos acuosos de alto régimen, de corta duración (Alexander y Fielding, 1997; Fielding et al., 2018; Manna et al., 2021; Walker y Holbrook, 2022). La preservación de

estratos con dunas subácueas de baja amplitud sugieren flujos transicionales, que evidencian la transformación entre flujos supercríticos y subcríticos (Lang y Winsemann, 2013; Plink-Björklund et al., 2024). Esta AF podría representar una posición más distal de los canales integrados por depósitos de flujos densos (AF G.3a), producto de la coalescencia de los canales y la dilución del flujo aguas abajo (Yuill y Nichols, 2011; Blackburn et al., 2021).

Asociación de facies H: Depósitos volcaniclásticos no confinados. Esta asociación de facies se subdividió en H.1) lóbulos volcaniclásticos y H.2) desbordes en manto volcaniclásticos.

H.1) Lóbulos volcaniclásticos.

Descripción: La AF está compuesta por areniscas tobáceas macizas con geometría lobulada, conteniendo intraclastos tobáceos o pelíticos flotando en la matriz (Facies 17) (Fig. II.1.23B). Presenta base neta o irregular, generalmente sobre la AF I (Fig. II.1.23A). Posee pobre selección y carece de gradación, exhibiendo ocasionalmente arreglo estratocreciente. En algunos casos posee moteados con coloraciones rojizas asociados a rizolitos. Presenta espesor variable entre 0,2 y 0,8 m, con extensión lateral de hasta 50 m.

Interpretación: Estos depósitos se interpretan como lóbulos volcaniclásticos formados por desconfinamiento de un flujo acuoso con elevada concentración de material volcaniclástico (Nakayama y Yoshiwaka, 1997; Villegas y Umazano, 2024). El patrón estratocreciente sugiere la progradación de lóbulos de desbordamiento (Miall, 1996; Varela et al., 2021) o alternativamente la aproximación de canales fluviales por migración lateral de los mismos. Los rizolitos y el moteado indican colonización vegetal, sugiriendo períodos de exposición subaérea de manera posterior a la depositación (Kraus, 1999).

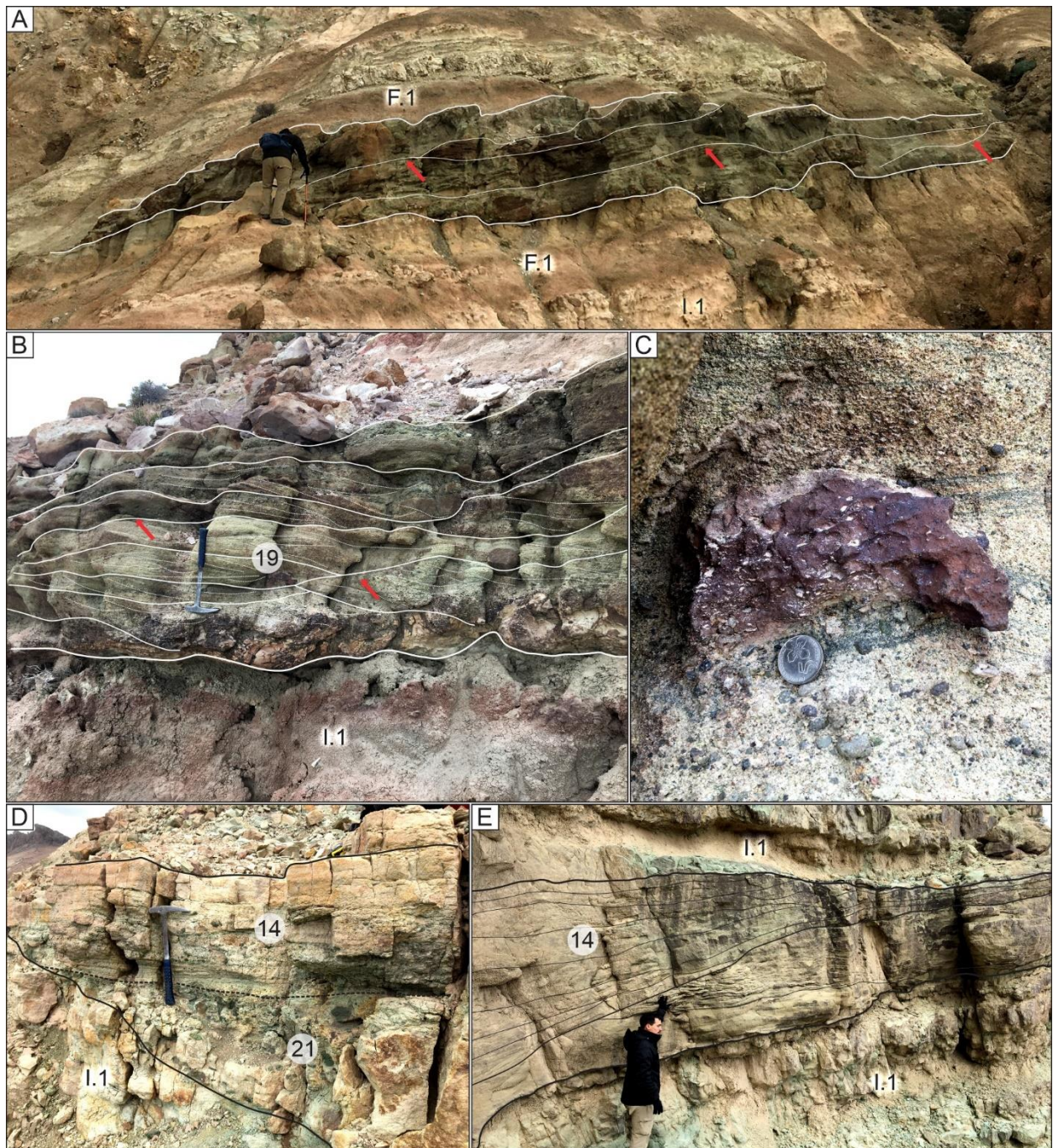


Figura II.1.22. Fotografías de las asociaciones de facies de canales fluviales volcánoclasticos efímeros y perennes. A) Canal fluvial perenne (AF G.2) con el desarrollo de superficies de acreción (flechas rojas) producto de la migración de barras. La persona de escala mide 1,75 m. B) Canal fluvial volcánoclastico perenne (AF G.2) con desarrollo de superficies de reactivación internas (flechas rojas). Notar la presencia de intraclastos tobáceos en la base y la variabilidad del espesor de los sets entrecruzados (líneas blancas finas). El martillo tiene 0,4 m de largo. C) Intraclasto de paleosuelo dentro del relleno de un canal fluvial. La moneda tiene 24 mm de diámetro. D) Canal fluvial efímero, dominado por flujos densos (AF G.3a). Notar la presencia de arenas tobáceas laminadas al tope, marcando la dilución del flujo. El martillo tiene

0,4 m de largo. E) Canal fluvial efímero relleno por estructuras sedimentarias asociadas a flujos de alto régimen. La persona de escala mide 1,75 m de altura.

H.2) Desbordes en manto volcaniclásticos.

Descripción: La AF consiste en cuerpos tabulares de tobas arenosas y areniscas tobáceas macizas (Facies 17) o con laminación paralela (Facies 14) (Fig. II.1.23C). Al tope se incrementa la proporción de Facies 17, y ocasionalmente se registran ondulitas asimétricas (Facies 11). Localmente puede tener elevada intensidad de bioturbación, principalmente rizolitos, generando depósitos macizos (Facies 16). El espesor varía entre 0,4 y 2,2 m, con extensión lateral que supera los 500 m. La base de estos cuerpos es neta, plana o irregular, generalmente desarrollada sobre facies finas de la AF I. La tendencia vertical es levemente granodecreciente, siendo común la presencia de intraclastos con fábrica aleatoria. Verticalmente se amalgaman varios cuerpos tabulares, en contacto neto entre sí, o separados por niveles centimétricos de la AF I.

Interpretación: Los depósitos tobáceos con geometría tabular y gran extensión lateral se interpretan como depósitos de desbordes en manto, ocurridos durante crecidas repentinas, y depositados sobre áreas de la planicie de inundación (Friend, 1983; Umazano et al., 2008; Paredes et al., 2015), en donde se retrabajan partículas piroclásticas (Cas y Wright, 1987). Los estratos macizos representan depósitos con alta carga sedimentaria que desarrollan flujos hiperconcentrados o densos, impidiendo la generación de estructuras sedimentarias (Smith, 1986; Best, 1992). En los estratos que transicionalmente hacia el tope desarrollan estructuras sedimentarias indican dilución del flujo (Fisher, 1983; Smith, 1986). La abundancia de estos depósitos dentro del registro sedimentario del Miembro Superior de la Formación Río Tarde sugiere la recurrencia de inundaciones repentinas, un rasgo característico de sistemas fluviales desarrollados en climas áridos o semiáridos (Turbeville, 1991; Tooth, 2000a), en los que se producen importantes variaciones de la descarga de forma estacional o interanual (Goodbreed, 2003; Plink-Björklund, 2015). Alternativamente, al ser una unidad volcaniclástica, este rasgo

podría representar variaciones en la descarga asociadas a endicamientos o impermeabilización de superficies (Leavesley et al., 1989; Umazano et al., 2014)

Asociación de facies I: Planicie de inundación distal volcaniclástica. Esta asociación de facies se subdividió en I.1) planicie subaérea y I.2) planicie subácuea o lagunas efímeras.

I.1) Planicie subaérea.

Descripción: La AF está integrada por tobas macizas de grano muy fino (Facies 4), tamaño limo o menor, intercaladas con estratos delgados de tamaño arena fina con laminación paralela difusa (Facies 14). Presenta geometría tabular, con espesores que varían entre 0,4 y 8,5 m, y extensión lateral kilométrica. La base puede ser neta, ya sea plana o irregular, u ocasionalmente transicional desde la AF I.2. La bioturbación es moderada o escasa, aunque localmente presenta niveles intensamente bioturbados que incluyen rizolitos asociados con moteados rojizos, concreciones carbonáticas y peds granulares o en bloques subredondeados (Fig. II.1.23D).

Interpretación: La AF representa la sedimentación de material volcaniclástico fino resedimentado sobre la llanura aluvial (Smith, 1991; Manville et al., 2009; Paredes et al., 2015). Las intercalaciones de niveles más gruesos podrían representar sectores distales de la AF H.2, generados durante inundaciones que transportan material volcaniclástico grueso hacia posiciones cuencales. Los estratos con bioturbación intensa, incluyendo rizolitos, indican el desarrollo de paleosuelos, sugiriendo estabilización de la planicie y colonización vegetal de la misma (Retallack, 2001).

I.2) Planicie subácuea o lagunas efímeras.

Descripción: La AF se compone mayoritariamente de arcilitas verdosas (Facies 3) y tobas finas laminadas (Facies 4) con geometría tabular o lenticular. Eventualmente, se presentan

intercalaciones de areniscas tobáceas finas o muy finas con ondulitas simétricas de baja amplitud (1 o 2 cm). Los espesores de la AF varían entre 0,5 y 5,5 m, con extensión lateral de cientos de metros. La base suele ser neta, irregular sobre la AF I.1, y raramente sobre AF J.1. Comúnmente, la AF I.2 es verticalmente reemplazada de forma gradual por la AF H.1, presentando tendencia grano-estratocreciente. En ocasiones se preservan marcas subestratales erosivas en arcilitas tobáceas (Fig. II.1.23F).

Interpretación: Los depósitos fangosos se interpretan como lagunas efímeras desarrolladas sobre la llanura aluvial (Scamardo y Wohl, 2024), en donde las ondulitas simétricas de baja amplitud evidencian la acción de oleaje suave en zonas de muy baja batimetría (Abdul Aziz et al., 2003). La progradación de la AF H.1 sobre estos cuerpos lagunares indica somerización. Las marcas subestratales orientadas sugieren el desarrollo, al menos de manera eventual, de flujos acuosos turbulentos y unidireccionales (Collinson y Thomposon, 1982; Baas et al., 2021).

Asociación de facies J: Depósitos volcaniclásticos primarios. Esta asociación de facies se subdividió en J.1) Flujos piroclásticos y J.2) Depósitos de caída de ceniza.

J.1) Flujos piroclásticos.

Descripción: La AF se identificó en la localidad de El Águila en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde, posee un espesor de 2 m y una extensión lateral que supera los 200 m. Está integrada por tobas macizas mal seleccionadas, con gran cantidad de fragmentos pumíceos, cristales de cuarzo y plagioclasa, inmersos en una pasta microgranular felsítica (Facies 6) (Fig. II.1.23E). Posee abundantes restos de material carbonoso de hasta 8 mm. Los fragmentos de pómez se encuentran bien preservados, sin evidencias de desvitrificación y con geometría esférica, sin aplastamiento. La base es neta, irregular sobre la AF J.2, y verticalmente grada a I.2 o a G.3a (Fig. II.1.23E).

Interpretación: La AF se interpreta como una ignimbrita de muy bajo grado desarrollada sobre la planicie de inundación distal, generada por una corriente de densidad piroclástica (Branney y Kookelar, 2002; Petrinovic y D'Elia, 2018). Los fragmentos de pómez esféricos y sin aplastamiento indican que el flujo piroclástico no superó la temperatura de transición del vidrio (McArthur et al., 1998). La transición vertical hacia la AF I.2 podría representar la generación de lagunas debido a una profunda modificación del paisaje por el efecto del flujo piroclástico.

J.2) Depósitos de caída de ceniza.

Descripción: La AF está integrada por tobas finas bien seleccionadas y macizas (Facies 4), intercaladas con tobas finas con lapilli acrecionario (Facies 5). Se presenta como depósitos tabulares relativamente delgados, con espesores que no superan los 0,3 m. Suele interestratificarse con la AF I.1. Los agregados de ceniza son mayormente esféricos y presentan estructura interna concéntrica, o son macizos. Los estratos de toba ocasionalmente presentan rizoconcreciones carbonáticas y moteados rojizos.

Interpretación: Los depósitos representan la caída de ceniza volcánica sobre la planicie de inundación distal de un sistema fluvial. De acuerdo a la clasificación propuesta por Brown et al. (2012), los agregados de ceniza concéntricos se clasifican como AP2, mientras que los macizos como AP1.



Figura II.1.23. Fotografías de las asociaciones de facies de la planicie aluvial volcanoclástica. A) Lóbulo areno-tobáceo fino, con tendencia estrato-creciente (AF H.1). El martillo tiene 0,4 m de largo. B) Lóbulo tobáceo grueso, con elevada concentración de intraclastos (AF H.1). El martillo tiene 0,4 m de largo. C) Desborde en manto arenoso con laminación paralela (AF H.2). El martillo tiene 0,4 m de largo. D) Tobas

finas con rasgos pedogenéticos marcados (AF I.1). El martillo tiene 0,4 m de largo. E) Ignimbrita de muy bajo grado (J.1), sobre I.1 y cubierta por I.2, evidenciando un cambio paleoambiental importante. La imagen del círculo rojo es una microfotografía de luz polarizada de la ignimbrita con un aumento x10 a nicoles paralelos. El martillo tiene 0,4 m de largo. F) Marcas subestratales en tobas finas de la AF I.2. La moneda tiene 18 mm de diámetro.

II.1.4) Arquitectura fluvial

En esta sección se describe la arquitectura fluvial de depósitos de las principales fajas de canales de la Formación Río Tarde, en donde se establecen sus estilos fluviales y mecanismos de migración. Adicionalmente, se realizaron estimaciones paleohidrológicas de los depósitos de canales de mayor jerarquía del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde en las distintas localidades del área de estudio. Solo se analizaron los depósitos de esta unidad ya que presentaban las mejores exposiciones de los elementos utilizados para realizar las estimaciones (e.g., barras, estratificaciones entrecruzadas).

II.1.4.1) Estilos fluviales

Estilo 1: Canales fluviales entrelazados

Descripción: Fajas de canales multiepisódicas con apilamiento de barras conglomerádicas de geometría lobulada (AF D.3) ubicadas de manera adyacente a depósitos de canales fluviales (AF D.1) predominantemente conglomerádicos (Fig. II.1.24B,D). Los depósitos de canales fluviales poseen espesores que varían entre 1 y 5 m, con ancho real variable entre 2,2 y 48,8 m, y relaciones ancho/espesor (W/T) entre 5,1 y 19,4. Las superficies de acreción de las barras poseen inclinaciones variables entre 16° y 2°. Las barras poseen direcciones de inclinación aproximadamente paralelas a los valores de paleoflujo medidos en los canales adyacentes. A

menudo, las barras están parcialmente cubiertas por fangolitas con detritos carbonosos. Estos depósitos contienen abundantes fragmentos de troncos fósiles. Las paleocorrientes tienen valores de dispersión moderados a bajos (StD circular= 27°).

Interpretación: El patrón entrelazado se interpreta a partir de la identificación y caracterización de barras centrales (CB), cuya migración ocurre por procesos de acreción frontal (Bridge, 1993; Miall, 1996), y que están limitadas lateralmente por depósitos de canales fluviales considerados coetáneos. Las capas de fangolitas carbonosas sobre las barras indican decantación de material fino y restos orgánicos durante etapas de baja descarga (Miall, 1996; Paredes et al., 2018). La presencia de niveles finos entre las barras indica elevada variabilidad en la descarga acuosa (Allen et al., 2014).

Estilo 2: Canales fluviales de baja sinuosidad.

Descripción: Fajas de canales multiepisódicas o multilaterales (Gibling, 2006) caracterizadas por la presencia de barras (AF D.3) adyacentes a un único margen del canal activo, con direcciones de inclinación de las superficies de acreción con bajo ángulo respecto a la dirección de paleoflujo medida en el canal (diferencia menor a 60°) (Fig. II.1.24B,C). La dirección de acreción de estas barras varía considerablemente dentro de algunas fajas de canales (Figs. II.1.24E y II.1.24B). Los rellenos de los canales tienen espesores que varían entre 0,75 y 7 m, con extensión lateral entre 3 y 19,5 m (Fig. II.1.24D). Las barras poseen longitudes entre 9 y 74 m, con altura variable entre 2,1 y 12,8 m (Fig. II.1.24F,G). Dentro del relleno de algunas fajas de canales, tanto la altura como la longitud de las barras disminuye progresivamente en la vertical, con pequeños incrementos entre cada evento de relleno (Fig. II.1.24F,G). Las pendientes corregidas de las superficies de acreción de las macroformas (restituidas a la horizontal según su S_0 ; Ramsay, 1969) varían entre 18° y 3° . Los datos de paleocorrientes muestran baja dispersión (StD circular= 25°), con elevada variabilidad en el espesor de los sets entrecruzados (variable entre 0,06-0,4 m), mostrando múltiples ciclos internos de espesor decreciente del set entrecruzado. Se

reconocieron troncos fósiles de gran tamaño con orientaciones aleatorias, los que se encuentran en los márgenes de los canales o hacia la parte superior del depósito (Fig. II.1.19D).

Interpretación: A diferencia de los canales entrelazados, estos depósitos contienen barras adyacentes al margen del canal, las cuales presentan direcciones de acreción que divergen menos de 60° respecto al paleoflujo medido, indicando la presencia de barras alternadas (Miall, 1996; Paredes et al., 2018). La disminución progresiva del tamaño de las barras dentro de cada evento de relleno indica la progresiva colmatación del canal, debido a que las barras migran a mayor velocidad que la tasa de erosión del margen del canal (Gibling, 2006). Los aumentos de tamaño asociados a nuevos eventos de relleno indican profundizaciones producidas por el desarrollo de un nuevo canal de manera adyacente. La baja dispersión de paleocorrientes es evidencia indirecta de canales fluviales de baja sinuosidad (Bridge et al., 2000). La variabilidad cíclica de la altura de los *sets* entrecruzados dentro del relleno de canal sugiere variaciones estacionales en la descarga acuosa (Fielding et al., 2018). Los troncos fósiles de grandes dimensiones incorporados dentro del relleno de canal sugieren el desarrollo de vegetación ripariana en ríos con elevada variabilidad en la descarga, comúnmente desarrollados en climas semi-áridos (Bunn y Montgomery, 2004; Tal et al., 2004; McLeod et al., 2023).

Estilo 3: Canales fluviales meandriformes

Descripción: Estos depósitos asociados a canales están compuestos principalmente por barras (AF D.3) con direcciones de inclinación de las superficies de acreción casi ortogonales al paleoflujo medido en los depósitos del canal adyacente (AF D.1). Son predominantemente arenosos, con niveles basales conglomerádicos. La geometría externa es lenticular o tabular, con base erosiva de quinto o cuarto orden, y superficies inclinadas de tercer orden (Fig. II.1.25A,B,C). Las fajas de canales tienen entre 31 y 134 m de ancho real, y espesores variables entre 1,8 y 12,5 m. Las barras tienen longitudes variables entre 7,8 y 29 m, con alturas que varían desde 0,9 a 8,2 m. Entre las superficies de acreción de las barras son abundantes los restos de

hojas e improntas de troncos fósiles, generalmente fragmentados (Fig. II.1.25E). Las paleocorrientes son unidireccionales con elevada variabilidad (StD circular= 50°) (Fig. II.1.25C). Ocasionalmente, canales pequeños (<1,2 m de potencia) con este estilo fluvial se presentan al tope de fajas de canales multiepisódicas de mayores dimensiones (e.g., faja de canales CH V1, Fig. II.1.24) marcando una disminución notable de la altura de las barras y de los *sets* entrecruzados en las mesoformas.

Interpretación: Las barras que migran en dirección casi ortogonal a la dirección de paleocorrientes del canal contemporáneo se definen como barras de acreción lateral o barras en punta (Allen, 1963; Ghinassi et al., 2016), y son características de ríos meandriformes (Miall, 1996; Bridge, 2003). Los abundantes restos de plantas fragmentados indican removilización del material vegetal en eventos de alta descarga, y su posterior depositación en zonas tranquilas cuando se reduce la descarga acuosa (Miall, 1996; Alexander et al., 1999; Allen et al., 2014). Los canales de pequeñas dimensiones de este estilo fluvial preservados en la parte superior de fajas de canales de grandes dimensiones sugieren metamorfosis fluvial, proceso que puede ser gatillado por avulsión o por captura fluvial en posiciones aguas arriba (Mohrig et al., 2000; Jones y Hajek, 2007).

II.1.4.2) Mecanismos de migración

La movilidad de las fajas de canales sobre la planicie de inundación es un proceso recurrente y habitual en los sistemas fluviales (Jones y Schumm, 1999; Miall, 2013). Este proceso ocurre esencialmente por migración lateral gradual de los canales en sistemas meandriformes o por avulsión (Jones y Schumm, 1999; Mohrig et al., 2000).

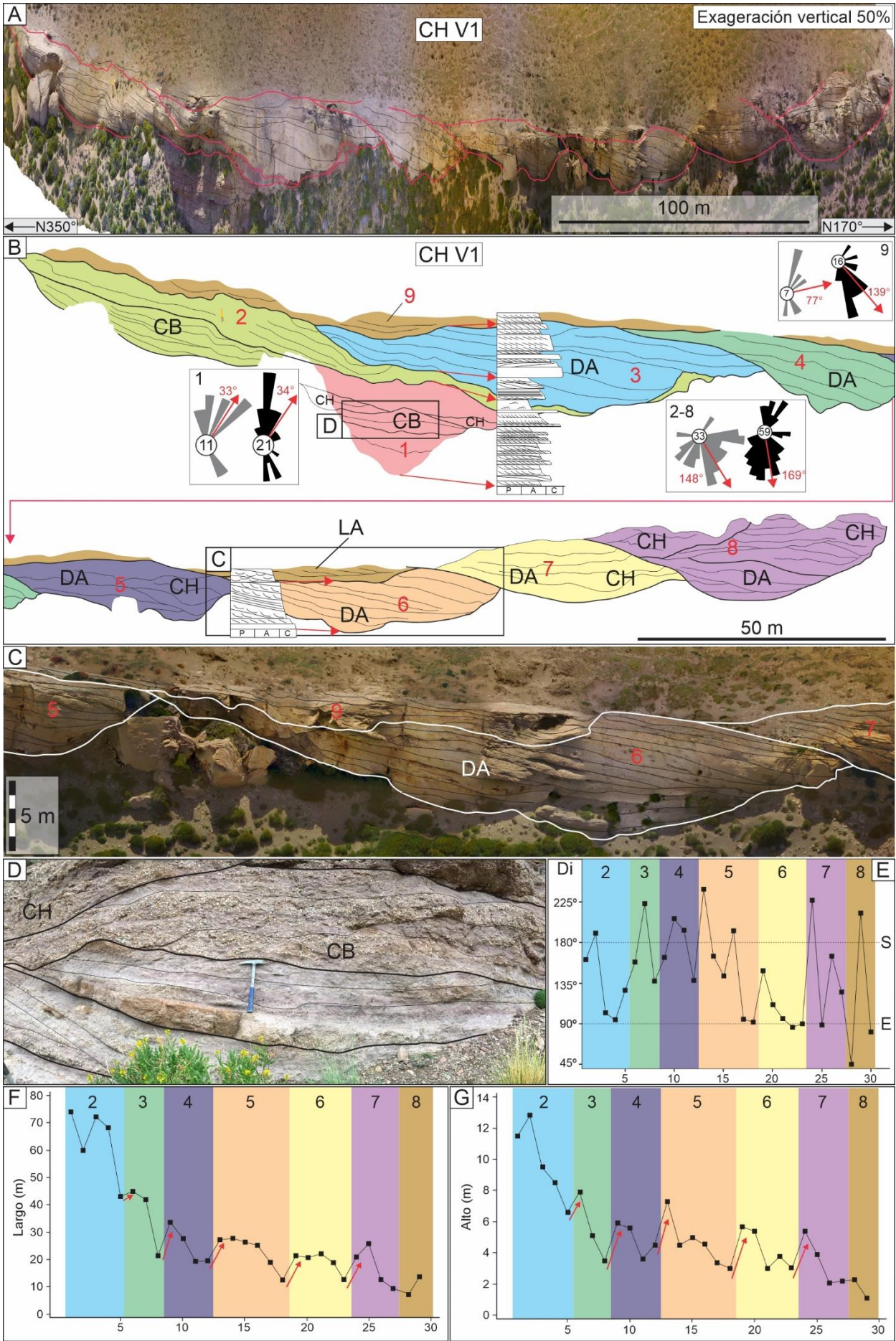


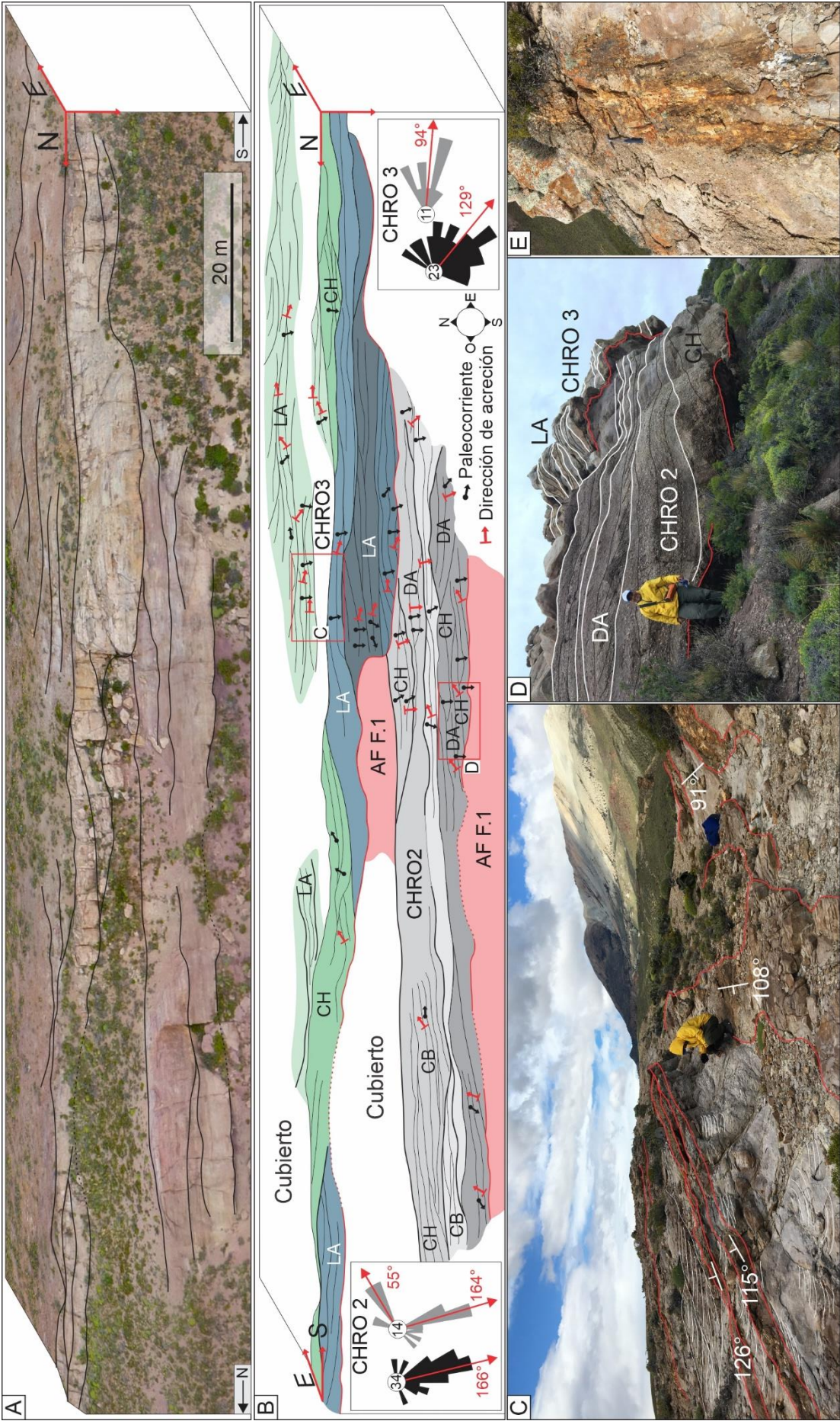
Figura II.1.24 (página anterior). *Arquitectura fluvial de la faja de canales CH V1 de la localidad Veranada de Gómez. A) Ortomosaico de la faja de canales en la que se pueden observar con color rojo las principales superficies (cuarto orden). B) Interpretación de los principales eventos de relleno (1-9) de la faja de canales y de las superficies de tercer y cuarto orden que la componen. Las rosas grises representan las direcciones de inclinación de las barras y las negras indican las direcciones de paleoflujo, obtenidas sobre estratificaciones entrecruzadas. Las flechas rojas indican el vector promedio. DA: barra de acreción frontal. LA: barra de acreción lateral. CB: barra central. CH: canal fluvial. C) Detalle del evento de relleno 6 de la faja de canales, en donde se observan las barras de acreción frontal y la relación con los eventos de relleno 7 y 9. Notar que las superficies de acreción de 9 indican migración hacia adentro del afloramiento (este). D) Detalle de barras centrales del evento de relleno 1, en contacto con el canal que se encuentra a la izquierda. El martillo tiene 0,4 m de longitud. E) Direcciones de acreción de las barras de los distintos eventos de relleno, que están con los colores correspondientes al panel interpretado. Notar que los eventos inician con direcciones de migración hacia el sur/suroeste y rotan progresivamente en sentido anti horario en cada evento de relleno. F) Longitud de las superficies de acreción. Observar la disminución progresiva de la longitud pero que entre cada evento de relleno se produce un pequeño incremento (flechas rojas). G) Altura de las superficies de acreción, que disminuyen progresivamente en storeys sucesivos. Notar que entre cada evento de relleno se produce un incremento (flechas rojas).*

La avulsión es el proceso por el cual un canal se mueve de forma relativamente rápida a una nueva posición en la planicie de inundación, localizada en una zona topográficamente más baja que la posición previa del canal. Este proceso ha sido tradicionalmente clasificado en: (1) avulsión por incisión o incisional; (2) avulsión por progradación; y (3) avulsión por anexación/reocupación (Slingerland y Smith, 2004). La avulsión incisional es el cambio en la posición del canal de manera relativamente rápida sobre la planicie de inundación distal (Jones y Hajek, 2007). En afloramientos, se caracteriza por el contacto vertical abrupto, mediante base erosiva, de un canal (AF D) sobre depósitos de planicie de inundación distal (AF F) (Fig. II.1.26A,B) (Paredes et al., 2018). La avulsión por progradación se produce por el incremento progresivo en la magnitud de desbordes (lóbulos y canales de desborde) sobre la planicie de inundación, que facilitan el cambio del curso del río a una nueva posición (Mohrig et al., 2000).

Se identifica en campo por la presencia de un patrón estratocreciente de facies de planicie de inundación (distal a proximal) por debajo de la faja de canales (Fig. II.1.25A, C) (Kraus y Wells, 1999; Morozova y Smith, 2000; Jones y Hajek, 2007). Finalmente, la avulsión por reocupación se evidencia en fajas de canales multiepisódicas, en donde el nuevo canal retoma el curso de un canal abandonado previo (Fig. II.1.25A, D) (Jerolmack y Paola, 2007). En estudios de campo se reconoce por la preservación de depósitos finos, ocasionalmente bioturbados, separando depósitos de relleno de canales fluviales superpuestos.

En las fajas de canales analizadas, se identificó migración lateral gradual en el 12,5% de las fajas correspondientes al Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, y en el 1,9% de aquellas pertenecientes al Miembro Superior. El desarrollo de este tipo de migración en la sucesión analizada no posee tendencia vertical consistente, aunque se hace más común en la dirección aguas abajo, desde el perfil del Río Oro hacia el perfil de El Águila (Fig. II.1.27).

Figura II.1.25 (página siguiente). Fajas de canales CHRO2 y CHRO3 en la localidad Río Oro. A) Ortomosaico generado con un modelo virtual de afloramiento de las fajas de canales CHRO2 y CHRO3, indicando las principales superficies. B) Panel arquitectural de las fajas de canales, con los principales eventos de relleno y las superficies internas que lo componen, con los datos de dirección de acreción y de paleocorrientes. Notar que la faja CHRO 2 se caracteriza por depósitos de barras centrales (CB) y de barras de acreción frontal (DA), mientras que la faja CHRO 3 presenta barras de acreción lateral (LA) y canales (CH), con mayor dispersión de paleocorrientes. C) Ejemplo de barras de acreción lateral del tope de la faja CHRO 3, en donde se observa la oblicuidad entre las estratificaciones entrecruzadas en artesa (Facies 19) y las superficies inclinadas de gran escala. El símbolo de rumbo e inclinación, y el valor angular indican la dirección de acreción de las macroformas. D) Detalle de la base de la faja CHRO 2, en donde puede verse al fondo la base de la faja CHRO 3. E) Impronta de tronco fósil preservada sobre una superficie de una barra de acreción lateral. La persona de escala mide 1,7 m. El martillo tiene 0,4 m de largo.



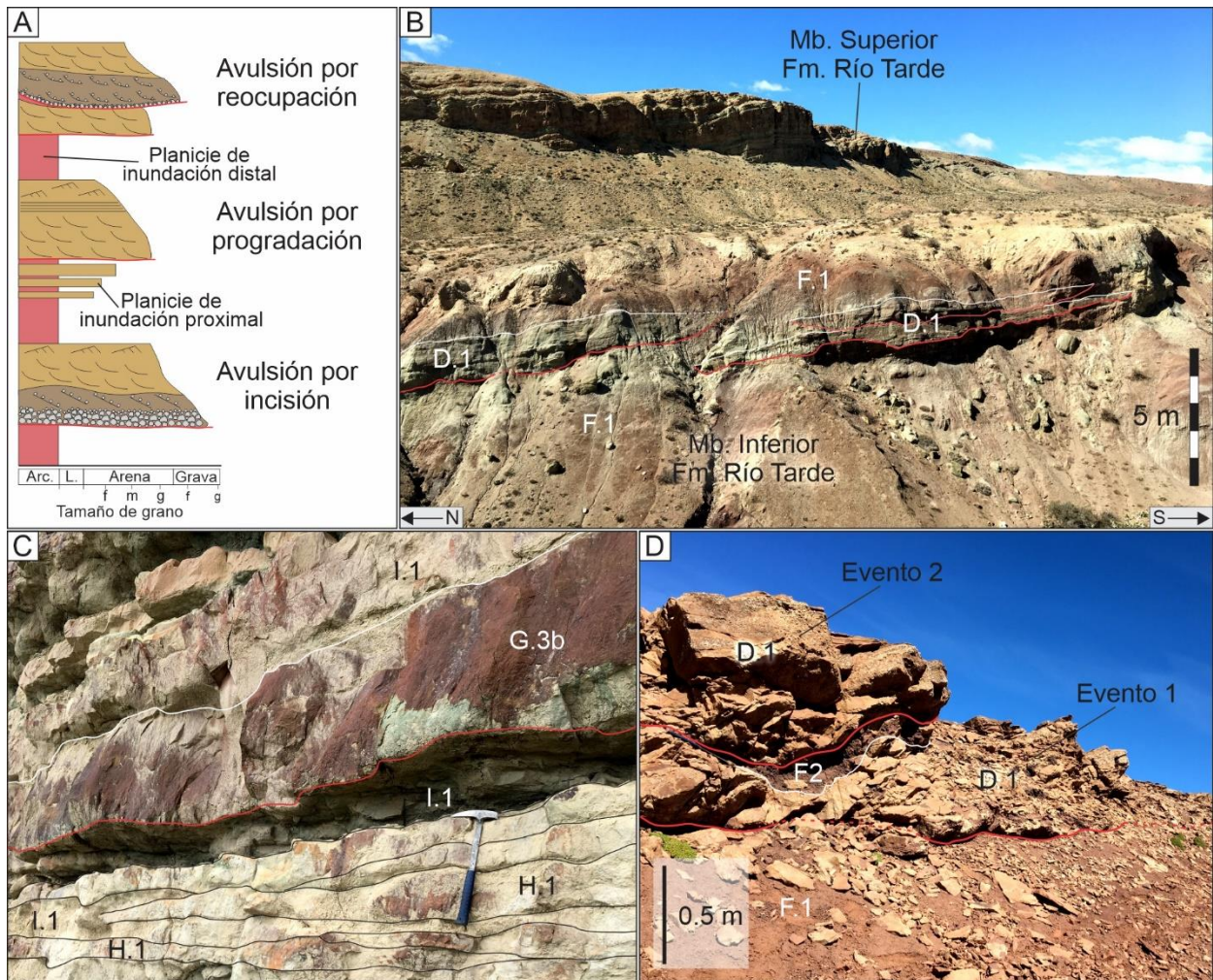


Figura II.1.26. A) Perfiles sedimentarios esquemáticos resultantes de canales fluviales que migran por distintos mecanismos de avulsión. Las líneas rojas muestran la base erosiva de los canales, indicada en las figuras B, C y D. B) Canales fluviales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde que muestran una base erosiva neta sobre depósitos pelíticos de planicie de inundación distal, una relación característica de avulsión por incisión. C) Canal fluvial del Miembro Superior de la Formación Río Tarde que se sitúa sobre lóbulos de desborde con arreglo estratocreciente, típico de avulsión por progradación. El martillo tiene 0,4 m de largo. D) Canales fluviales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, el evento de relleno 1 presenta base erosiva sobre depósitos de planicie de inundación distal, sugiriendo avulsión por incisión. El evento 2 cubre al evento 1 mediante base erosiva y separados por un estrato fangoso de geometría irregular, que sugiere un abandono del evento 1, y posterior reocupación de la faja de canal (evento 2).

En el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, el proceso de avulsión es el mecanismo de movilidad más común en las fajas de canales analizadas (88,0%), siendo el incisional el mecanismo dominante (56,0%), seguido por el de reocupación (40,6%) y el de progradación (2,0%). Para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde, la avulsión incisional representa el 66,0%, avulsión por reocupación el 18,0% y avulsión progradacional el 1,06%.

Al analizar las variaciones laterales de la recurrencia de los mecanismos de migración en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, se observa que en la localidad de Río Oro domina la avulsión por reocupación (47,4%) sobre la avulsión incisional (42,1%), mientras que aguas abajo aumenta progresivamente la avulsión incisional, alcanzando un 60,0% en la localidad de Río Belgrano (Fig. II.1.27). La avulsión progradacional solo se identificó en el sector sur, en la localidad Río Belgrano, donde representa un 10,0% del total (Fig. II.1.27). En el Miembro Superior de la Formación Río Tarde la avulsión incisional es la más abundante, con 75,0% en la localidad de El Águila y 61,9% en la localidad de Cerro Negro. La avulsión por reocupación disminuye considerablemente aguas abajo, con 21,4% en la localidad de Cerro Negro y 8,3% en la localidad de El Águila (Fig. II.1.27). Es importante destacar que en la localidad de Cerro Negro este mecanismo está mayormente concentrado en un intervalo estratigráfico específico que presenta alto apilamiento de canales fluviales. La avulsión por progradación representa el 16,7% en la localidad de El Águila y un 14,3% en la localidad de Cerro Negro (Fig. II.1.27).

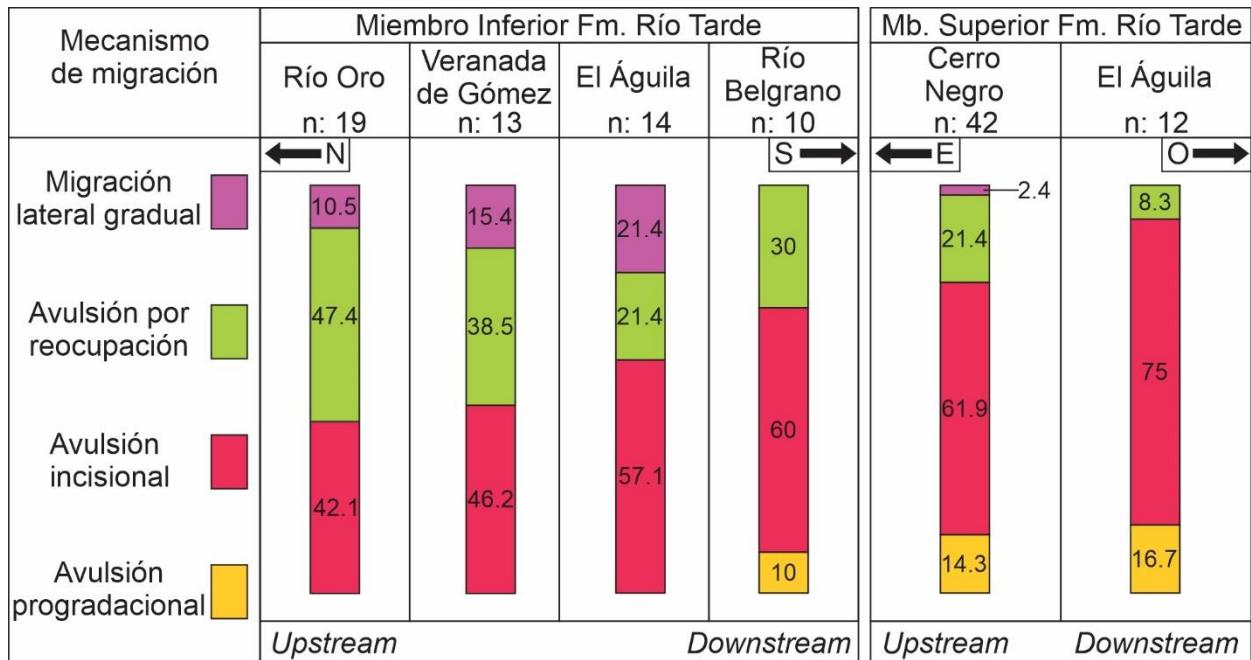


Figura II.1.27. Distribución espacial de los mecanismos de migración de canales fluviales para la Formación Río Tarde. Los valores numéricos dentro de las barras indican el porcentaje de su proporción. El valor n corresponde a la cantidad de mediciones en cada perfil.

II.1.4.3) Paleohidrología de las formaciones Río Belgrano y Río Tarde

II.1.4.3.1) Análisis de paleocorrientes

El análisis de paleocorrientes en sistemas fluviales proporciona información valiosa respecto a su evolución espacio-temporal a múltiples escalas (Potter y Pettijohn, 1977; Shaw et al., 2012). En esta sección se realizan inferencias respecto a la paleohidrología de las formaciones Río Belgrano y Río Tarde en base a la medición de 657 datos de paleocorrientes en distintas localidades del área de estudio, y se analiza su relación con los principales lineamientos estructurales. El análisis conjunto de las orientaciones de los principales lineamientos y los datos de paleocorrientes permiten inferir la influencia relativa de estos lineamientos y del paleorelieve en el desarrollo de los sistemas sedimentarios (Gibling et al., 1992).

En la Figura II.1.28A se muestran las rosas de paleocorrientes para cada perfil sedimentario y unidad litoestratigráfica, junto a los principales lineamientos estructurales de cada localidad, los cuales han sido interpretados como fallas normales jurásicas posteriormente invertidas (ver Barberón et al., 2018; Ronda et al., 2019). De su análisis se destaca lo siguiente:

1. Los datos de paleocorrientes obtenidos en la Formación Río Belgrano presentan una relación con la orientación de los principales lineamientos estructurales en las localidades de Veranada de Gómez y Río Belgrano, pero no en las restantes. Lo cual sugiere que el relieve estructural condicionó solo localmente la distribución de paleocorrientes.
2. Los datos de paleoflujo de los canales fluviales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde muestran una relación de paralelismo con algunos de los lineamientos tectónicos. En particular, se observa correspondencia entre los lineamientos de orientación aproximadamente N-S y las modas de paleoflujo en estas direcciones, sugiriendo el desarrollo de ríos axiales (Spencer, 2000; Moreno et al., 2011) con influencia del relieve tectónico, el cual podría asociarse a estructuras tectónicas activas o a paleorelieves heredados.
3. La influencia de las estructuras tectónicas sobre la dirección de los sistemas fluviales desaparece para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde, donde no se observa correspondencia entre la orientación de las estructuras tectónicas y las principales modas de paleocorrientes. En la localidad de Veranada de Gómez las paleocorrientes medidas en esta unidad coinciden con el rumbo de los lineamientos tectónicos, sugiriendo que localmente pudo haber existido control estructural sobre la dirección de los ríos.

En la Fig. II.1.28B se observan las variaciones verticales de paleocorrientes en cada perfil del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. En esta figura, cada punto representa un vector promedio de paleocorrientes de un evento de relleno. A continuación, detallaremos cada perfil por separado para clarificar la descripción.

Perfil Río Oro: inicia con vectores de paleoflujo hacia el SSO, que rotan hacia el S y culminan hacia el E, describiendo una rotación temporal anti-horaria en la dirección de paleocorrientes medida. La dirección que domina es hacia el SSE.

Perfil Veranada de Gómez: inicia con alta variabilidad de las mediciones en los primeros eventos de relleno, con vectores hacia el norte y hacia el sur, que evolucionan a una dirección consistente hacia el sur. Verticalmente, la dirección de flujo dominante es hacia el sur, aunque se reconocen eventuales cambios hacia el norte, mostrando gran variabilidad hacia el tope del perfil. Aunque este perfil presenta mayor variabilidad que el de Río Oro, se observa también una tendencia similar de rotación anti-horaria en las direcciones de transporte a lo largo de la unidad. Las variaciones de norte a sur identificadas en la primera faja de canales podrían representar cambios en la polaridad de la paleopendiente debido a actividad tectónica (Holbrook y Schumm, 1999; Gawthorpe y Leeder, 2000; Teixeira et al., 2014). Se descarta que sea por sinuosidad de los paleocauces ya que en los eventos involucrados de esa faja de canales no se han identificado evidencias de migración lateral.

Perfil El Águila: los vectores se inician con direcciones hacia el S que dominan en la mitad inferior del perfil, con vectores puntuales hacia el ESE. Las últimas fajas de canales presentan direcciones de transporte al SE y ESE, describiendo en esta localidad una rotación temporal anti-horaria en la dirección de paleotransporte fluvial.

Perfil Río Belgrano: este perfil presenta la menor variabilidad en las direcciones de paleoflujo, con predominio de vectores hacia el S a lo largo de la unidad.

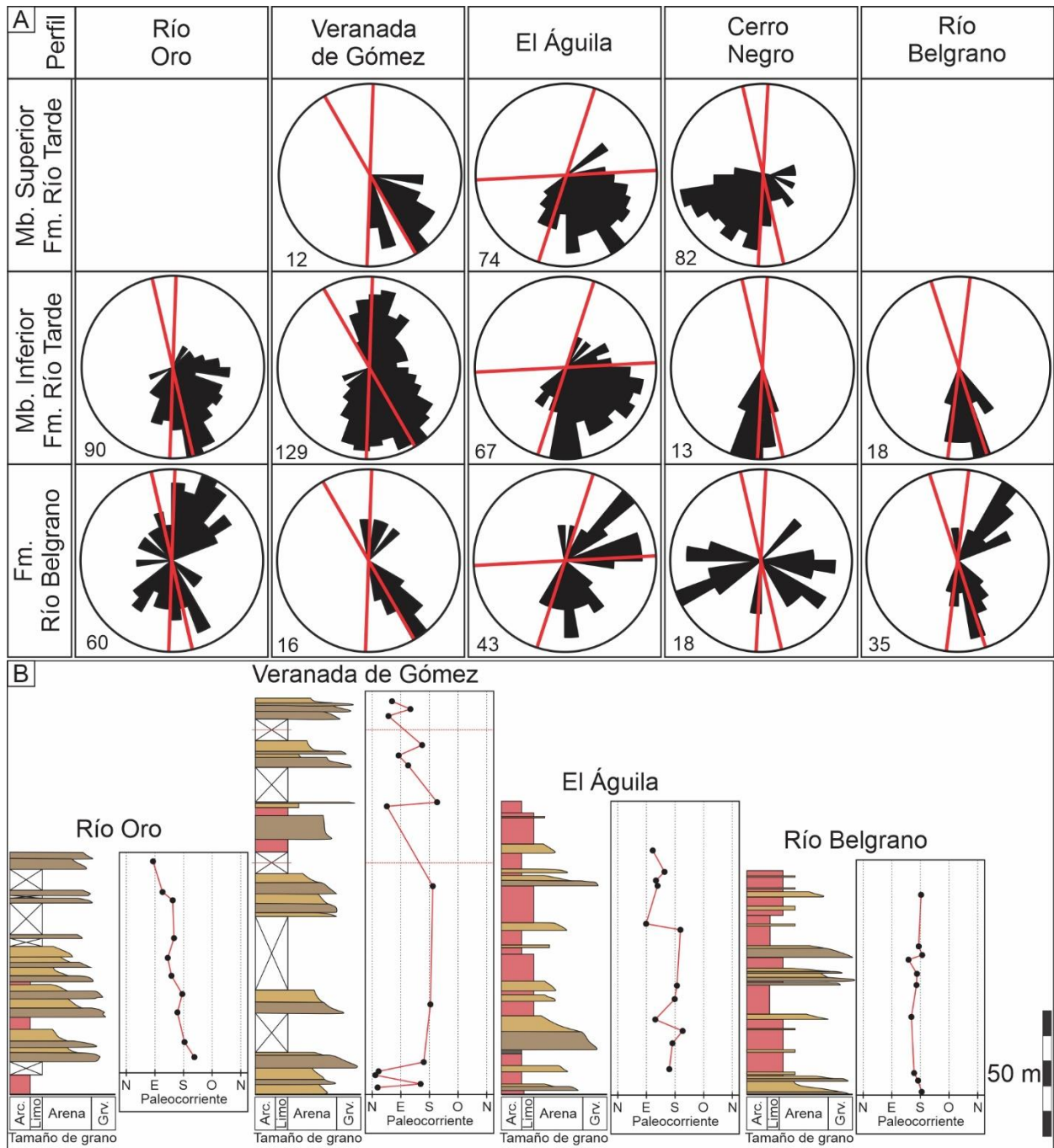


Figura II.1.28. Análisis de paleocorrientes. A) Rosas de paleocorrientes de las formaciones Río Belgrano y Río Tarde separadas según el perfil sedimentario correspondiente. Las líneas rojas indican el rumbo de los lineamientos tectónicos principales de cada localidad, medidos en imágenes satelitales e interpretados por Barberón et al. (2018) y Ronda et al. (2019). Los números en la esquina inferior izquierda representan el n de cada rosa. B) Perfiles sedimentarios del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, con las variaciones verticales de la dirección de paleocorriente de cada evento de relleno de las principales fajas de canales. Las líneas rojas horizontales en el perfil Veranada de Gómez marcan recortes en el espesor de cubierto para mejorar la visualización de los datos. N: norte; E: este; S: sur; O: oeste.

II.1.4.3.2) Estimaciones paleohidráulicas en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde

La medición sistemática del espesor de sets entrecruzados en areniscas y la caracterización de la arquitectura de fajas de canales son técnicas muy útiles para la realización de estimaciones paleohidráulicas en sucesiones fluviales (Allen et al., 2014; Paredes et al., 2018; Lyster et al., 2021). Esta relación radica en el hecho de que la profundidad de flujo, y por ende el caudal de un canal fluvial, es directamente proporcional al espesor de los sets entrecruzados y de las dunas asociadas, siendo además complementaria la identificación de la altura completa de las barras para la determinación de la profundidad de flujo (Bridge y Mackey, 1993; Leclair y Bridge, 2001; Best et al., 2005). En esta sección se presentan los resultados de estimaciones paleohidráulicas realizadas en 36 canales fluviales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde (Fig. II.1.29). Para estas estimaciones se utilizaron datos de dirección de paleocorriente, espesor de los sets entrecruzados, alturas de barras completas, anchos reales y espesores del relleno de canales individuales dentro de fajas de canales en cada localidad. Las ecuaciones utilizadas se resumen en la Tabla II.1.1.

	Perfil (n)			
Variable estimada	Río Oro (6)	Veranada de Gómez (14)	El Águila (10)	Río Belgrano (6)
Espesor del set (rango, promedio)	9-24 cm; 16 cm	8-34 cm; 20 cm	5-26 cm; 14 cm	7-25 cm; 13 cm
Altura de la duna (h_m) ^a (rango, promedio)	27-72 cm; 49 cm	24-102 cm; 56 cm	15-78 cm; 41 cm	21-74 cm; 40 cm
Profundidad de flujo promedio (d) ^b (rango, promedio)	0,8-2,2 m; 1,5 m	0,7-3,1 m; 1,8 m	0,5-2,3 m; 1,2 m	0,6-2,2 m; 1,2 m
Ancho del canal (w_c) ^c (promedio)	32,2 m	49,4 m	24,7 m	24,2 m
Profundidad <i>bankfull</i> (d_b)	3,05 m	2,32 m	1,17 m	1,63 m
Ancho del canal <i>bankfull</i> (w_b)	86,5 m	34,1 m	49,8 m	69,3 m
Mediana de la descarga diaria (Q_m) ^d	35,2 m ³ /s	51,3 m ³ /s	17,6 m ³ /s	15,8 m ³ /s
Mediana de la descarga <i>bankfull</i> (Q_b) ^e	82,5 m ³ /s	40,8 m ³ /s	31,3 m ³ /s	19,1 m ³ /s

Mediana de la descarga <i>bankfull</i> (Q_{b2}) ^f	183,3 m ³ /s	49,3 m ³ /s	63,2 m ³ /s	45,1 m ³ /s
Referencias: ^a $h_m = 5,3\beta + 0,001\beta^2$; $\beta = S_m/1,8$; S_m = espesor promedio del set entrecruzado (Leclair y Bridge, 2001; Leclair, 2002) ^b $3 < d/h_m < 4$ (Best et al., 2005) ^c $w_c = 8,88 d_m^{1,82}$; $d_m = 0,5 d$ (Bridge y Mackey, 1993) d_b = Altura máxima de la barra w_t = Ancho real del canal ^d $Q_m = v.A$; v = velocidad de flujo necesaria para la migración de dunas (0,75 m/s); $A = W_c.d$ ^e $Q_b = v.A$; $A = d_b.w_b$; $w_b = 8,9.d_b^{1,40}$ (Leeder, 1973) ^f $Q_{b2} = v.A$; $A = d_b.w_t$				

Tabla II.1.1. Estimaciones paleohidráulicas de las principales fajas de canales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. Los perfiles están ordenados de norte a sur.

El análisis de la variabilidad de los datos paleohidrológicos, tanto laterales como verticales (Tabla II.1.1, Fig. II.1.29), se realizó con el objetivo de contribuir al entendimiento de la evolución espacial y temporal de la descarga acuosa de los sistemas fluviales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde.

Variabilidad lateral: Las estimaciones paleohidrológicas (Tabla II.1.1) muestran que la mediana de la descarga diaria promedio del sistema fluvial decrece hacia el sur, es decir, aguas abajo, desde el perfil Río Oro, con un valor de 35,2 m³/s hacia el perfil Río Belgrano con 15,8 m³/s (Fig. II.1.29E). La variabilidad de la descarga diaria, expresada en términos de coeficiente de variación (CV), que es el cociente entre la desviación estándar y el caudal promedio, aumenta aguas abajo (Fig. II.1.29E), con un valor de 79,9 en el perfil Río Oro a 135,4 en el perfil Río Belgrano. La descarga promedio en condiciones de canal lleno (*bankfull*) disminuye significativamente aguas abajo, desde 82,5 m³/s a 19,1 m³/s, entre los perfiles Río Oro y Río Belgrano (Fig. II.1.29F), respectivamente. Los caudales en condiciones de *bankfull* también disminuyen aguas abajo, su variabilidad, en términos de CV, incrementa de 66,1 en la localidad de Río Oro a 81 en afloramientos de la localidad de Río Belgrano.

Variabilidad vertical: En el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde se observa en todos los perfiles una disminución en la vertical de las descargas promedio y de condiciones de canal lleno (*bankfull*) (Fig. II.1.29A). Internamente, se reconocen ciclos de aumento-disminución de la descarga de menor jerarquía (en ciclos de 30-50 m de potencia), que se correlacionan con las dimensiones de los canales formativos (Fig. II.1.29B).

En síntesis, los datos geométricos y paleohidráulicos del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde muestran disminución de la descarga acuosa en la dirección aguas abajo, con un incremento en la variabilidad en la misma dirección. En la vertical, se observa variabilidad en múltiples escalas, dentro de las fajas de canales individuales, en ciclos de 30-50 m de potencia y a lo largo de toda la unidad, mostrando que la variabilidad en la descarga responde tanto a procesos de corta duración (estacionales?) como a causales de mayor jerarquía, como ciclos climáticos. Es importante aclarar que la variabilidad climática interpretada no se limita necesariamente al área de estudio; las respuestas observadas en la unidad también pueden deberse a cambios en el clima de las zonas de cabecera.

II.1.5) Arquitectura estratigráfica

En esta sección se describe e interpreta la variabilidad lateral y vertical de las asociaciones de facies de las formaciones Río Mayer, Río Belgrano y Río Tarde. El Miembro Superior de la Formación Río Tarde se analiza separadamente, ya que es un sistema fluvial volcaniclástico que muestra poca relación con la evolución de los sistemas depositacionales subyacentes. En el análisis de esta última unidad se incorpora también el análisis de los datos de paleocorrientes.

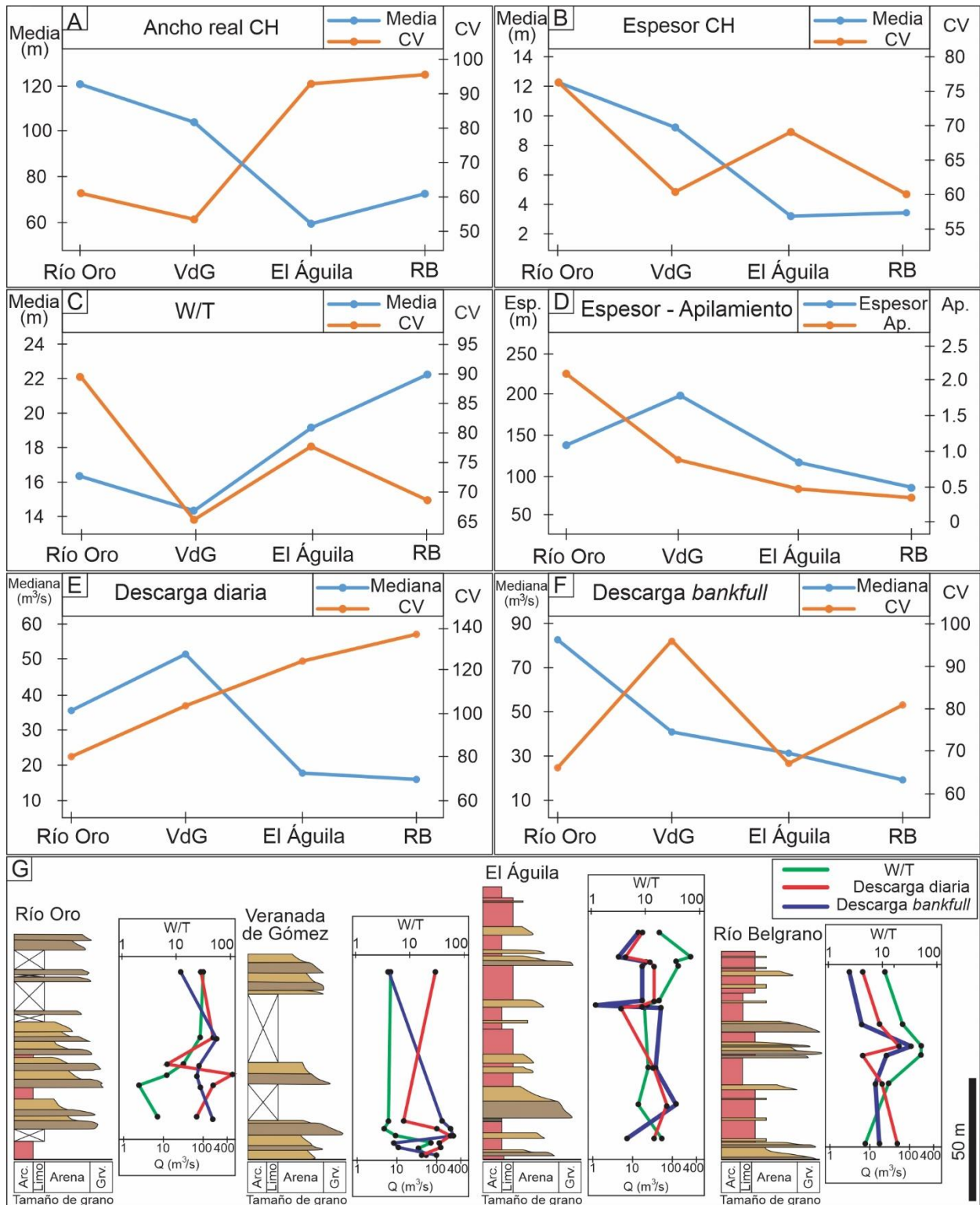


Figura II.1.29. Resumen de datos arquitecturales y paleohidrológicos del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. A) Estadística del ancho real de los canales fluviales, mostrando la disminución del ancho promedio en la dirección aguas abajo, pero con aumento en la variabilidad en la misma dirección. B) Estadística del espesor de los canales fluviales, en donde se observa disminución del espesor promedio y de la variabilidad en la dirección aguas abajo. C) Estadística de la relación ancho/espesor de los canales

formativos, donde se observa aumento en la relación W/T en la dirección aguas abajo, y disminución de la variabilidad en la misma dirección. D) Relación entre el espesor del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde y el apilamiento de los canales (Ap.), espesor total de canales/espesor total de depósitos de planicie de inundación). El apilamiento disminuye notablemente en la dirección aguas abajo, mientras que el espesor disminuye levemente en la misma dirección. E) Estimación de la descarga diaria de los canales fluviales, mostrando disminución del caudal en la dirección aguas abajo, acompañados con aumento en la variabilidad del caudal en la misma dirección. F) Estimación de la descarga en condiciones de bankfull, con clara tendencia de disminución en la dirección aguas abajo. G) Perfiles sedimentarios en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, estimaciones paleohidráulicas y los valores de W/T de los canales formativos. Notar la tendencia general a la disminución vertical del caudal, con pequeños ciclos de aumento-disminución. VdG: Veranada de Gómez. RB: Río Belgrano.

II.1.5.1) Arquitectura estratigráfica del sistema depositacional de las formaciones Río Mayer- Río Belgrano y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde

En el área de estudio, la Formación Río Mayer aflora únicamente en el perfil Veranada de Gómez, y está representada por depósitos de prodelta distal vinculados a sedimentación hemipelágica (AF A.1), con niveles discretos de depósitos asociados de flujos gravitatorios de sedimentos (AF A.2). En el resto de las localidades, los depósitos de prodelta están principalmente integrados por depósitos de flujos gravitatorios de sedimentos, los cuales se incluyen en la Formación Río Belgrano debido a su composición predominantemente arenosa. El prodelta dominado por depósitos de flujos gravitatorios de sedimentos se clasificó en depósitos de baja densidad (AF A.2a) y de alta densidad (AF A.2b), estos últimos restringidos a las localidades de Veranada de Gómez y El Águila (Fig. II.1.30A). Además, los depósitos de flujos gravitatorios de sedimentos son más abundantes hacia el tope de la Formación Río Mayer, sugiriendo la progradación de depósitos proximales sobre el prodelta distal. Las facies de prodelta poseen una notable variabilidad lateral, ya que hacia el sur aumenta la proporción de depósitos vinculados a flujos gravitatorios de sedimento de baja densidad, de 15,8% en

Veranada de Gómez a 62,2% y 51,7%, en El Águila y Río Belgrano, respectivamente. Contrariamente, los depósitos asociados a sedimentación hemipelágica dominan la sucesión del perfil Veranada de Gómez con un 78,3% (Fig. II.1.30A).

La Formación Río Belgrano está integrada por depósitos de frente deltaico distal (AF B.1) y frente deltaico proximal (AF B.2). Los depósitos de frente deltaico fueron clasificados como (a) influenciados por mareas, (b) dominados por tormentas, y (c) fluvio-dominados, con variaciones en su proporción en cada localidad analizada. En los perfiles de Río Oro y Veranada de Gómez, los depósitos de frente deltaico están representados principalmente por facies influenciadas por mareas, con 80,6% y 68,7%, respectivamente (Fig. II.1.30B). Hacia los afloramientos más australes, el frente deltaico influenciado por mareas está menos desarrollado, representando el 50,4% y el 23,5% en las secciones de El Águila y Río Belgrano, respectivamente (Fig. II.1.30B). Los depósitos de frente deltaico influenciados por la acción de tormentas están restringidos a la sección media de los perfiles El Águila y Río Belgrano (Fig. II.1.2). Los depósitos de frente deltaico fluvio-dominado son más abundantes en las localidades del sur, en donde presentan un aumento desde 19,4% en la sección Río Oro hasta un 65,5% en la sección Río Belgrano (Fig. II.1.30B). Al analizar la sucesión vertical de los depósitos de frente deltaico de la Formación Río Belgrano se observa, como generalidad, que: (1) las secciones basales son mayormente fluvio-dominadas; (2) los depósitos dominados por tormentas se restringen a la sección media; y que (3) los niveles superiores de la unidad muestran control de mareas (Ver Fig. II.1.2). Los depósitos de llanura deltaica, divididos en canales fluvio-deltaicos (AF C.1) y llanuras fluvio-deltaicas (AF C.2), se identifican hacia el tope de la Formación Río Belgrano, y están cubiertos concordantemente por la Formación Río Tarde (Fig. II.1.2). Los depósitos de llanura deltaica son más abundantes hacia el norte, con 17,2 m en la localidad de Río Oro, mientras que hacia el sur su ocurrencia disminuye gradualmente, culminando con 1,8 m en la localidad de Río Belgrano.

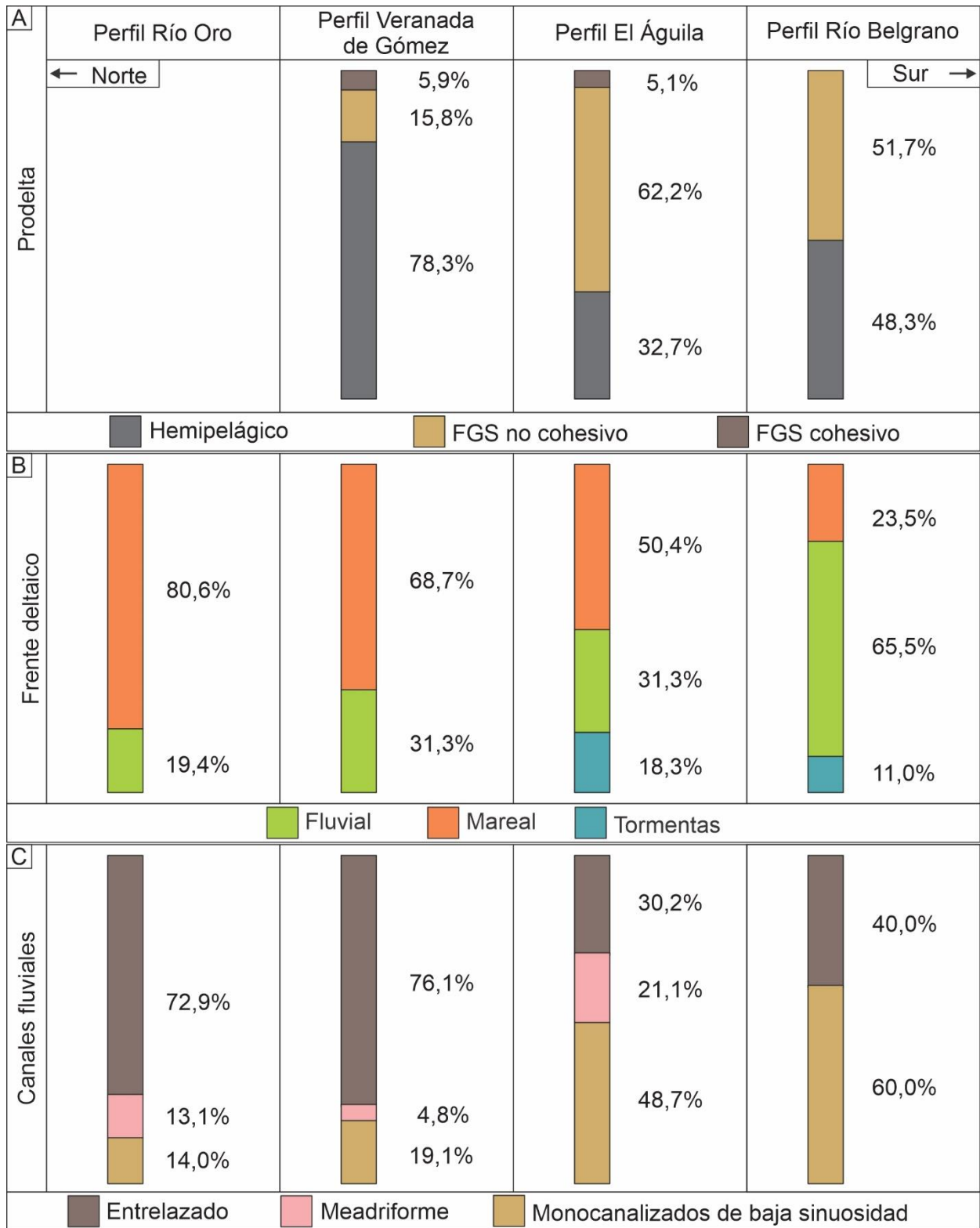


Figura II.1.30. A-C) Distribución espacial y proporción de las asociaciones de facies en cada perfil sedimentario, incluyendo datos de las formaciones Río Mayer (A) y Río Belgrano (B), y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde (C). Nótese el aumento hacia el sur en la proporción de facies de FGS no cohesivos en la Formación Río Mayer, depósitos del frente deltaico fluvio-dominados en la Formación Río Belgrano y de canales fluviales de baja sinuosidad en la Formación Río Tarde.

El Miembro Inferior de la Formación Río Tarde exhibe una arquitectura aluvial altamente variable. Sus espesores varían de 137 m en la localidad de Río Oro, 197 m en Veranada de Gómez, 116 m en la localidad de El Águila y 85 m en la localidad de Río Belgrano (ver perfiles detallados en las Figuras II.1.2-5 y II.1.7), siendo la única sección completa la que aflora en la localidad de El Águila. En los afloramientos, la proporción entre canales/ planicies de inundación disminuye de norte a sur, de 2,1 en la localidad de Río Oro a 0,34 en la localidad de Río Belgrano (Fig. II.1.29D). Las dimensiones de las fajas de canales también varían de norte a sur, con canales más anchos y de mayor potencia en el sector norte (Fig. II.1.29A,B). La variabilidad del ancho real de los canales, expresada en términos del CV de los canales fluviales, aumenta de norte a sur, mientras que la variabilidad del espesor disminuye en esa misma dirección (Fig. II.1.29A,B). La geometría de las fajas de canales, expresada en términos de su relación ancho/espesor (W/T), muestra un predominio de geometrías en cinta en el sector norte ($W/T=15$) a geometrías de manto estrecho hacia el sur ($W/T=21$). En contraste, el CV disminuye hacia el sur, de 90,1 a 69,2 (Fig. II.1.29C). Al analizar verticalmente la geometría de las fajas de canales en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, se observa que la relación W/T se incrementa desde la base hacia el techo (Fig. II.1.29G), excepto en la sección Veranada de Gómez, donde no se observan tendencias claras.

Al analizar la distribución espacial de los estilos fluviales se observan cambios de norte a sur. En la localidad de Río Oro predominan los ríos entrelazados, representando el 72,9% de los canales identificados. En las localidades de El Águila y Río Belgrano los canales entrelazados representan el 30,2% y el 40,0%, respectivamente (Fig. II.1.30C). En las exposiciones del sur, hasta el 60% de los canales descritos son monocalizados de baja sinuosidad, aumentando de manera proporcional a la disminución de la proporción de canales con diseño entrelazado. Los ríos meandriformes representan un estilo fluvial subordinado, con un máximo del 21,1% en la localidad de El Águila, y solo 4,8% en la localidad de Veranada de Gómez (Fig. II.1.30C).

II.1.5.2) Arquitectura estratigráfica del sistema fluvial volcánico del Miembro Superior de la Formación Río Tarde.

El límite estratigráfico entre los miembros Inferior y Superior de la Formación Río Tarde está marcado por la primera aparición de material volcánico en niveles discretos y reconocibles en campo. El Miembro Superior es una unidad volcánica, cuyos depósitos representan el desarrollo de un sistema fluvial que drena hacia el sur-sureste en los afloramientos occidentales (Veranada de Gómez y El Águila) y hacia el suroeste en la localidad de Cerro Negro (Fig. II.1.28).

La distribución de asociaciones de facies en las localidades de Cerro Negro y El Águila muestra que la proporción de canales fluviales y depósitos de planicie de inundación proximal son más abundantes en posiciones aguas arriba del sistema fluvial, mientras que en la dirección aguas abajo aumenta la proporción de depósitos de planicie de inundación distal de naturaleza volcánica (Fig. II.1.31A). Los canales fluviales perennes aumentan su proporción en la dirección aguas abajo, mientras que los canales con comportamiento efímero son más abundantes hacia las cabeceras (Fig. II.1.31B), lo cual es consistente con el desarrollo de un sistema fluvial tributario que se integra aguas abajo (Fielding et al., 2012). En las asociaciones de planicie de inundación volcánica proximal se observa que la presencia de lóbulos de desbordamiento es mayor en la localidad de Cerro Negro, aunque en toda la unidad dominan considerablemente los depósitos de desborde en manto o los depósitos asociados a flujos no encauzados (Fig. II.1.31C). La planicie de inundación distal volcánica muestra una mayor presencia de facies saturadas en agua o con cuerpos de agua efímeros en la dirección aguas abajo (Fig. II.1.31D).

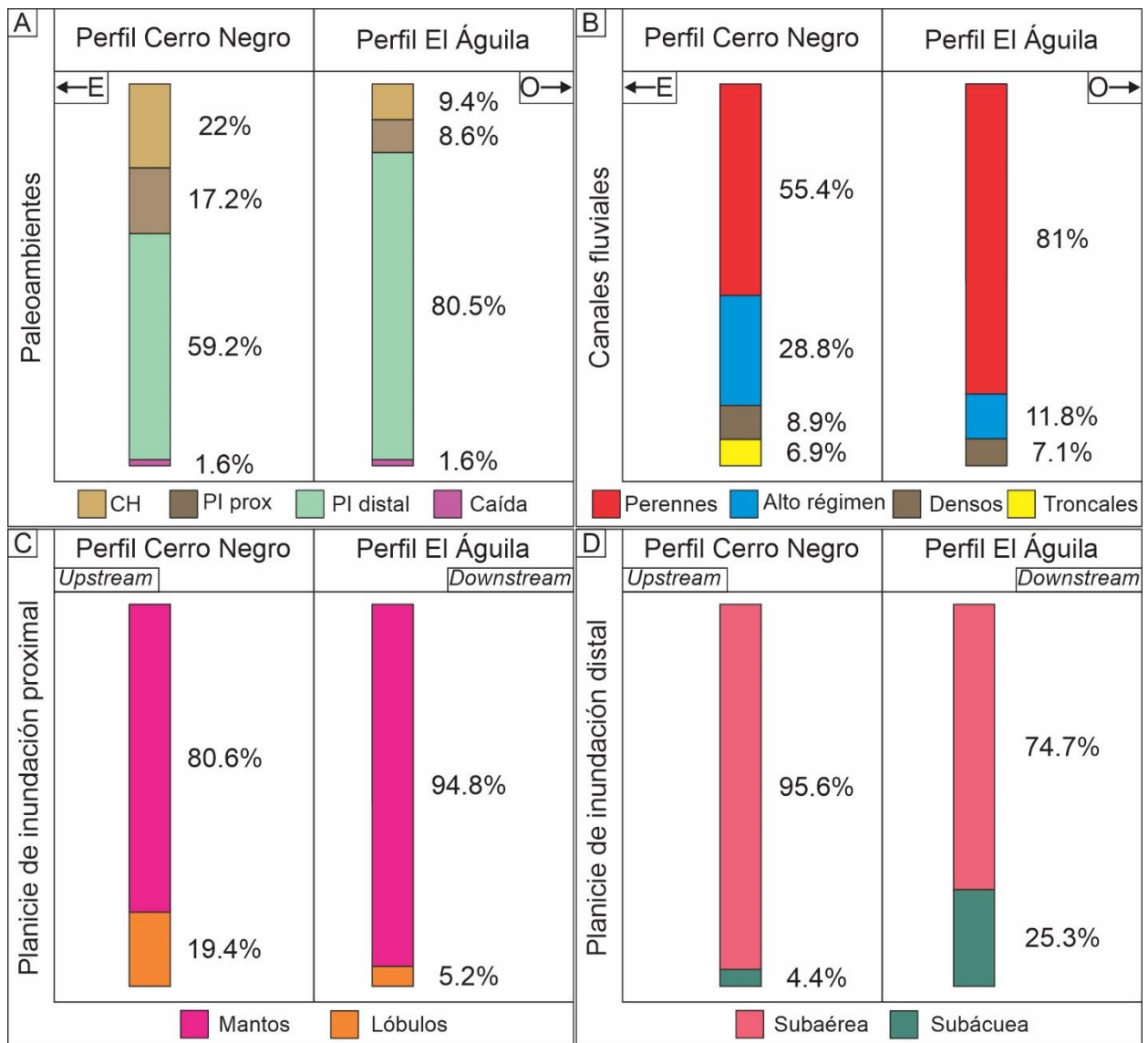


Figura II.1.31. Distribución de asociaciones de facies en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde en los perfiles Cerro Negro y El Águila. A) Distribución de asociaciones de facies. Notar la mayor presencia de facies gruesas (canales y planicie de inundación proximal) en relación a los depósitos de planicie de inundación distal hacia las cabeceras del sistema fluvial. B) Clasificación del tipo de canal fluvial en cada localidad. Notar el aumento de la proporción de canales fluviales perennes aguas abajo y la disminución de los canales efímeros, en particular los que poseen relleno con estructuras asociadas a transporte en condiciones de alto régimen de flujo (AF G.3b). C) Distribución espacial de las asociaciones de facies de planicie proximal, en donde la presencia de lóbulos disminuye considerablemente en la dirección aguas abajo. D) Cuantificación del tipo de planicie de inundación distal en cada localidad, destacando un aumento de la presencia de facies saturadas en agua hacia el oeste, que se corresponde con la dirección aguas abajo.

Al analizar las variaciones del tamaño de grano de los depósitos asociados al relleno de canales fluviales se observa que en la localidad de Cerro Negro predominan los conglomerados y areniscas gruesas a medianas, con sectores localmente muy ricos en intraclastos gravosos tobáceos. Para la localidad de El Águila se observa que el tamaño de grano es menor en la mayoría de los canales, y que no abundan los intraclastos de tamaño grava (Fig. II.1.7). En el mismo sentido, el canal troncal de la localidad de Cerro Negro (Fig. II.1.10) presenta conglomerados gruesos mal seleccionados y con clastos angulosos o subredondeados, mientras que el canal troncal identificado en cercanías a la localidad de El Águila posee tamaños de grano que varían entre arenisca gruesa a fina, reflejando una tendencia consistente de disminución del tamaño de grano en la dirección aguas abajo.

El análisis de la distribución vertical de facies y asociaciones de facies en el perfil Cerro Negro permite la subdivisión de la unidad en cuatro intervalos estratigráficos informales (Fig. II.1.32A), que de base a techo son: (1) Sección A, dominada por canales fluviales con comportamiento efímero (AF G.3); (2) Sección B, con abundancia de paleosuelos (AF I.1) y canales fluviales con comportamiento efímero de pequeñas dimensiones; (3) Sección C, dominada por canales fluviales perennes; y, (4) Sección D, con intenso desarrollo de paleosuelos. Estas subdivisiones se correlacionaron al perfil El Águila con la ayuda de perfiles de rayos gamma espectral y de fluorescencia de rayos X (ver Secciones II.2 y II.3). El aspecto en campo de los intervalos estratigráficos definidos en el perfil Cerro Negro se muestra en la Fig. II.1.32B, en donde se indica la relación estratigráfica con la suprayacente Formación Cardiel y el Basalto Posadas.

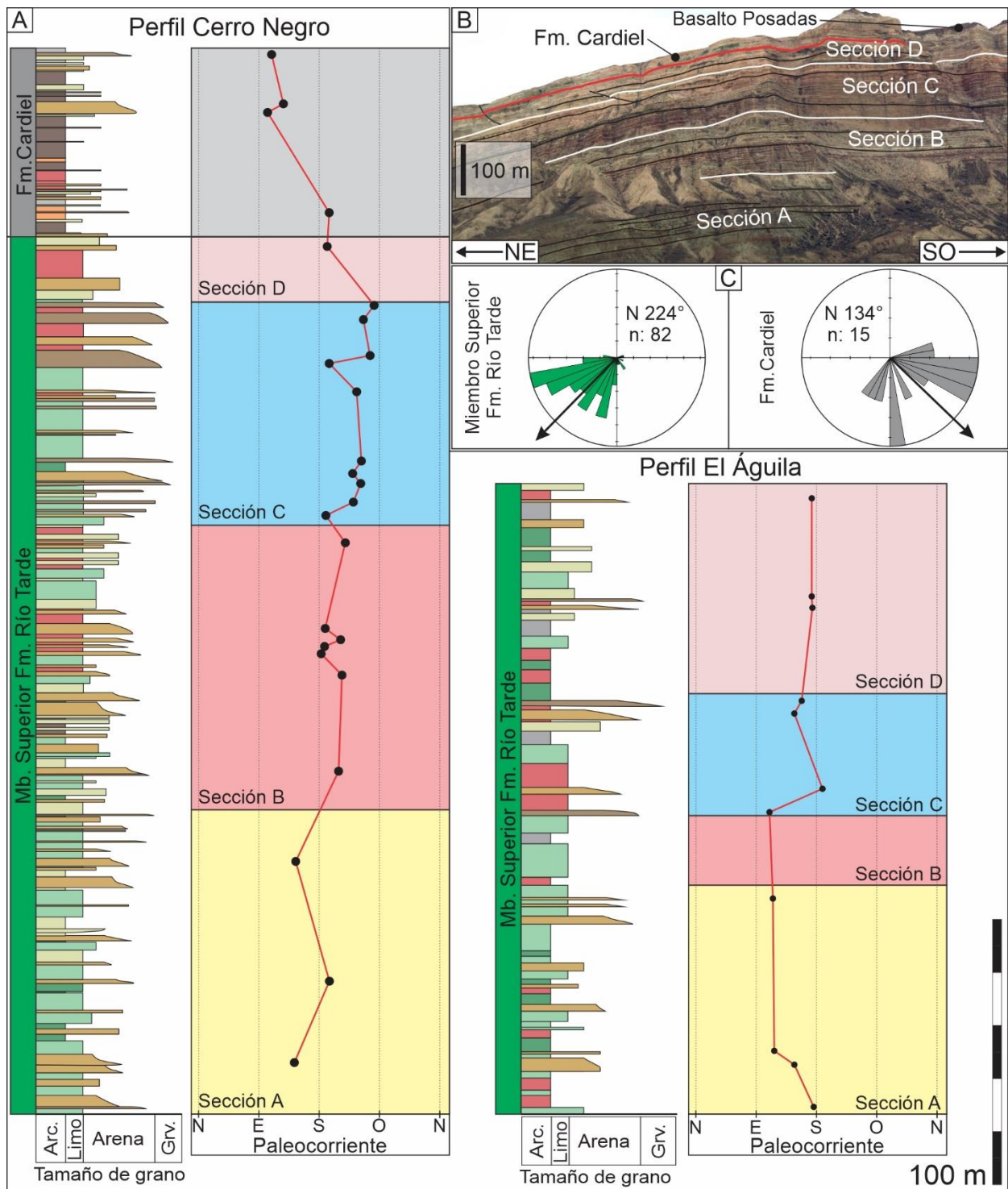


Figura II.1.32. A) Perfiles sedimentarios simplificados del Miembro Superior de la Formación Río Tarde. Se muestran los gráficos de variaciones verticales en la dirección de paleocorriente promedio de cada relleno de canal junto a la subdivisión informal en cuatro intervalos estratigráficos que se realizó para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Secciones A-D en orden estratigráfico ascendente). B) Afloramiento en la localidad Cerro Negro en donde se muestra la subdivisión del Miembro Superior de la Formación Río Tarde. C) Rosas de paleocorrientes para las unidades que afloran en el perfil Cerro Negro.

Con el objetivo de comprender la evolución vertical (temporal) de las distribuciones de paleocorrientes del Miembro Superior de la Formación Río Tarde, la Fig. II.1.32A muestra la dirección de paleoflujo de los principales canales fluviales, expresada en vectores promediados. En la localidad de Cerro Negro se observa que las direcciones de paleoflujo inician hacia el SSE en la Sección A, y que hacia la Sección B se produce una rotación horaria, con paleoflujo hacia el SSO. Con el inicio de la Sección C se observa un incremento en la variabilidad de las direcciones de paleocorrientes, en conjunto con una rotación horaria hacia el OSO. En la Sección D comienza una rotación anti-horaria de los vectores promedio hacia el sur, que se acentúa rápidamente en la vertical con vectores medios hacia el E en la Formación Cardiel. El análisis comparativo entre las distribuciones de paleocorrientes de cada unidad muestra un promedio de Az. 224° (moda Az. 255°) para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde y de Az. 134° (moda Az. 105°) para la Formación Cardiel (Fig. II.1.32C). Estas diferencias de 90° en el promedio y de 150° en la moda entre las direcciones de paleoflujo marcan un cambio contrastante en la dirección de drenaje de los sistemas fluviales de cada unidad. En el Perfil El Águila se determinaron vectores medios de paleocorrientes hacia el sur en la base de la Sección A, que cambia hacia el ESE y se mantiene así hasta la Sección C. En la Sección C se observa la mayor variabilidad y rotación de los vectores medios de las paleocorrientes hacia el S, las cuales se mantienen prácticamente sin cambios a lo largo de la Sección D.

II.2) Perfiles de Rayos Gamma Espectral (SGR)

Se presentan y analizan los datos obtenidos mediante el análisis de perfiles de rayos gamma espectral (SGR) obtenidos en los afloramientos utilizando un dispositivo portátil. En primer lugar, se presentan los perfiles SGR junto a los perfiles sedimentológicos en los que fueron realizadas las mediciones. Luego, se detalla el tratamiento estadístico de los datos, presentados en la forma de tablas y gráficos para comprender las relaciones entre elementos y litologías. Finalmente, se presentan las correlaciones entre los perfiles SGR y las posibles explicaciones para la ciclicidad observada.

II.2.1) Perfiles SGR

Las mediciones de radioactividad espectral se realizaron con un espectrómetro portátil utilizando una resolución vertical de 0,5 m, obteniendo valores de radioactividad total (GR total), expresados en equivalentes ppm, potasio (K), expresado en %, uranio (U), expresado en ppm y torio (Th) expresado en ppm. A continuación, se presentan los 5 perfiles sedimentológicos en donde se realizaron las mediciones con el espectrómetro, junto con sus respectivos perfiles de GR total, K, U y Th. Los perfiles realizados sobre las sucesiones volcanoclásticas del Miembro Superior de la Formación Río Tarde se presentan en figuras separadas (Figs. II.2.5 y II.2.6). En cada perfil SGR se realizan descripciones breves, destacando sus características más relevantes. Las interpretaciones de las tendencias verticales de GR total utilizadas para definir formas (*e.g.*, campana o embudo) y tendencias (*e.g.*, progradacional, agradacional o retrogradacional) siguen las interpretaciones clásicas del registro de perfiles de rayos gamma (Van Wagoner et al., 1990; Aigner et al., 1995; Miall, 2016).

II.2.1.1) Perfil Río Oro

Este perfil presenta un total de 178 mediciones. Los perfiles de GR total, K y Th muestran una tendencia vertical que exhibe buena correlación con el tamaño de grano (Fig. II.2.1). El K posee la mayor concordancia con las variaciones en el tamaño de grano, mostrando una tendencia agradacional en los depósitos deltaicos de la Formación Río Belgrano, y aumento notable de las lecturas en las pelitas (Fig. II.2.1). El U presenta un valor máximo de 12,5 ppm, vinculado a niveles con troncos fósiles, por lo que representa una concentración anómala vinculada a la reducción localizada provocada por la descomposición de la materia orgánica.

II.2.1.2) Perfil Veranada de Gómez

Este perfil posee una gran cantidad de metros cubiertos de la Formación Río Tarde, por lo que se presentan sólo las mediciones realizadas en las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y los primeros metros del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. Se realizaron 253 mediciones, en las cuales se observa que el perfil de GR total muestra una relativa concordancia con el perfil sedimentológico, exhibiendo formas de embudo con al menos dos órdenes de ciclicidad superpuestos para las formaciones Río Mayer y Río Belgrano (Fig. II.2.2). El K es la variable que mejor refleja la heterogeneidad litológica, con lecturas significativamente más bajas para la Formación Río Tarde. El U presenta una gran variabilidad, sin tendencias verticales claras. En la Formación Río Mayer se reconoce una anomalía de 11 ppm (Fig. II.2.2) que se corresponde con un nivel cementado con carbonatos, por lo que se considera de origen diagenético.

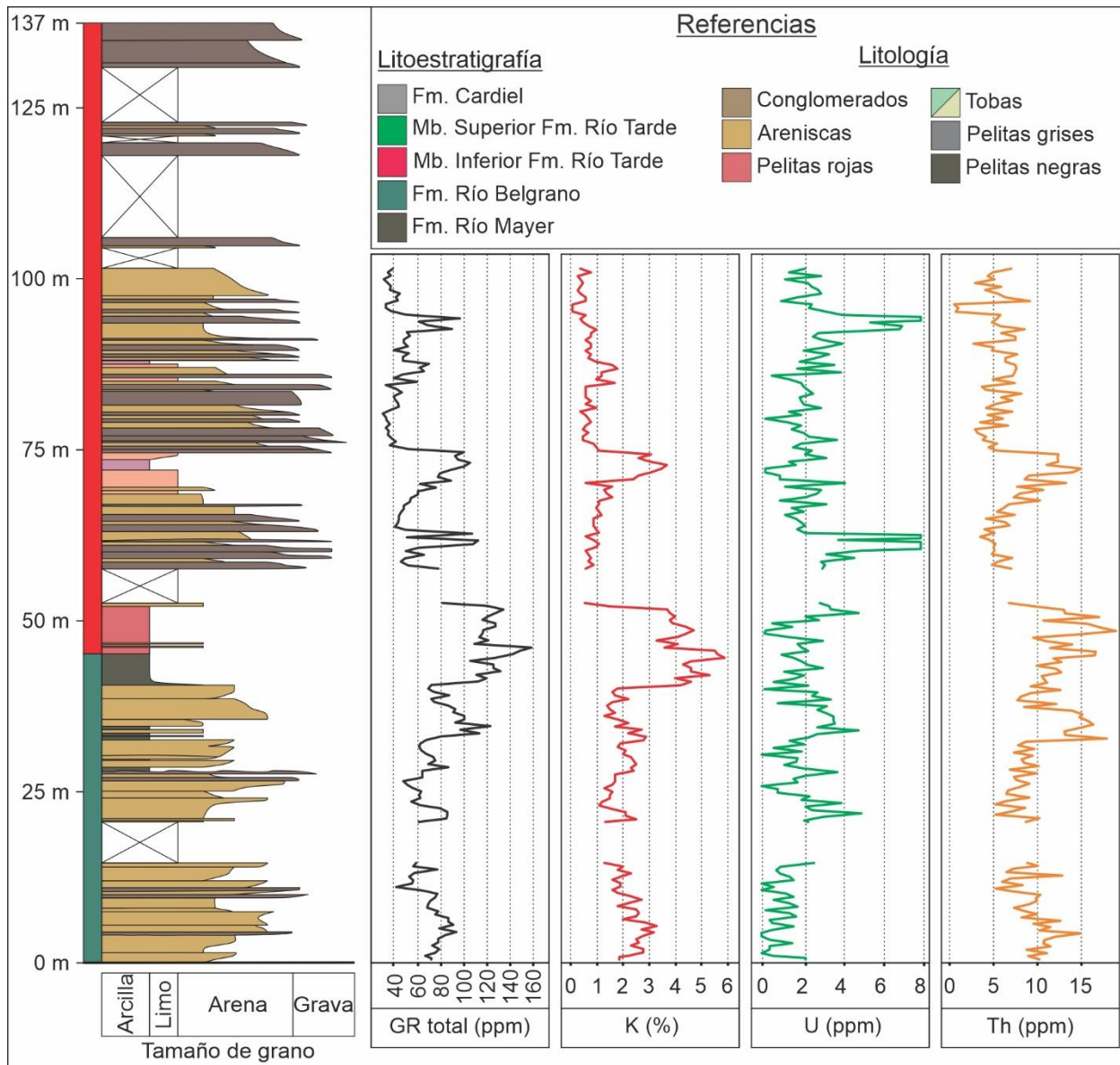


Figura II.2.1. Perfil sedimentológico simplificado de la localidad Río Oro junto con los perfiles de GR total, K, U y Th.

II.2.1.3) Perfil El Águila

Este perfil sedimentológico no posee espesores cubiertos y registra con buenas exposiciones la transición entre las unidades litoestratigráficas estudiadas. En este perfil se realizaron 1004 mediciones, abarcando la Formación Río Belgrano y los miembros Inferior y Superior de la Formación Río Tarde. El perfil de GR total muestra buena correlación con la

variación en el tamaño de grano, mostrando en la Formación Río Belgrano un patrón progradacional-retrogradacional hasta los 50 m, seguido de un patrón agradacional a progradacional hasta su transición con la Formación Río Tarde (Fig. II.2.3). El K presenta muy buena correlación con las variaciones del tamaño de grano del perfil para la Formación Río Belgrano y para el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, pero no ocurre lo mismo para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Fig. II.2.4). En el Miembro Superior el K presenta variabilidad muy elevada en los primeros 130 m, y una clara disminución de los contenidos de K hacia el tope de la unidad. El U no posee tendencias claras, aunque se reconocen enriquecimientos en los primeros canales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, y en el frente deltaico proximal de la Formación Río Belgrano. En el Miembro Superior de la Formación Río Tarde las anomalías de U se asocian a niveles con concreciones carbonáticas y óxidos de hierro. El Th muestra trenes de aumento-disminución muy bien definidos, con longitudes de onda entre 30 y 50 m de espesor, los que son más claros hacia la mitad superior del Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Fig. II.2.4).

II.2.1.4) Perfil Río Belgrano

Este perfil sedimentario incluye a la Formación Río Belgrano y al Miembro Inferior de la Formación Río Tarde (Fig. II.2.5). Se realizaron 419 mediciones, en donde se observa que los perfiles de GR total y K muestran una gran similitud, sugiriendo buena correlación entre ellos. A su vez, estos perfiles muestran gran coincidencia con las variaciones del tamaño de grano reconocidas en el perfil sedimentológico. En base al registro se define una tendencia progradacional para los primeros 40 metros de la Formación Río Belgrano, seguida de una tendencia retrogradacional de 15 metros de espesor (Fig. II.2.5). Por encima, se desarrolla un ciclo progradacional de 70 m, que se interrumpe en el primer canal fluvial del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. El U no muestra tendencias claras ni valores atípicos en todo el perfil. El Th muestra ciclos verticales similares a los observados en la localidad de El Águila.

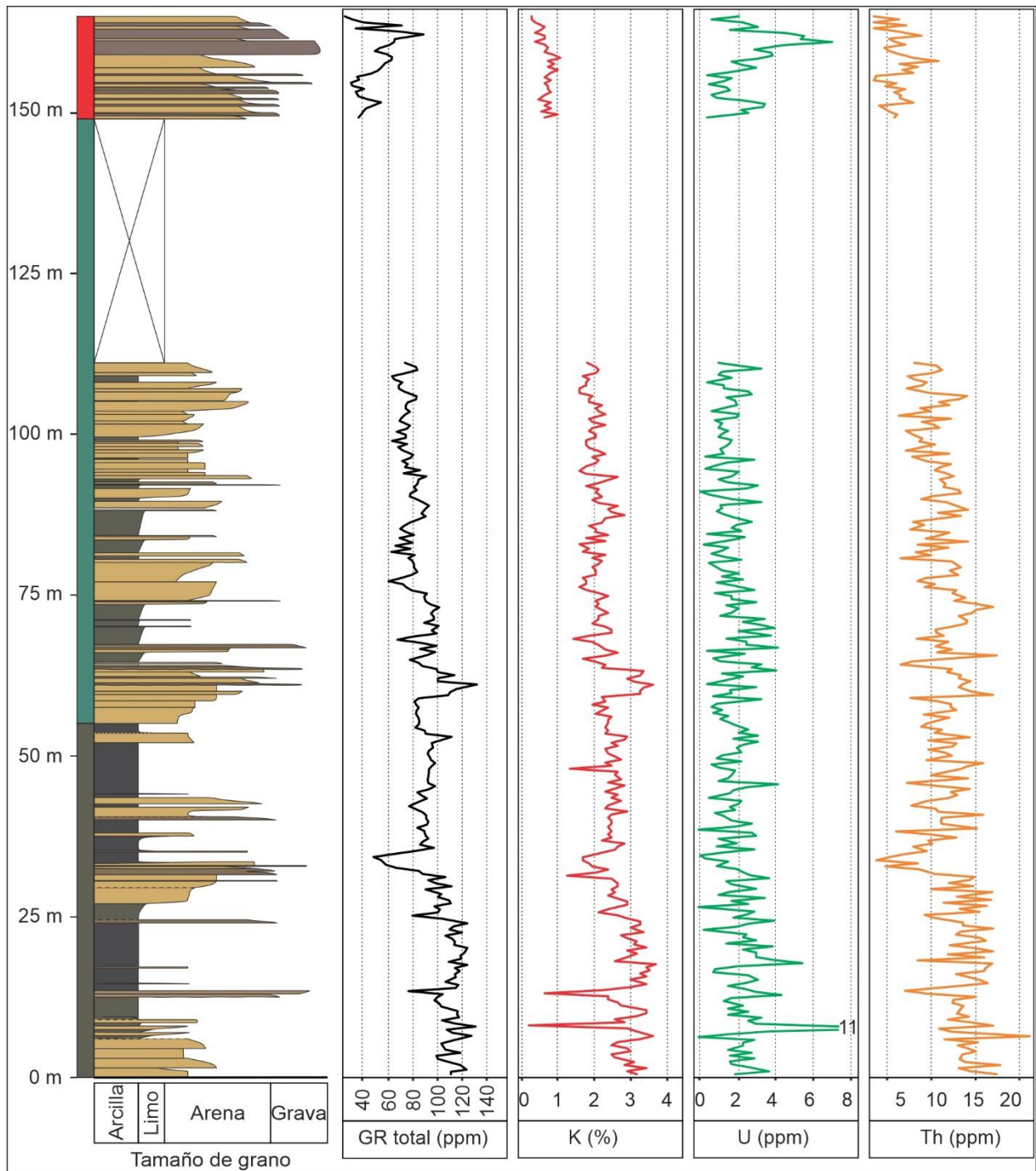


Figura II.2.2. Perfil sedimentológico simplificado Veranada de Gómez junto con los perfiles de GR total, K, U y Th. El valor numérico en el perfil de U representa un valor anómalo expresado en ppm. Referencias en la Fig. II.2.1.

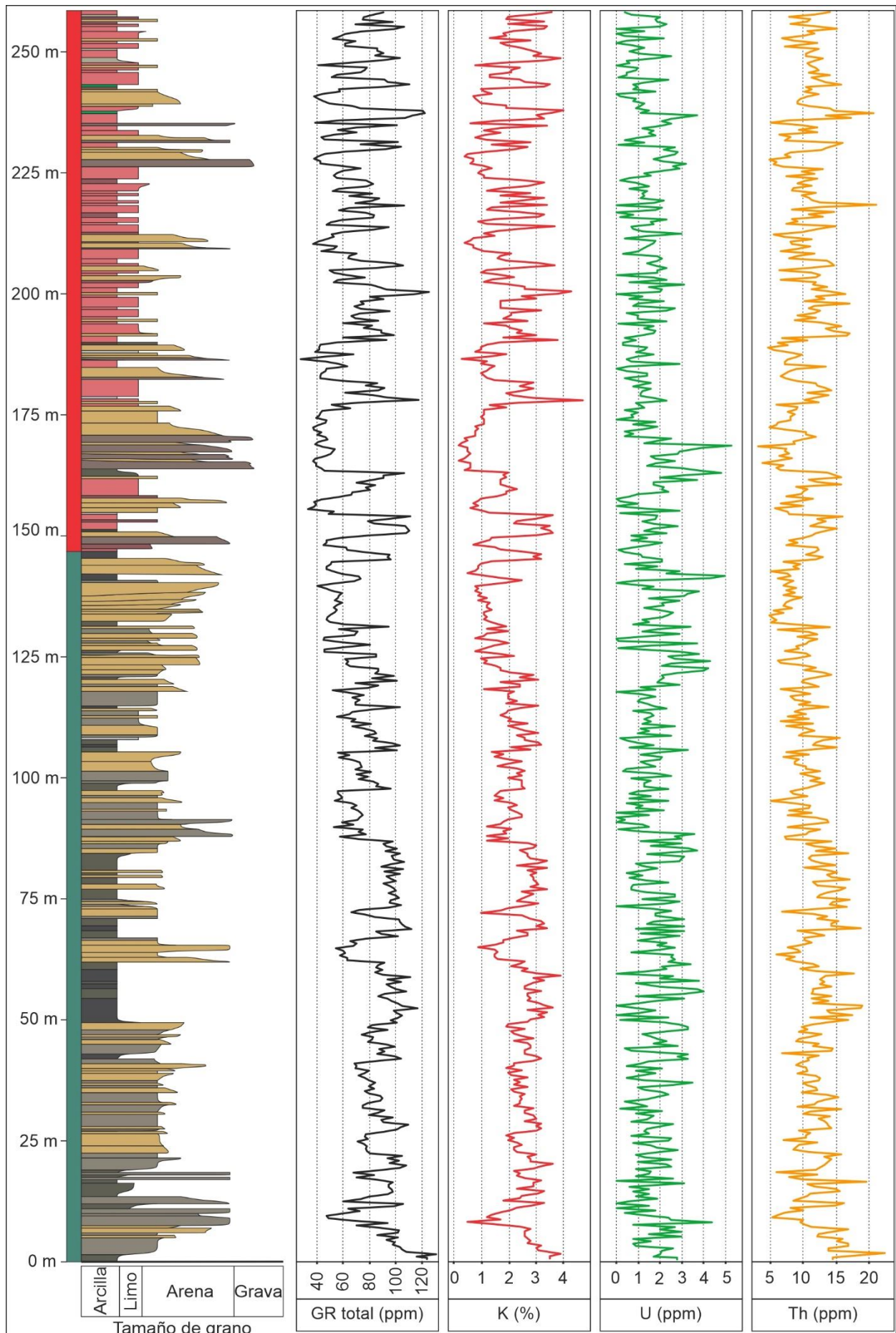


Figura II.2.3 (página anterior). Perfil simplificado El Águila de la Formación Río Belgrano y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde junto con los perfiles de GR total, K, U y Th. Referencias en la Fig. II.2.1.

II.2.1.4) Perfil Cerro Negro

Este perfil sedimentológico abarca al Miembro Superior de la Formación Río Tarde y los primeros 10 m de la Formación Cardiel (Fig. II.2.6). Se realizaron 696 mediciones de SGR, donde se reconoce una gran similitud entre el perfil de GR total y el de K, sugiriendo buena correlación entre ellos. En estos perfiles se reconocen las variaciones litológicas, aunque con lecturas diferentes de los valores de referencia para cada litología, ya que, en los niveles inferiores, las facies finas presentan valores promedio significativamente mayores que en los niveles superiores (Fig. II.2.6). Esta variación en la radioactividad de las planicies dificulta el reconocimiento de variaciones en el tamaño de grano. Esto podría representar ciclos de variación climática y/o cambios verticales de la composición de la ceniza volcánica. A pesar de la gran variabilidad en las mediciones, el U presenta una ciclicidad reconocible, con longitudes de onda entre 50 y 90 m. El Th presenta ciclicidad reconocible para los primeros 200 metros del perfil, pero luego se vuelve difícil de discriminar, ya que aumenta considerablemente la variabilidad entre mediciones sucesivas.

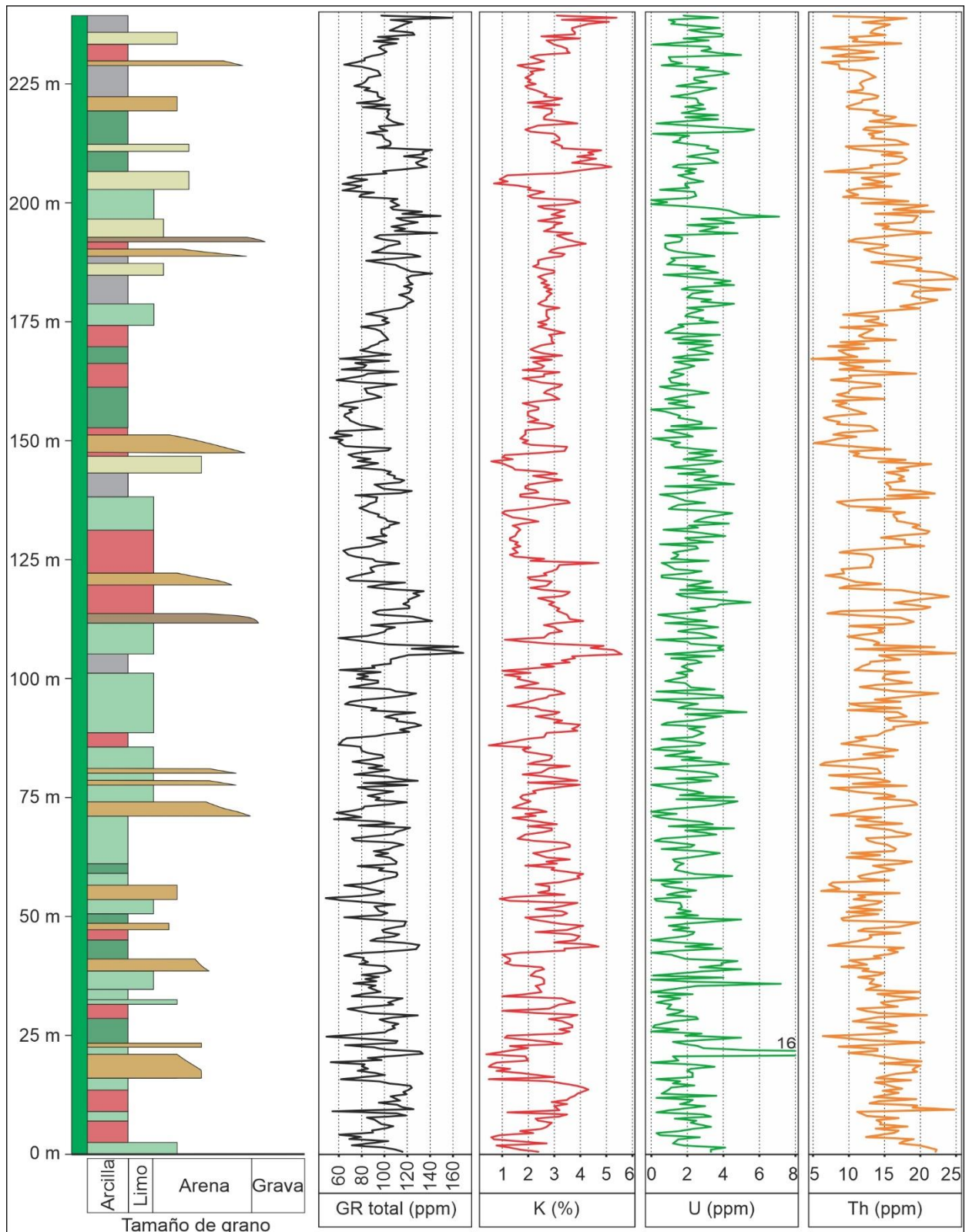


Figura II.2.4. Perfil sedimentológico simplificado del Miembro Superior de la Formación Río Tarde en la localidad El Águila junto a los perfiles de GR total, K, U y Th. Los números sobre el perfil de U representan valores anómalos expresados en ppm. Referencias en la Fig. II.2.1.

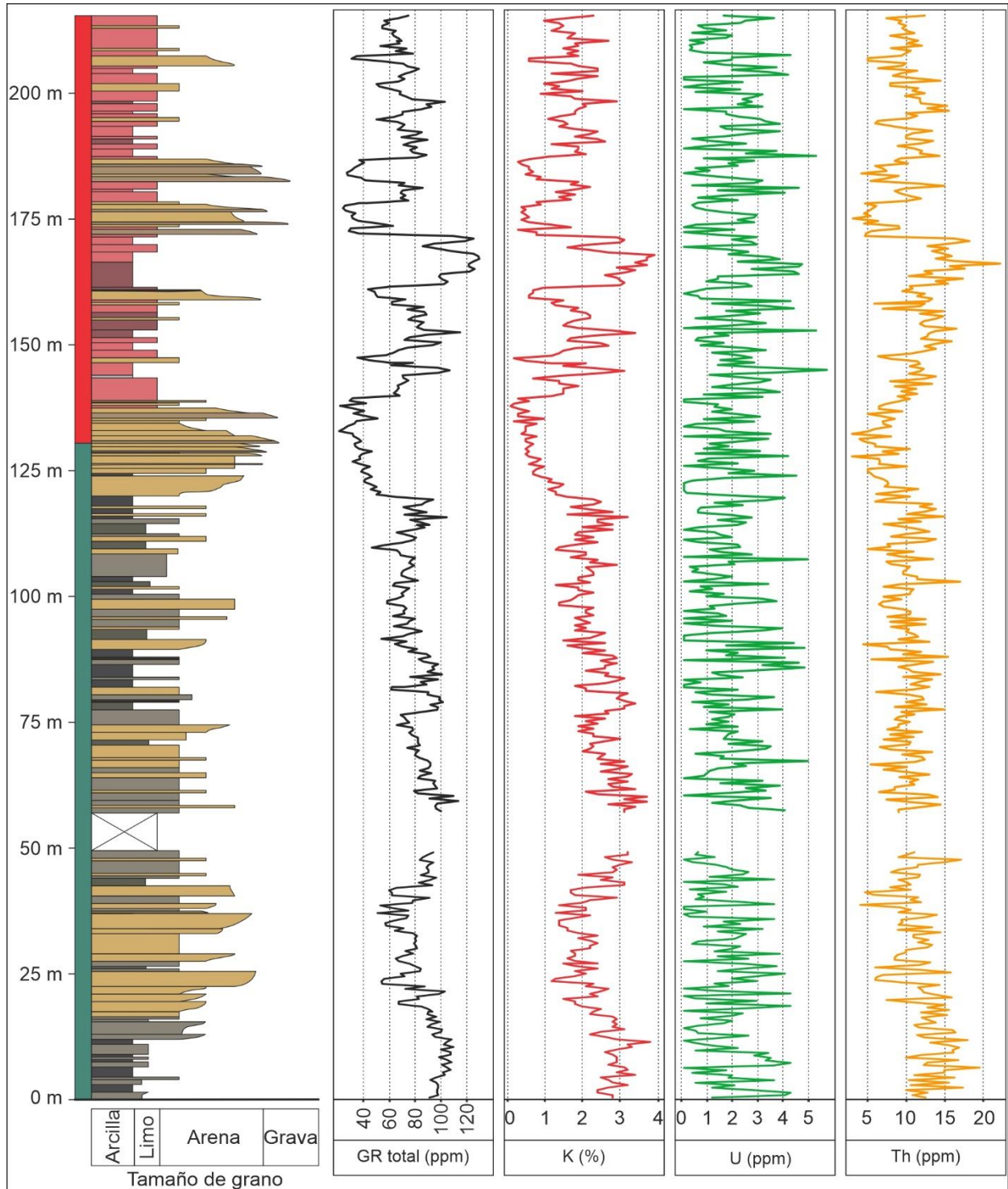


Figura II.2.5. Perfil sedimentológico simplificado Río Belgrano, abarcando la Formación Río Belgrano y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, junto con los perfiles de GR total, K, U y Th. Referencias en la Fig. II.2.1.

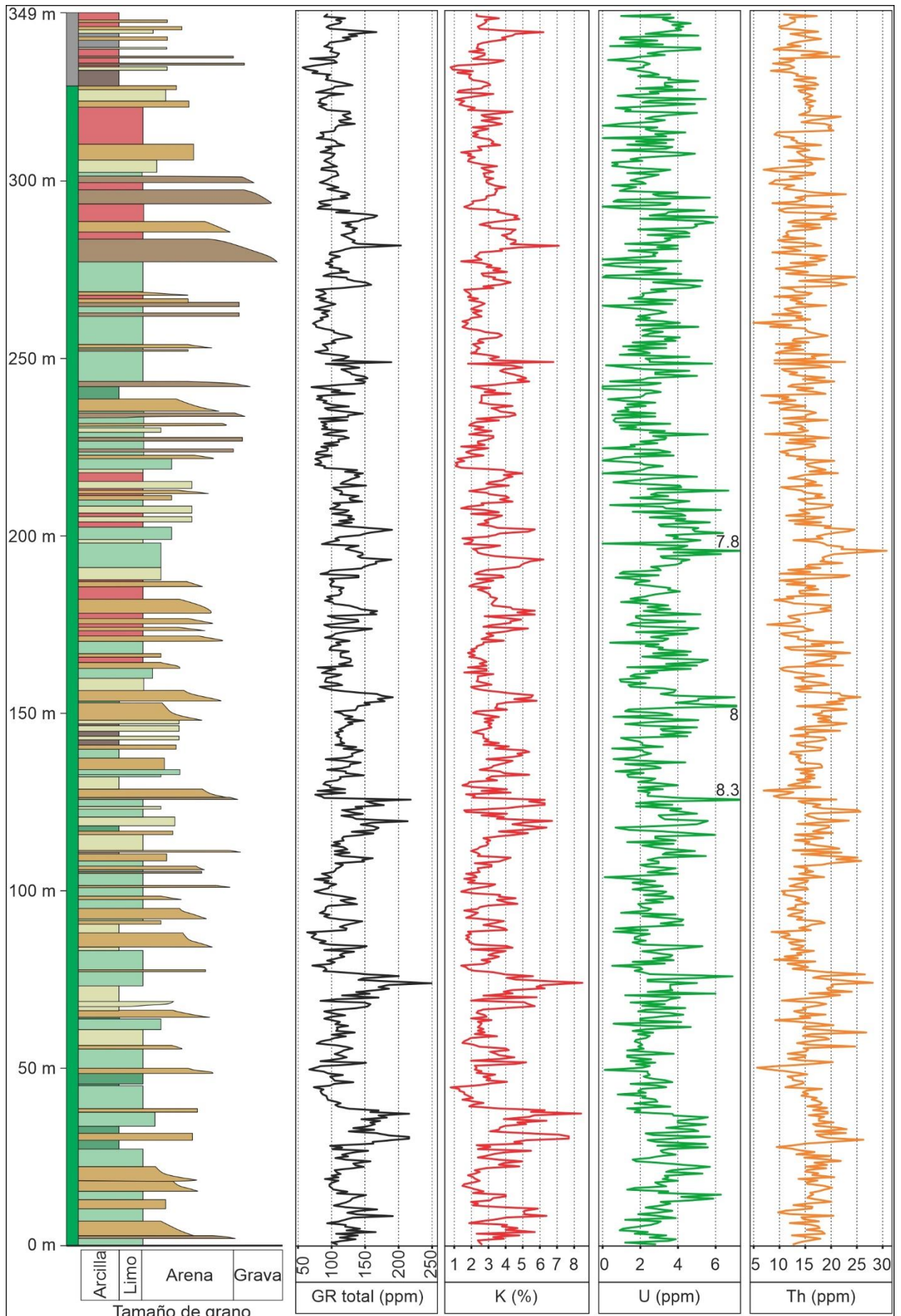


Figura II.2.6 (Página anterior). Perfil sedimentológico simplificado del Miembro Superior de la Formación Río Tarde y de la Formación Cardiel en la localidad Cerro Negro, junto a los perfiles de GR total, K, U y Th. Los números sobre el perfil de U representan valores anómalos expresados en ppm. Referencias en la Fig. II.2.1.

II.2.2) Estadísticas de lecturas de SGR

II.2.2.1) Estadística descriptiva

El análisis estadístico descriptivo permite conocer las magnitudes generales de las lecturas (Tabla II.2.1). Se descartaron del conjunto de datos tres (3) valores atípicos (*outliers*) para evitar que los valores medios y la desviación estándar se alejaran de los valores reales representativos. Estos datos se eliminaron mediante una prueba de detección de valores atípicos de Grubbs con un nivel de significancia de 0,05. El conjunto de datos se clasificó en función de su litología (Tabla II.2.2), su asociación de facies simplificada (Tabla II.2.3) y su unidad litoestratigráfica correspondiente (Tabla II.2.4).

Variable	N	Media	StD	Q1	Mediana	Q3
GR total (ppm)	2550	90,64	29,18	71,80	90,25	107,23
K (%)	2550	2,47	1,12	1,80	2,40	3,10
U (ppm)	2550	2,15	1,39	1,20	2,00	3,00
Th (ppm)	2550	12,56	4,2	9,70	12,30	15,30

Tabla II.2.1. Estadística descriptiva del conjunto de datos de SGR. Se descartaron tres (3) datos atípicos.

N: número de muestras. StD: desviación estándar. Q1: cuartil 1. Q3: cuartil 3.

II.2.2.1.1) SGR y litologías

Dentro de la clasificación litológica realizada existen dos grandes grupos, las unidades epiclásticas y las volcaniclásticas (Fig. II.2.7). Las epiclásticas a su vez se separan en litologías “puras”, con las categorías de arcilitas, limolitas, areniscas y conglomerados, y en “mixtas” donde existe una mezcla de tamaños de grano, como areniscas arcillosas y sucesiones heterolíticas (lenticular y *flaser*).

Las lecturas teóricas de GR total en rocas sedimentarias, que es la suma de la radioactividad de K, U y Th, indican que los tamaños de grano más finos poseen valores mayores de GR total (Serra, 1984; Ellis y Singer, 2007). En este conjunto de datos (Tabla II.2.2), se observan tendencias teóricas dentro de las litologías puras al analizar la variación de su media, desde arcilitas, (104,89 ppm) hasta areniscas (66,48 ppm) (Fig. II.2.7A). Los conglomerados muestran variabilidad significativamente mayor al resto de las litologías puras (StD 32,89 ppm), lo cual puede deberse a que comúnmente poseen intraclastos pelíticos o tobáceos en su composición. Adicionalmente, el alto contenido de U de los conglomerados (Fig. II.2.7C) podría aportar a esta elevada variabilidad en la lectura de GR total. Las litologías mixtas presentan una respuesta esperada, ya que las litologías pelíticas muestran lecturas mayores que las predominantemente arenosas (Fig. II.2.7A). Las litologías volcaniclásticas no presentan prácticamente diferencias, lo cual se atribuye a que la ceniza volcánica se encuentra como componente mayoritario tanto en las tobas finas como en la fracción arenosa.

El K se concentra principalmente en arcillas y feldespatos potásicos, lo cual resulta en lecturas de K más altas en arcilitas y limolitas, y más bajas en areniscas y conglomerados (Dypvik y Bue, 1984; Ellis y Singer, 2007). A su vez, en areniscas cuarzosas se esperan lecturas más bajas que en areniscas líticas o feldespáticas. Dentro de las litologías puras se observa una tendencia de disminución de las lecturas desde arcilitas a conglomerados, tanto para la mediana como para la media, esta última con valores de 3,16% y 1,67%, respectivamente (Fig. II.2.7B). Los conglomerados presentan la mayor variabilidad de las litologías epiclásticas (StD= 1,34%), lo cual podría vincularse al contenido variable de intraclastos pelíticos. Las tobas presentan lecturas medias similares a las arcilitas, pero con mayor variabilidad, sin diferencias significativas entre tobas finas y tobas arenosas (Fig. II.2.7B).

En ambientes oxidantes, el U se concentra comúnmente como un producto diagenético en conglomerados y areniscas, mientras que, en ambientes reductores con materia orgánica las pelitas pueden exhibir concentraciones elevadas de este elemento (Hassan et al., 1976; Algeo y Maynard, 2004). Al comparar la variabilidad en el contenido de U (StD 1,39 ppm, CV 64,6%) con la del K (StD 1,12%, CV 45,3%) o el Th (StD 4,2, CV 33,4%), se observa que la misma es considerablemente mayor en el U. La concentración de U dentro de las rocas epiclásticas es mayor en conglomerados, sugiriendo un origen diagenético vinculado a una mayor permeabilidad de la roca huésped. En campo se detectaron anomalías de U asociadas a niveles conglomerádicos con troncos fósiles (Fig. II.2.1), denotando que la precipitación de U se asocia también a niveles micro-reductores producto de la descomposición de materia orgánica (Tribovillard et al., 2006). Los contenidos más altos de U ocurren en las litologías volcanoclásticas, lo cual podría sugerir un origen magmático de este elemento. En rocas magmáticas, el U suele estar concentrado principalmente en circones (Mange y Morton, 2007), los que a su vez concentran más U en magmas ácidos (Belousova et al., 2002), necesarios para la generación de ceniza volcánica con fragmentación magmática durante eventos de volcanismo explosivo.

La concentración de Th en rocas sedimentarias epiclásticas generalmente sigue una relación inversa con el tamaño del grano (Hassan et al., 1976; Dypvik y Bue, 1984). Los datos

obtenidos de las mediciones siguen consistentemente esta regla, con valores mayores en arcilitas (media 14,05 ppm) que disminuyen hasta los valores mínimos en conglomerados (media 8,78 ppm), aunque localmente las psefitas exhiben valores de concentración más altos que las areniscas (Fig. II.2.7D). Los valores más elevados de Th se observan en las tobas, posiblemente relacionados con el contenido de minerales pesados (e.g., circón, monacita), donde el Th es abundante (Ruffell et al., 2003).

Litología	N	GR total (ppm)		K (%)		U (ppm)		Th (ppm)	
		Media	StD	Media	StD	Media	StD	Media	StD
Arcilita	448	104,89	20,03	3,16	0,81	2,10	1,29	14,05	3,59
Limolita	319	86,99	25,56	2,23	0,92	2,04	1,29	13,06	3,77
Arenisca-arcillosa	172	85,83	14,28	2,60	0,54	1,60	0,97	11,41	2,29
Lenticular	115	93,91	11,55	2,71	0,47	1,99	1,14	12,77	2,51
<i>Flaser</i>	113	83,42	12,15	2,34	0,51	1,86	1,31	11,33	2,72
Arenisca	563	66,48	21,97	1,69	0,85	1,79	1,37	9,39	3,31
Conglomerado	173	69,67	32,89	1,67	1,34	2,45	1,77	8,78	4,05
Toba fina	283	109,33	28,30	2,87	1,26	2,61	1,37	15,72	3,58
Toba arenosa	364	112,54	26,18	3,01	1,18	2,75	1,38	15,34	3,57

Tabla II.2.2. Estadística descriptiva del conjunto de datos de SGR clasificados según su litología. N: número de muestras. StD: desviación estándar.

II.2.2.1.2) SGR y asociaciones de facies

Los datos de SGR fueron clasificados también de acuerdo a la asociación de facies a la que correspondía cada medición. Para simplificar la interpretación, los datos fueron clasificados en asociaciones más genéricas que las empleadas en la sección de sedimentología (ver Tabla II.2.3). Las mediciones de los canales fluviales y de la planicie de inundación proximal de la Formación Río Tarde se subdividieron en aquellas correspondientes al Miembro Inferior y al Miembro Superior, ya que presentan valores muy contrastantes de GR total, K y Th.

Al analizar las tendencias generales de los datos de GR total por asociación de facies (AF) podemos notar que las tendencias generales de cada AF se corresponden, esperablemente, a las litologías que la componen (Tabla II.2.3). Por ejemplo, las AF dominadas por arcilitas (prodelta, llanura fluvio-deltaica y planicie de inundación distal) poseen los valores de GR total más altos (Figs. II.2.8A). Por el contrario, las AF dominadas por areniscas y conglomerados (canales fluvio-deltaicos, canales fluviales y planicie de inundación proximal) presentan valores de GR total más bajos (Figs. II.2.8A). Los valores más altos de radioactividad se encuentran en las AF volcaniclásticas, que incluye a la planicie de inundación distal tobácea, a los canales fluviales y la planicie de inundación proximal del Miembro Superior de la Formación Río Tarde. Los canales fluviales y los depósitos de planicie de inundación proximal del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde poseen valores de radioactividad significativamente menores que los del Miembro Superior. La media de GR total de los canales fluviales aumenta de 44,47 ppm en el Miembro Inferior a 101,36 en el Miembro Superior, mientras que en la planicie de inundación proximal las lecturas aumentan de 54,2 ppm a 107,4 ppm (Fig. II.2.8A). El incremento de los valores medios de GR total responde a que los depósitos del Miembro Superior de la Formación Río Tarde están dominados por componentes volcaniclásticos, mientras que los del Miembro Inferior son areniscas y conglomerados con elevado contenido de cuarzo (Barberón et al., 2015).

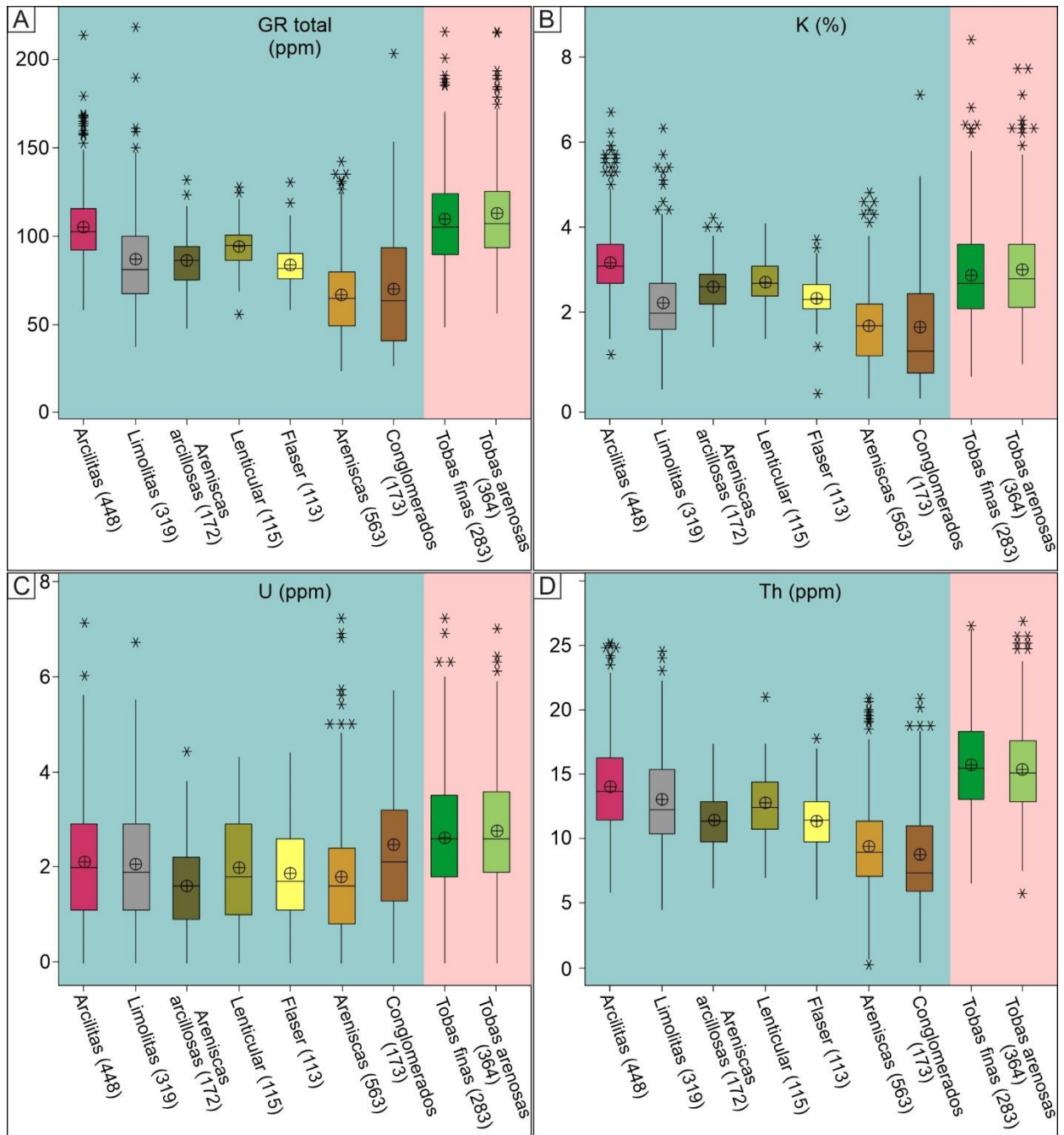


Figura II.2.7. Gráficos de cajas y bigotes de GR total (A), K (B), U (C) y Th (D) para cada litología. El color celeste de fondo señala las litologías epiclásticas mientras que el rosado representa las rocas volcanoclásticas. Los círculos con una cruz representan la media y los asteriscos indican los valores que se desvían más de 1,5 veces el rango intercuartil.

Los valores de K de las AF se corresponden con el contenido de K de las litologías que la componen, con valores más altos para materiales pelíticos y tobáceos, y más bajos para los

que están integrados por areniscas y conglomerados (Tabla II.2.3, Fig. II.2.8B). Dentro de las AF epiclásticas se reconoce disminución del contenido de K entre el prodelta (media 2,62 %) y el frente deltaico (media 2,01 %), asociado a la mayor arcillosidad del primero. En la planicie fluvio-deltaica, los canales (media 1,35 %) presentan valores considerablemente más bajos que las llanuras deltaicas (media 3,31 %), ya que las últimas están compuestas casi exclusivamente por arcilitas. Al igual que en las lecturas de GR total, el contenido de K de los canales fluviales y de la planicie de inundación proximal del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde posee valores menores que los del Miembro Superior. En los canales, el contenido de K aumenta de 0,69 % a 2,8 %, mientras que en la planicie proximal aumenta de 0,5% a 1,17% (Fig. II.2.8B). Es interesante notar la dificultad para diferenciar las AF volcaniclásticas en función de su contenido de K, ya que las concentraciones son similares en todos los casos, en donde se superpone el rango intercuartil (Fig. II.2.8B).

La concentración de U en las distintas AF muestra diferencias entre las medias que no superan el rango intercuartil, por lo que no parecen ser diferencias significativas estadísticamente. Los depósitos de prodelta poseen valores un poco mayores que los de frente deltaico, lo cual podría asociarse al estado reductor de las pelitas negras que favorece la precipitación de U (Myers y Wignall, 1987) o alternatively a la materia orgánica presente en estas litologías (Regenspurg et al., 2010). Los valores más altos se encuentran en depósitos de la planicie de inundación distal tobácea, lo cual se vincula con su composición volcaniclástica. Los canales fluviales y las planicies de inundación proximales presentan valores de U elevados, lo cual es característico de enriquecimiento diagenético, ya que estas litologías funcionan como vía preferencial para la circulación de fluidos durante la diagénesis, siendo en muchos casos ejemplos de depósitos de U de clase mundial (IAEA, 1985).

La concentración de Th muestra valores considerablemente más altos para las AF con composiciones predominantemente volcaniclásticas, y también para las AF con abundante material pelítico (ver Tabla II.3; Fig. II.2.8C). Dentro de las AF epiclásticas, las lecturas más bajas de Th ocurren en los canales fluviales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde y en los canales

fluvio-deltaicos, ya que estas AF concentran el material sedimentario más grueso, con menor concentración de Th. Al contrario, los valores más altos ocurren en el prodelta y la planicie de inundación distal, siendo ambas zonas de depositación de facies finas, en donde el Th presenta mayores concentraciones.

Asociación de facies	N	GR total (ppm)		K (%)		U (ppm)		Th (ppm)	
		Media	StD	Media	StD	Media	StD	Media	StD
Prodelta	469	89,55	15,33	2,62	0,58	1,82	1,14	11,99	2,90
Frente deltaico	315	71,97	14,96	2,01	0,60	1,61	1,07	9,83	2,60
Llanura fluvio-deltaica	31	98,39	28,24	3,31	1,30	1,79	1,17	11,34	2,58
Canal fluvio-deltaico	35	63,89	17,92	1,35	0,50	1,96	1,21	9,90	3,05
Canal fluvial	406	72,22	35,37	1,72	1,31	2,40	1,75	9,71	4,54
Planicie de inundación proximal	285	100,22	30,76	2,62	1,24	2,42	1,42	14,09	4,21
Planicie de inundación distal epiclástica	536	92,02	21,62	2,58	0,87	1,95	1,19	13,35	3,67
Planicie de inundación distal volcanoclástica	473	114,07	27,92	3,08	1,26	2,72	1,41	15,81	3,54

Tabla II.2.3. Estadística descriptiva del conjunto de datos de SGR clasificados según su AF. N: número de muestras. StD: desviación estándar.

Unidad litoestrigráfica	N	GR total (ppm)		K (%)		U (ppm)		Th (ppm)	
		Media	StD	Media	StD	Media	StD	Media	StD
Fm. Río Mayer	118	99,05	15,37	2,87	0,62	2,21	1,31	12,55	2,95
Fm. Río Belgrano	723	79,78	17,54	2,29	0,72	1,68	1,07	10,85	2,92
Miembro Inferior Fm. Río Tarde	532	64,94	24,59	1,58	1,02	1,82	1,47	9,58	3,61
Miembro Superior Fm. Río Tarde	1167	108,09	26,10	2,94	1,13	2,57	1,41	14,97	3,87
Fm. Cardiel	10	105,87	14,18	2,81	0,54	3,60	1,01	12,45	2,16

Tabla II.2.4. Estadística descriptiva del conjunto de datos de SGR clasificados según su unidad litoestratigráfica correspondiente. N: número de muestras. StD: desviación estándar

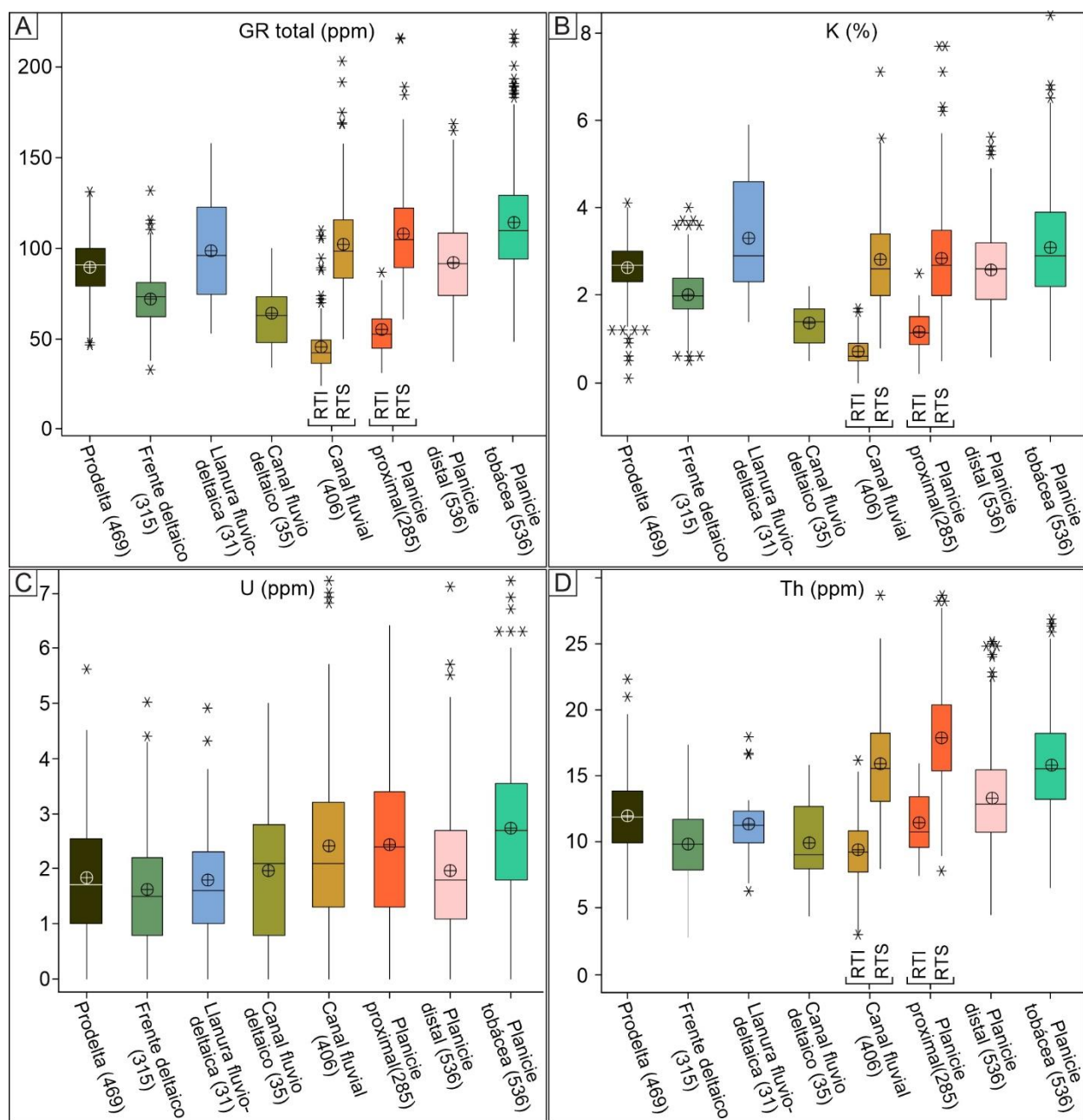


Figura II.2.8. Gráficos de cajas y bigotes de GR total (A), K (B), U (C) y Th (D) para cada asociación de facies. Los canales fluviales y la planicie de inundación proximal fueron subdivididos según el miembro de la Formación Río Tarde al que corresponden, RTI para el Miembro Inferior y RTS para el Miembro Superior. Los círculos con una cruz representan la media y los asteriscos los valores que se desvían más de 1,5 veces el rango intercuartil.

II.2.2.1.3) SGR y litoestratigrafía

Las unidades analizadas se pueden subdividir en epiclásticas, que incluyen las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, y en volcaniclásticas, que abarcan el Miembro Superior de la Formación Río Tarde y la Formación Cardiel. Dentro de las unidades epiclásticas, se observa una tendencia de disminución de la lectura de GR total, K y Th, desde la Formación Río Mayer hacia el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde (Fig. II.2.9A-D). Esto se debe a que la arcillosidad de las unidades aumenta con la batimetría de los subambientes sedimentarios que la componen (ver perfiles sedimentarios detallados). Un aumento notable de la radioactividad total y de cada uno de los elementos radioactivos ocurre en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde, debido principalmente a su contenido predominantemente volcaniclástico. La disminución del contenido de Th en la Formación Cardiel marca la baja del contenido volcaniclástico en relación a la unidad subyacente.

II.2.2.2) Correlación

Se analizan las relaciones existentes entre las variables (GR total, K, U y Th), tanto en general para el conjunto de datos, como en particular para cada litología. A continuación, se presentan las matrices de correlación para todo el conjunto de datos y para cada litología pura (Tabla II.2.5).

Al analizar las matrices de correlación se observa que la mayor correlación de la radioactividad total es con el K, seguido del Th y finalmente por el U. El K y el Th muestran buena correlación en limolitas, areniscas y conglomerados. La buena correlación entre GR total, K y Th, explica las similitudes en la variación vertical de la concentración de estos elementos (ver Figs. II.2.1 a II.2.6).

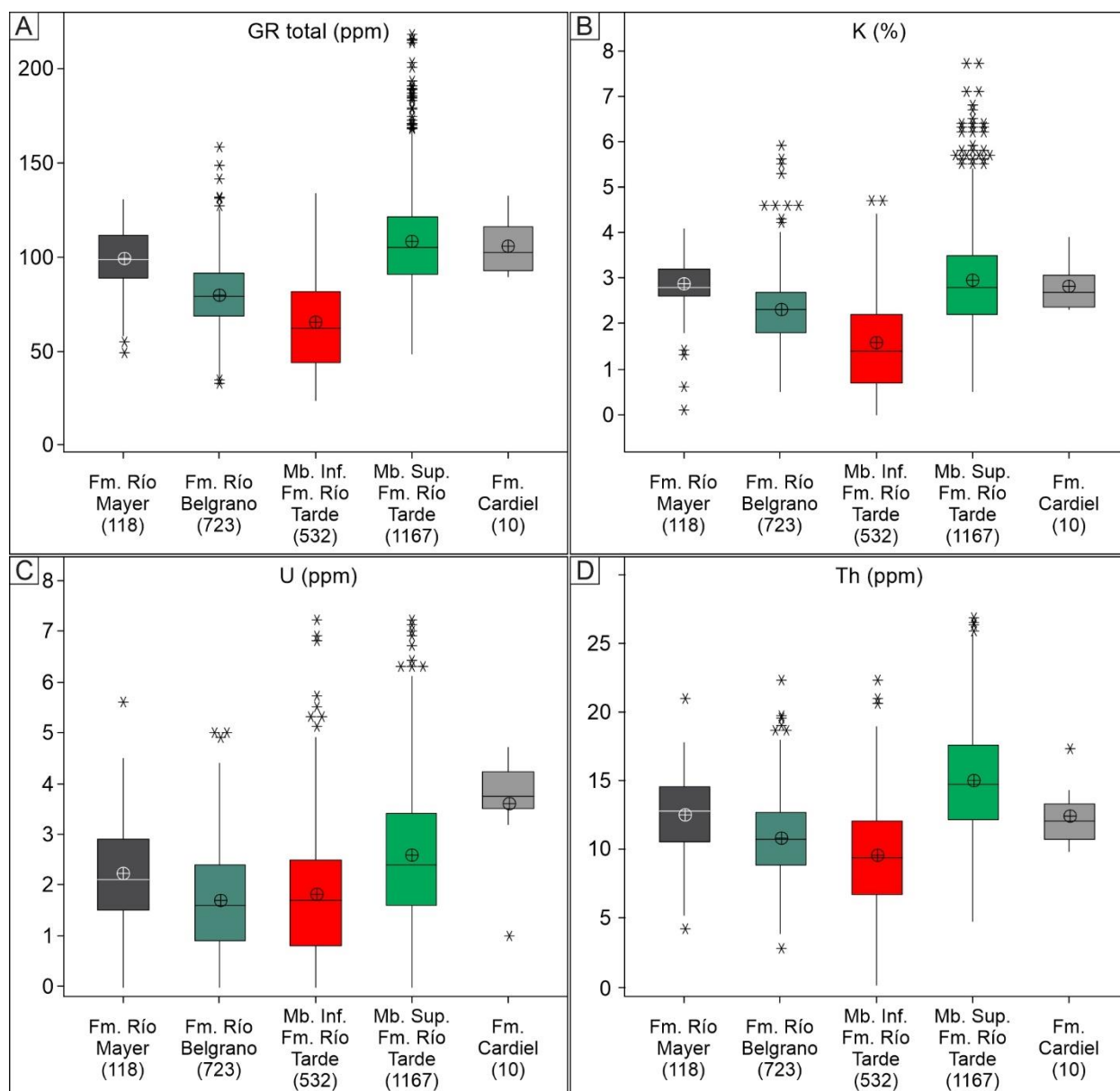


Figura II.2.9. Gráficos de cajas y bigotes de GR total (A), K (B), U (C) y Th (D) para cada unidad litoestratigráfica analizada. Los círculos con una cruz representan la media y los asteriscos los valores que se desvían más de 1,5 veces el rango intercuartil.

SGR total				Arcilitas				Limolitas			
	GR total	K	U		GR total	K	U		GR total	K	U
K	0.88			K	0.80			K	0.86		
U	0.41	0.14		U	0.40	0.07		U	0.52	0.25	
Th	0.76	0.55	0.09	Th	0.60	0.27	-0.05	Th	0.74	0.49	0.19
Areniscas				Conglomerados				Tobas			
	GR total	K	U		GR total	K	U		GR total	K	U
K	0.84			K	0.89			K	0.89		
U	0.32	-0.05		U	0.31	-0.02		U	0.42	0.19	
Th	0.71	0.55	-0.09	Th	0.78	0.70	-0.11	Th	0.55	0.26	0.03

Tabla II.2.5. Matrices de correlación para el conjunto de datos de SGR (N=2550) y para cada litología. Los valores en negro corresponden a coeficientes de correlación de Pearson con valores p menores a 0,05, mientras que los de color rojo son mayores a 0,05.

II.2.2.3) Análisis de la varianza (ANOVA)

En la sección de estadística descriptiva se examinaron e interpretaron las tendencias estadísticas generales de cada litología y cada asociación de facies. Aunque este enfoque intuitivo resulta valioso para definir litologías y asociaciones de facies utilizando datos de SGR, no es un método que permita establecer si las diferencias observadas poseen significancia estadística o no. Para evaluar la significancia de las inferencias realizadas anteriormente, y comprobar si la utilización de SGR permite o no diferenciar litologías y asociaciones de facies, se llevó a cabo un análisis de varianza (ANOVA) con una prueba de comparaciones múltiples (Test de Tukey).

Los resultados del test de Tukey se presentan en la Fig. II.2.10A para litologías, en la Fig. II.2.10B para las AF epiclásticas, y en la Fig. II.2.10C para las asociaciones de facies volcanoclásticas. Cada figura contiene un test de Tukey para cada variable analizada (GR total, K y Th), en donde cada letra representa un grupo con una media significativamente diferente. Si el test de Tukey arroja letras diferentes para cada litología, significa que las medias de cada

litología son significativamente diferentes entre sí, por lo que el espectrómetro es útil para discriminar litologías. Por el contrario, si el *test* asigna una o dos letras a todas las litologías, se concluye que el espectrómetro es ineficaz para la diferenciación. El U se excluye de los testeos ya que no cumple con los supuestos para un ANOVA, principalmente debido a una distribución asimétrica fuertemente negativa (Ståhle y Wold, 1989; Walpole et al., 2012).

Al analizar los *tests* de Tukey realizados sobre las litologías (Fig. II.2.10A) se observa que las litologías poseen una relativamente buena diferenciación con los datos de GR total, ya que el *test* permitió la generación de 5 grupos, con medias decrecientes de A hasta E. Las litologías volcánicas (A) presentan los valores de media más altos, aunque las tobas finas poseen una media que no es significativamente mayor a la de las arcilitas (B). La diferenciación entre litologías mixtas y limolitas es compleja, ya que los 4 grupos poseen medias similares agrupadas en C y D. Los conglomerados y areniscas poseen una media indistinguible entre sí (E), y diferencias significativas con el resto de las litologías.

Aunque el K permitió una mejor diferenciación litológica permitiendo formar 6 grupos (desde A hasta F), la mayoría de las litologías comparten grupos (más de una letra), especialmente las litologías volcánicas y mixtas. Como en el uso de estadística descriptiva, los conglomerados y las areniscas poseen los valores de media más bajos, y resultan indistinguibles entre sí.

El Th posee la diferenciación litológica con mayor significado geológico, ya que separa a las litologías volcánicas por un lado (A) con las mayores concentraciones, seguidas por las arcilitas (B), las litologías mixtas y limolitas (C y D) y finalmente las areniscas y conglomerados (E), con los menores valores. Esta disminución progresiva del contenido de Th a medida que aumenta el tamaño de grano sigue la tendencia teórica esperable (Hassan et al., 1976; Dypvik y Bue, 1984), y la herramienta permite su distinción con significancia estadística.

A Litologías						
ANOVA Tukey Test	Total GR $p \approx 0$		Media	K $p \approx 0$		Th $p \approx 0$
	Media				Media	
Arcilitas	104.9	B	3.16	A	14.0	B
Limolitas	87	C D	2.23	E	13.1	C
Areniscas-Arc	85.8	C D	2.60	C D	11.4	D
Lenticular	93.9	C	2.71	B C D	12.8	C
Flaser	83.4	D	2.34	D E	11.3	D
Areniscas	66.5	E	1.69	F	9.4	E
Conglomerados	69.7	E	1.66	F	8.8	E
Tobas finas	109.3	A B	2.87	B C	15.7	A
Tobas arenosas	112.5	A	3.00	A B	15.3	A

B AF Epiclásticas						
ANOVA Tukey Test	Total GR $p \approx 0$		Media	K $p \approx 0$		Th $p \approx 0$
	Media				Media	
Prodelta	89.5	A	2.62	B	14.0	A
Frente deltaico	72.0	C	2.01	D	13.1	C
Llanura FD	98.4	A	3.31	A	11.4	A B
Canal FD	63.9	C D	1.35	E	12.8	B C
Canal fluvial	44.5	E	0.69	F	11.3	D
Planicie prox	54.2	D	1.15	E	9.4	C
Planicie distal	81.7	B	2.29	C	8.8	A

C AF Volcaniclásticas						
ANOVA Tukey Test	Total GR $p \approx 0$		Media	K $p=0.005$		Th $p \approx 0$
	Media				Media	
Canal fluvial	101.4	B	2.80	B	14.0	C
Planicie prox	107.4	B	2.85	B	15.0	B
Planicie distal	103.0	B	2.88	A B	14.8	B
Planicie tobácea	114.1	A	3.08	A	15.8	A

Figura II.2.10 (página anterior). A) Test de Tukey con los datos clasificados según su litología. B) Test de Tukey para las asociaciones de facies epiclásticas. C) Test de Tukey para las asociaciones de facies con composición volcaniclástica. Los valores de GR y Th están expresados en ppm y los de K en %. El valor p de cada test está expresado por p , siendo en todos los casos menor al nivel de significancia (0,05).

Al analizar los resultados del test de Tukey para los datos de rocas epiclásticas (Fig. II.2.10B) clasificados en AF se observa una diferenciación en base a los datos de GR total con

significado geológico, que separa los grupos en función de su contenido litológico. En el grupo con valores más altos (A) están el prodelta y la llanura fluvio-deltaica, ambas asociaciones predominantemente pelíticas. Le sigue el grupo B, el cual contiene a la planicie de inundación distal, que está compuesta por arcilitas y limolitas. El grupo C contiene a los canales fluvio-deltaicos y al frente deltaico, las cuales son AF con mezcla de areniscas y pelitas. Los canales fluvio-deltaicos poseen radioactividad media indistinguible de los depósitos de planicie de inundación proximal (D), lo cual es consistente con su similar composición litológica. Por último, la AF con menor radioactividad son los canales fluviales (E), ya que son la AF más limpia, con menos arcillas y predominantemente cuarzosas.

El K genera una distinción de grupos muy similar al GR total, en donde la única diferencia es que permite diferenciar, con significancia estadística, a los depósitos de llanura fluvio-deltaica (A) de los de prodelta. Aunque el Th realiza menos separaciones en grupo que el GR total y el K, éste permite agrupar en "A" a las AF dominadas por material pelítico, prodelta, llanura fluvio-deltaica y planicie de inundación distal, en C las AF con mezclas de areniscas y pelitas, y en D, con los menores valores, a los canales fluviales.

Para las asociaciones de facies volcanoclásticas (Fig. II.2.10C), ni el GR total ni el K permiten hacer una adecuada discriminación de AF, ya que en ambos casos se identifican únicamente dos grupos, los cuales no permiten realizar una interpretación geológica. El Th, por su parte, permite diferenciar a las planicies netamente volcanoclásticas de las que solo contienen una proporción de material volcanoclástico (B). En B igualmente se incluyen los depósitos de planicie de inundación proximal, los cuáles son una mezcla de material epiclástico con ceniza volcánica. Finalmente, en el grupo C, con las menores lecturas de Th, se encuentran los canales fluviales volcanoclásticos.

II.2.3) Correlación entre perfiles

Los perfiles de rayos gamma espectral (SGR) se utilizan habitualmente en la industria hidrocarburífera para interpretar litologías e inferir propiedades petrofísicas de pozos. Estos perfiles también se utilizan para la correlación estratigráfica, no solo de reservorios, sino también de las tendencias generales de mayor escala (Cant, 1992; Shank y Plint, 2013). En esta sección, utilizamos los perfiles SGR para construir dos esquemas de correlación semi-regionales, uno para las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde (Fig. II.2.11), y otro para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Fig. II.2.12). Los esquemas de correlación se realizaron en base a la búsqueda de equivalencias entre las tendencias verticales de K y Th. Los perfiles de GR total no se incluyen en los esquemas de correlación ya que resultan redundantes con las tendencias observadas en el K. El uranio, por su parte, se excluye de los esquemas de correlación debido a la ausencia de tendencias verticales correlacionables, probablemente influenciadas por procesos de meteorización y/o diagénesis, las cuales pueden ser locales (Rosholt, 1992). Las tendencias verticales en los perfiles de K se asocian comúnmente a variaciones en la intensidad de la meteorización química y, consecuentemente, a cambios climáticos, por ejemplo, desde condiciones secas a húmedas, o viceversa (Ruffell y Worden, 2000; Ruffell et al., 2003; Gould et al., 2014). Al asumir que estos niveles correlacionables de K se asocian a cambios climáticos en el área del sistema depositacional, y dada la cercanía existente entre los perfiles, se puede establecer la coetaneidad de los intervalos correlacionados en base a trenes de este elemento (ten Veen y Postma, 1996; Gould et al., 2014; De Vleeschouwer et al., 2017; Li et al., 2017, 2019). Sin embargo, se necesitan metodologías alternativas para corroborar que las tendencias reconocidas sean efectivamente respuestas a cambios climáticos ya que la señal climática puede ser enmascarada por señales de otras variables (Li et al., 2019). Las variaciones verticales en el contenido de Th se interpretan como cambios en el área fuente de los sedimentos (Simíček et al., 2012) o en unidades volcanoclásticas a cambios en la composición química de la ceniza

que las componen (Locardi, 1967; Locardi y Mittempergher, 1967; Gould et al., 2014; McGowan, 2015).

En ambos esquemas de correlación se reconocieron tendencias verticales correlacionables de K y Th, independientes de la litología, que fueron denominadas con letras para facilitar su descripción. En el proceso de identificación y correlación de tendencias, se evitaron las correlaciones netamente litológicas. Por ejemplo, dentro de la Formación Río Belgrano se reconocen tendencias verticales de K que copian los perfiles sedimentológicos y, a pesar de ser patrones “correlacionables” no fueron utilizadas.

II.2.3.1) Esquema de correlación de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde

Este esquema de correlación abarca las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. Los perfiles que lo integran son, de norte a sur, Río Oro (RO), Veranada de Gómez (VdG), El Águila (EA) y Río Belgrano (RB), abarcando un total de 29 km en dirección aproximadamente N-S. El datum horizontal utilizado se establece en el contacto entre las formaciones Río Belgrano y Río Tarde.

Las secciones basales de los perfiles VdG y EA se correlacionaron en base a una tendencia similar en los perfiles de K y de Th (A), que permite la vinculación de las facies de prodelta hemipelágico de la Formación Río Mayer con las del frente deltaico distal de la Formación Río Belgrano. Por encima, el intervalo B se correlaciona entre RB y EA con certeza, y con VdG solo en su porción superior. Este intervalo representa un ciclo de somerización identificado en la localidad RB, con la progradación de depósitos de frente deltaico hacia el NE. Esta correlación sugiere una conexión entre los procesos de la cuenca para los perfiles australes. El intervalo C, reconocido en base a un patrón decreciente-creciente en el contenido de Th, es el primero que se puede correlacionar en todas las columnas, marcando una vinculación de los

procesos en todo el sector analizado. Este evento representa en los perfiles una somerización caracterizada por depósitos de frente deltaico proximal en RO, frente deltaico distal en VdG y prodelta en EA y RB. Hacia el tope de la Formación Río Belgrano y en transición al Miembro Inferior de la Formación Río Tarde se identifica el intervalo D, caracterizado por el aumento del contenido de Th. Este intervalo se reconoce en todos los perfiles, excepto en VdG, donde podría estar cubierto. Al analizar las AF que integran este intervalo se observa van cambiando hacia el sur, ya que en RO está representado por facies de llanura fluvio-deltaica, en EA por depósitos de llanura fluvio-deltaica y de frente deltaico proximal, y en RB por depósitos de prodelta y frente deltaico distal.

El primer intervalo identificado en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde es el E, que, a pesar de su espesor reducido, posee un patrón de K y Th muy característico (Fig. II.2.11). Este intervalo se reconoce en RO y en EA, pero no en RB, donde su posición parece estar ocupada por F, sugiriendo que no representan sistemas equivalentes o que los canales de F erosionaron los depósitos de E. La última alternativa es consistente con la ausencia de depósitos de llanura deltaica en RB, en donde los canales fluviales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde apoyan mediante una superficie erosiva directamente sobre depósitos asignados al frente deltaico. El intervalo F suprayace a E, y se identifica por una tendencia creciente de Th de casi 50 m, que está acompañada en sus últimos metros por un tren creciente en el contenido de K. Finalmente, el último intervalo reconocible es G, el cual presenta una tendencia decreciente en Th y creciente en K. Es interesante notar que los perfiles de mayores dimensiones de esta unidad se ubican en zonas en donde se registran contenidos bajos de Th y de K.

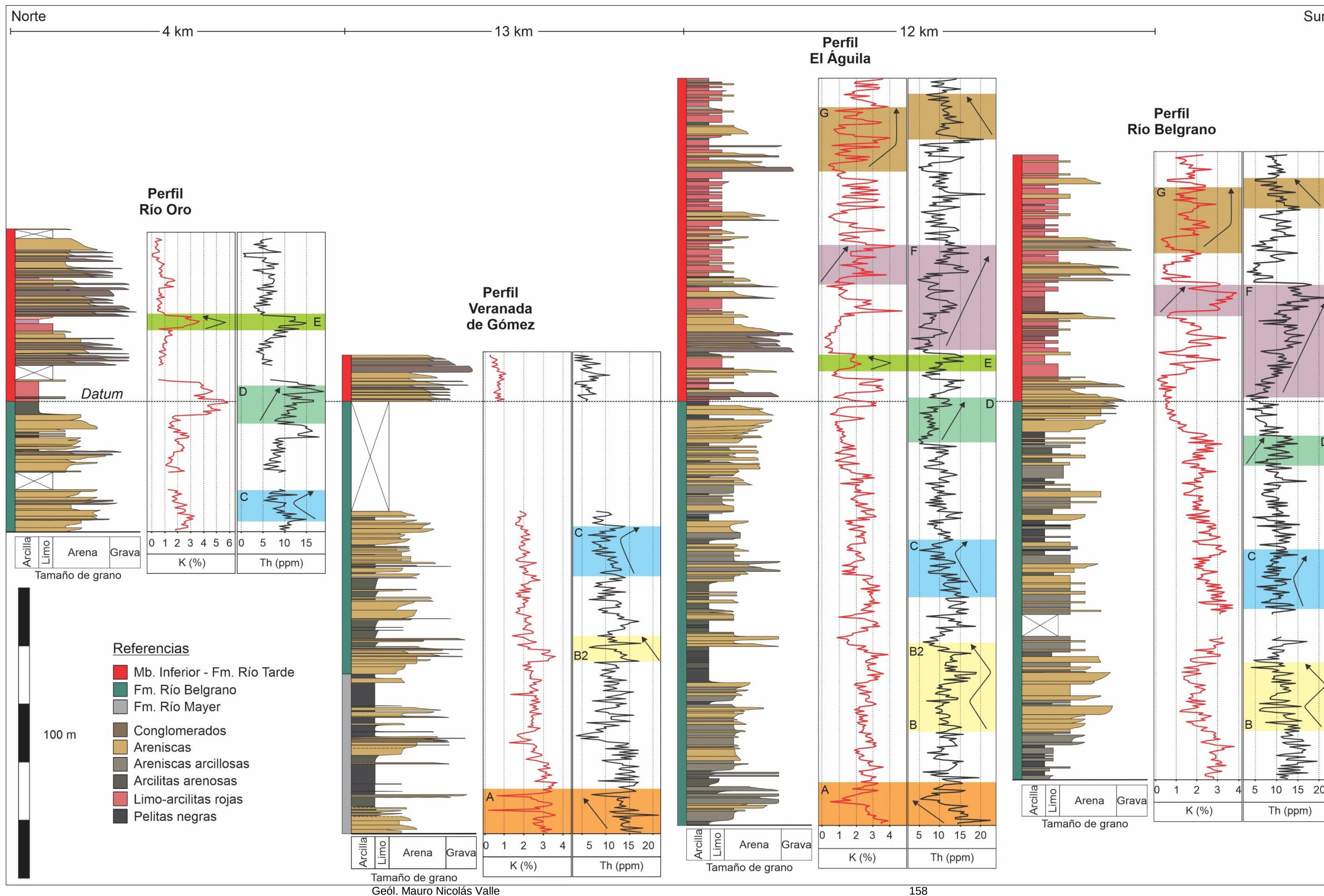


Figura II.2.11 (página anterior). Esquema de correlación utilizando el perfil de K y Th de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. Las flechas negras marcan las tendencias observadas para la correlación de los intervalos.

II.2.3.1) Esquema de correlación en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde

Este esquema de correlación abarca exclusivamente a los perfiles sedimentológicos del Miembro Superior de la Formación Río Tarde en las localidades de El Águila (EA) y Cerro Negro (CN). Ambos perfiles están distanciados 28 km en dirección aproximadamente E-O, siendo EA el perfil ubicado al oeste y CN al este. El datum horizontal utilizado es el contacto basal de la Formación Cardiel. La correlación presenta dos complejidades adicionales a las del esquema previo: (1) está realizada en perfiles con diferencias de espesor de casi 100 m entre localidades, lo que dificulta la comparación directa de las tendencias, y, (2) litológicamente, son perfiles más homogéneos ya que todas las AF presentan componentes volcaniclasticos, con lecturas de SGR que no permiten diferenciar con claridad ni las asociaciones de facies ni las litologías (Fig. II.2.10C).

Teniendo en cuenta las dificultades mencionadas, se destaca que las correlaciones litológicas entre los perfiles son prácticamente imposibles utilizando metodologías tradicionales, ya que no se han reconocido patrones de facies comparables. Por tanto, el esquema es de gran ayuda a la hora de interpretar y correlacionar los procesos observados en cada localidad. En este esquema, a diferencia del primero, las correlaciones con mayor certidumbre han sido realizadas en base a las tendencias de K, ya que las lecturas de Th presentan mayor dispersión. Los intervalos A, B, C y D presentan tendencias similares, pero con mayores espesores en CN (Fig. II.2.12), sugiriendo tasas de sedimentación/acomodación mayores en esta localidad para la sección inferior de la unidad. El intervalo E muestra tendencia marcada de aumento en la concentración de Th, que alcanza valores máximos cercanos a 25 ppm.

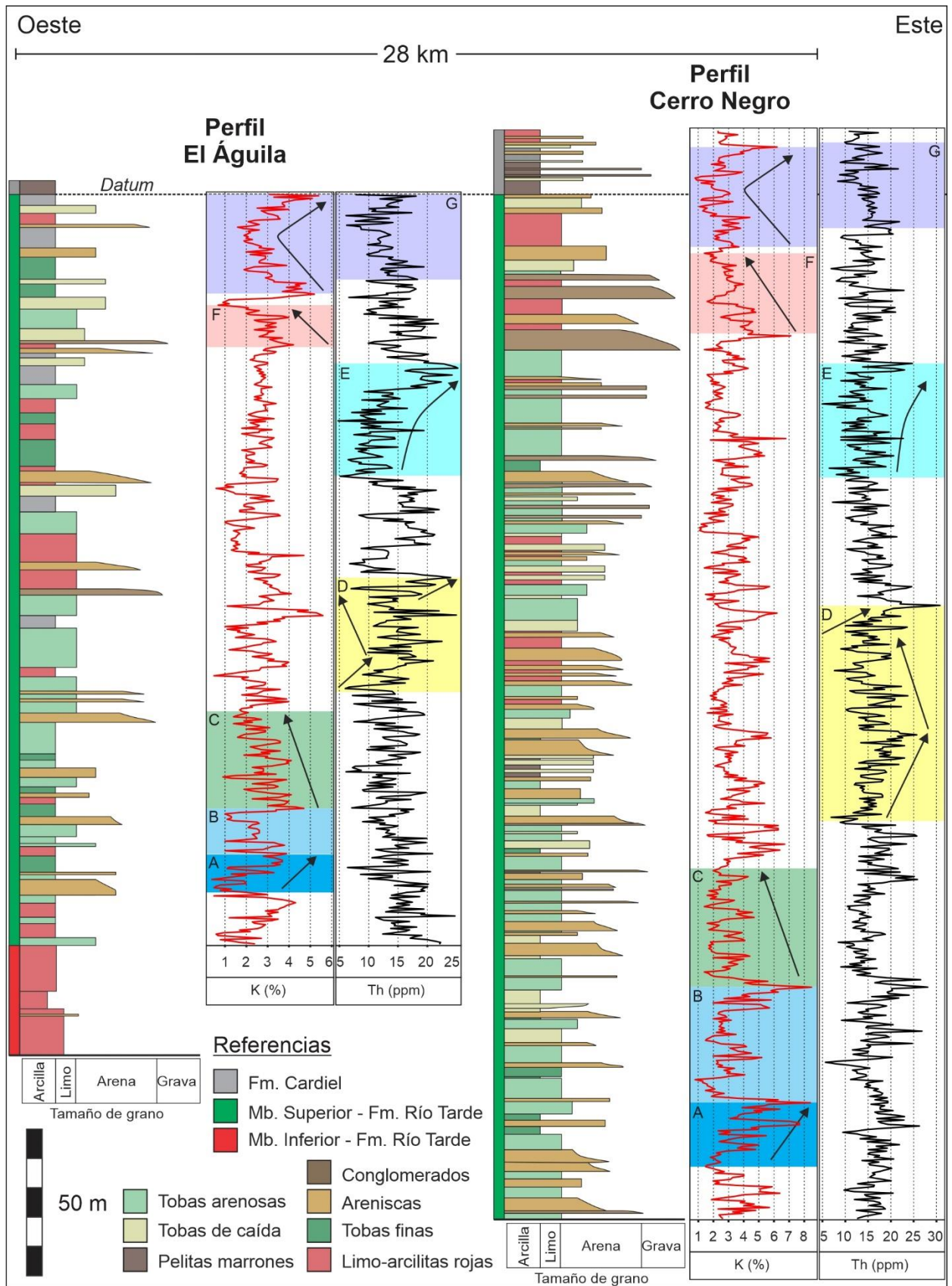


Figura II.2.12. Esquema de correlación en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde. Las flechas negras marcan las tendencias verticales utilizadas para la correlación.

Este tren se observa claramente en EA, pero no en CN ya que la escala horizontal del gráfico es diferente. El intervalo F posee una marcada tendencia a la disminución de K, aunque se retoma la tendencia de desarrollar mayores espesores en CN. Finalmente, el último intervalo correlacionable es el G, que muestra una tendencia decreciente-creciente en el contenido de K y de Th. La particularidad de este intervalo es que en EA está completamente desarrollado en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde, mientras que en CN inicia en esta unidad pero culmina en la Formación Cardiel.

II.3) Análisis de fluorescencia de rayos X

Conocer la composición geoquímica de las rocas sedimentarias y la distribución espacial y temporal de los elementos químicos ayuda a refinar las interpretaciones paleoambientales y la correlación estratigráfica, mediante la construcción de esquemas quimioestratigráficos (Craigie, 2018). Para elaborar estos esquemas, es necesario establecer las relaciones entre los datos geoquímicos y sus afinidades mineralógicas. Esto último se realiza mediante el uso de datos petrográficos y/o de difracción de rayos X. La petrografía tiene una limitación, y es que el número de minerales accesorios y pesados por muestra suele ser bajo, impidiendo realizar correlaciones confiables con los datos geoquímicos (Craigie y Rees, 2016). En su lugar, en este trabajo inferimos los vínculos elemento-mineral utilizando métodos estadísticos y gráficos, además de una revisión de los datos petrográficos/mineralógicos publicados (Barberón et al., 2015). Luego de establecer los vínculos elemento-mineral, se realizó la estadística descriptiva de los elementos en función de la unidad litoestratigráfica y de los paleoambientes reconocidos. Finalmente, con base en las variaciones verticales y laterales de algunos elementos químicos seleccionados, se construyó el esquema quimioestratigráfico, permitiendo realizar inferencias sobre procesos de transporte y depositación, variaciones de áreas fuente, procesos de meteorización química y efectos diagénéticos.

II.3.1) Relaciones elemento-mineral y fuentes de sedimentos

En esta sección se aborda el análisis de la correlación entre los elementos químicos más relevantes en el análisis quimioestratigráfico, y la presentación de la estadística descriptiva correspondiente. El estudio de la correlación quimioestratigráfica es útil para identificar relaciones y patrones significativos entre los elementos utilizados. Para complementar el análisis de correlación, se emplean tablas y gráficos de cajas y bigotes con el objetivo de describir la distribución de los datos. Para una mayor claridad en la descripción e interpretación de los resultados, se presentan las estadísticas separadas en dos conjuntos de datos, uno para las unidades epiclásticas y otro para las volcanoclásticas.

II.3.1.1) Correlación entre elementos

Correlación para las muestras epiclásticas (Fig.II.3.1): El coeficiente de correlación entre Si-Al presenta una asociación negativa entre los elementos, relacionado con el hecho de que el Si se concentra principalmente en el cuarzo y el Al en las arcillas (Garzanti y Resentini, 2016). Los valores de correlación negativa para K-Al y K-Fe pueden deberse a que el K se encuentra en la illita (Bataller et al., 2022) y la esmectita, mientras que el Fe y el Al están presentes en la caolinita (Uddin, 2017), aunque también podría atribuirse a la mayor solubilidad/movilidad del K ante la meteorización química (Preston et al., 1998; Dinis et al., 2020). El K posee correlación positiva con el Rb, asociado a que el Rb puede reemplazar al K en la estructura atómica de algunos minerales debido a su similitud en el radio iónico y en la valencia (Craigie, 2018). El Ca carece de correlaciones significativas para la mayoría de los elementos, lo que se asocia a que este elemento está vinculado mayoritariamente a procesos de cementación diagenética y no a procesos sedimentarios que la puedan vincular a otros elementos. Fe-Ti, Nb-Ti, Zn-Fe e Y-Ti muestran una buena correlación positiva, lo que sugiere que los elementos están concentrados en los mismos minerales, probablemente ilmenita, magnetita, rutilo o piroxenos (Mange y Morton,

2007; Nadoll et al., 2014). El caso de la correlación positiva entre Ti y Zr es llamativo, ya que no comparten minerales comunes, sugiriendo la concentración de circones y minerales pesados ricos en Ti (por ejemplo, rutilo e ilmenita, entre otros) por selección hidráulica (Garzanti et al., 2008; Bouchez et al., 2011). El Sr, al igual que el Ca, carece de correlaciones significativas para la mayoría de los elementos, lo cual se atribuye a su similar comportamiento químico (Buggle et al., 2011). Y-Zr, Y-Nb y Zr-Nb poseen valores de correlación elevados, lo cual se debe a que se concentran comúnmente en minerales pesados estables (Craigie, 2018).

	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Zn	Rb	Sr	Y	Zr
Si	-0.33										
K	-0.19	0.05									
Ca	-0.21	-0.28	-0.20								
Ti	0.52	-0.27	-0.34	-0.08							
Fe	0.31	-0.49	-0.41	-0.07	0.73						
Zn	0.13	-0.11	0.24	-0.14	0.34	0.47					
Rb	0.18	0.03	0.46	-0.15	0.30	0.28	0.58				
Sr	0.05	0.28	-0.10	-0.01	0.13	-0.07	0.13	0.09			
Y	0.17	0.19	-0.16	0.09	0.48	0.30	0.29	0.44	0.19		
Zr	0.18	0.31	0.03	0.01	0.36	0.08	0.34	0.53	0.34	0.74	
Nb	0.13	0.11	-0.02	-0.00	0.48	0.24	0.28	0.46	0.06	0.62	0.73

Figura II.3.1. Matriz de correlación de los datos de FRX para las formaciones Río Mayer y Río Belgrano y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. Los valores de la matriz representan el coeficiente de correlación de Pearson. Los números en color rojo presentan un valor p mayor que el nivel de significancia (0,05), por lo que no se puede rechazar la hipótesis nula de ausencia de correlación. Los números en negrita son los valores que presentan una correlación significativa geológicamente.

Correlación para las unidades volcanoclásticas (Fig.II.3.2): Esta matriz de correlación presenta diferencias importantes respecto a la matriz de correlación obtenida para las rocas epiclásticas, indicando que las asociaciones de minerales que la componen son diferentes, y sugiriendo

cambios en la fuente de los sedimentos. Al igual que para las rocas epiclásticas, Si y Al poseen correlación negativa fuerte (Potter, 1978). K y Al no poseen correlación significativa estadísticamente, lo cual difiere de lo observado para las muestras de rocas epiclásticas. Esto podría deberse a que en estas rocas la señal de K responde en mayor medida a variaciones de la fuente magmática que a variaciones en el cambio de la mineralogía de las arcillas (Gould et al., 2014). El K solo posee correlación significativa con Rb, y el Ca con el Sr. Al-Ti y Al-Fe poseen buena correlación positiva, lo que se atribuye a que son elementos relativamente estables. Al y Sr muestran correlación positiva y buena, a pesar de que tienen comportamientos muy contrastantes ambientalmente. Por ello, esta correlación sugiere que la concentración de Sr y Al se relaciona al contenido de plagioclasa (Rollinson, 1993), mineral relativamente común en rocas volcanoclásticas (Umazano et al., 2009). Al igual que en las muestras epiclásticas, Ti-Fe, Ti-Nb, Zn-Fe, Y-Zr, Y-Nb e Zr-Nb poseen correlaciones positivas fuertes.

	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	Zn	Rb	Sr	Y	Zr
Si	-0.58										
K	-0.05	-0.29									
Ca	-0.06	-0.28	0.03								
Ti	0.48	-0.47	0.03	-0.14							
Fe	0.45	-0.62	-0.06	0.37	0.59						
Zn	0.26	-0.12	0.08	-0.16	0.19	0.44					
Rb	0.36	-0.19	0.28	-0.09	0.41	0.46	0.49				
Sr	0.50	-0.28	-0.11	0.28	0.47	0.30	0.14	0.25			
Y	0.18	0.13	-0.04	-0.04	0.15	0.22	0.48	0.43	0.12		
Zr	0.36	-0.02	-0.12	-0.05	0.32	0.33	0.57	0.49	0.30	0.77	
Nb	-0.05	0.41	-0.20	-0.18	-0.12	-0.09	0.40	0.23	0.02	0.67	0.58

Figura II.3.2. Matriz de correlación de los datos de FRX para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde. Los valores de la matriz representan el coeficiente de correlación de Pearson. Los números en color rojo presentan un valor p mayor que el nivel de significancia (0,05), por lo que no se puede rechazar

la hipótesis nula de ausencia de correlación. Los números en negrita son los valores que presentan una correlación significativa geológicamente.

II.3.1.2) Estadística descriptiva

Se analizan las tendencias centrales y la variabilidad de los elementos más significativos, clasificados según la unidad litoestratigráfica correspondiente (Tabla II.3.1 y Fig. II.3.3).

El Si presenta una concentración considerablemente mayor en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde, mientras que los menores valores se encuentran en el Miembro Inferior de la formación mencionada, con valores intermedios en las formaciones Río Mayer y Río Belgrano. La mayor concentración y variabilidad en el contenido de Si ocurre en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde. El aumento en la concentración de este elemento puede estar asociado a la llegada de ceniza volcánica al sistema depositacional, mientras que su gran variabilidad podría deberse a variaciones en la química del magmatismo que generó la ceniza (McCulloch y Gamble, 1991; Arculus et al., 1995; Elburg y Foden, 1998). El Al presenta su mayor concentración en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, con valores medianos relativamente altos en comparación con las demás formaciones. La concentración más baja de Al se observa en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde. La variabilidad del contenido de Al es mayor en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde y en la Formación Río Belgrano, mientras que en la Formación Río Mayer muestra una menor dispersión. El Al suele estar vinculado a filosilicatos y feldespatos, los cuales son más abundantes en zonas proximales de los sistemas depositacionales, ya que presentan relativamente baja estabilidad química (Garzanti et al., 2014, 2021), lo que explicaría la tendencia a disminuir su concentración desde el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde (fluvial) hacia la Formación Río Mayer (prodelta). El K muestra su mayor concentración en la Formación Río Mayer, lo cual podría deberse a la alta presencia de minerales arcillosos en el prodelta. La menor concentración en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde indica una menor presencia de estos minerales en sistemas

Variable	Formación	N	Media (%)	Mediana (%)	StD (%)
Si	RM	20	28,57	29,04	1,08
	RB	65	28,47	28,65	1,60
	RTi	54	26,15	26,06	1,47
	RTs	91	31,17	30,89	2,87
Al	RM	20	9,65	9,65	0,47
	RB	66	9,66	9,62	1,08
	RTi	54	10,49	10,44	0,93
	RTs	91	8,06	8,30	1,50
K	RM	20	3,59	3,53	0,48
	RB	66	3,01	2,88	0,63
	RTi	53	2,78	2,83	0,84
	RTs	91	3,13	2,99	1,15
Ca	RM	20	1,09	1,01	0,42
	RB	65	0,81	0,42	1,17
	RTi	54	0,96	0,58	1,00
	RTs	91	0,98	0,74	1,03
Fe	RM	20	2,00	1,96	0,57
	RB	65	2,43	2,36	0,84
	RTi	54	2,89	2,75	0,88
	RTs	91	1,71	1,57	0,74
Ti	RM	20	0,25	0,25	0,06
	RB	66	0,29	0,29	0,07
	RTi	53	0,32	0,31	0,08
	RTs	91	0,16	0,15	0,08

Tabla II.3.1. Estadística descriptiva de los elementos químicos mayoritarios. RM: Formación Río Mayer; RB: Formación Río Belgrano; RTi: Miembro Inferior de la Formación Río Tarde; RTs: Miembro Superior de la Formación Río Tarde.

fluviales epiclásticos, en tanto que la alta variabilidad en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde podría estar relacionada con la heterogeneidad de los materiales volcánicos presentes (Gould et al., 2014; Hong et al., 2019). El Ca tiene concentraciones relativamente uniformes, pero es más alto en la Formación Río Mayer y en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde, probablemente asociado a la presencia de carbonatos en el prodelta para la Formación

Río Mayer y al desarrollo de paleosuelos con concreciones carbonáticas en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde. La alta variabilidad en la Formación Río Belgrano puede estar relacionada con la mezcla de sedimentos de origen marino y continental en los depósitos deltaicos.

El Fe muestra su mayor concentración en Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, lo cual es coincidente con el desarrollo de planicies de inundación oxidantes con pelitas rojas, coloración que indica abundancia de Fe^{+3} (Retallack, 2001). La menor concentración ocurre en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde, lo que podría indicar una baja concentración de este elemento en el material volcánico que le da origen. Esto es esperable, por cuanto el Fe presenta bajas concentraciones en magmas ácidos, que es el que puede generar ceniza volcánica con evidencias de fragmentación magmática. El Ti presenta su mayor concentración en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, posiblemente debido a la presencia de minerales pesados como ilmenita y rutilo, comunes en ambientes epiclásticos (Craigie, 2018). Al igual que en el Fe, la menor concentración en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde sugiere una menor participación de estos minerales en los sistemas volcanoclasticos.

El Rb posee una distribución de concentraciones idéntica a la del K, consistente con el hecho de que el Rb suele reemplazar al K en la estructura atómica de algunos minerales (Craigie, 2015). La alta concentración de Rb en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde podría indicar un mayor reemplazo en las plagioclasas de origen volcánico. Para Y, Zr y Nb se observa un aumento de la concentración desde el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde hacia la Formación Río Mayer, sugiriendo una mayor concentración de minerales pesados en los depósitos de unidades que representan condiciones batimétricamente más profundas, que actúan como sumideros para estos minerales (Morton y Hallsworth, 1999). Estos elementos muestran una mayor concentración en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde que en el Miembro Inferior, sugiriendo un origen volcánico para los minerales que contienen estos elementos.

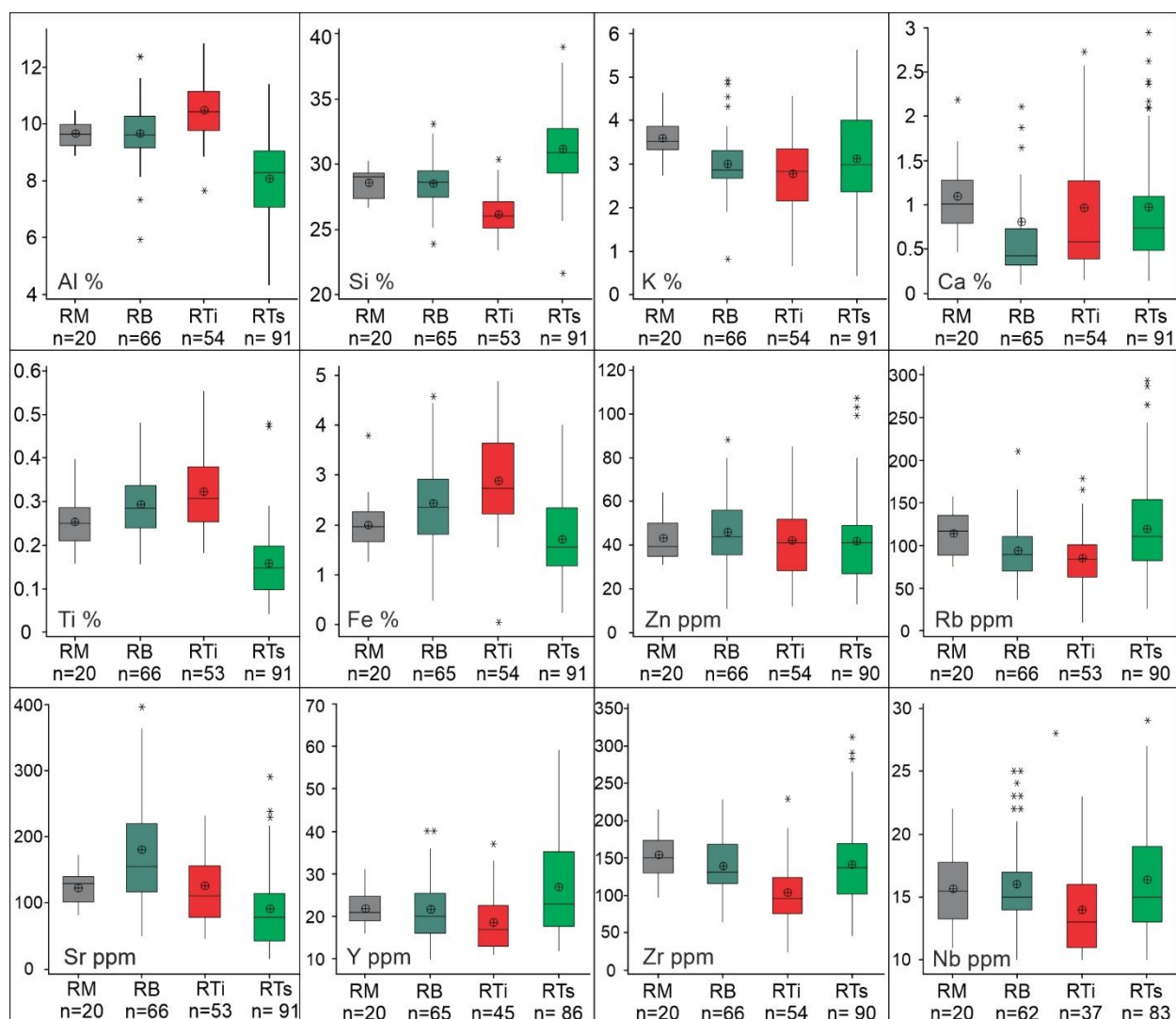


Figura II.3.3. Gráficos de cajas y bigotes de los principales elementos químicos utilizados para interpretar y complementar el estudio sedimentológico. RM: Formación Río Mayer; RB: Formación Río Belgrano; RTi: Miembro Inferior de la Formación Río Tarde; RTs: Miembro Superior de la Formación Río Tarde. Los círculos dentro del rango intercuartil representan la posición de la media y la línea horizontal la mediana. Los asteriscos son valores atípicos.

II.3.1.3) Análisis multivariado e inferencias sedimentológicas

Otro método estadístico para buscar vínculos entre elementos y minerales en estudios de quimioestratigrafía es el Análisis de Componentes Principales (PCA) (Coimbra et al., 2015; Craigie y Rees, 2016; Craigie et al., 2016). Este método consiste en la combinación lineal de

variables, lo que simplifica los datos creando nuevas variables (Componentes Principales) que muestran las relaciones entre los elementos y su contribución a la variabilidad observada. El objetivo de este análisis consiste en explicar la mayor cantidad de varianza con el menor número de variables posibles. El método se aplicó solo a pelitas y a tobas finas, ya que se observó empíricamente que las areniscas presentan mayor variabilidad y demasiados valores atípicos, lo cual afecta negativamente al modelo. Los PCA de estas litologías se han tratado por separado para evitar agrupamientos que respondan a variaciones litológicas. Las puntuaciones de los componentes principales para los vectores propios brindan información acerca de la relación entre grupos de elementos y la mineralogía de las muestras.

II.3.1.3.1) PCA e inferencias sedimentológicas en las unidades litoestratigráficas epiclásticas

En este análisis se interpretaron los datos de los valores propios 1 (EV1), 2 (EV2) y 3 (EV3), que explican el 28,5%, 15,2% y 9,9% de la variabilidad, respectivamente (Fig. II.3.4C). En otras palabras, esto significa que, con solo tres variables, en lugar de 19, el modelo permite explicar el 53,7% de la variabilidad del conjunto de datos geoquímicos. El gráfico de EV1 vs EV2 (Fig. II.3.4A) permite interpretar las siguientes asociaciones de elementos:

Grupo 1: Si. Principalmente cuarzo.

Grupo 2: K y Th. El K está concentrado en arcillas, micas y feldespatos, mientras que el Th se encuentra en minerales pesados de tamaño arcilla y limo, principalmente monacita (Hurst y Milodowski, 1994).

Grupo 3: Ca y Mn. Minerales carbonatados, principalmente calcita.

Grupo 4: Al y V. Elementos estables, concentrados en arcillas, particularmente en caolinita.

Grupo 5: V, Fe y Ti. Estos elementos coexisten en magnetita e ilmenita.

Grupo 6: Cd, Zn y Mo. Aguas anóxicas comúnmente generan enriquecimientos de estos elementos en arcillas.

Grupo 7: Zr, Nb e Y. Estos elementos están concentrados en varios minerales pesados como circón, ilmenita y rutilo, entre otros.

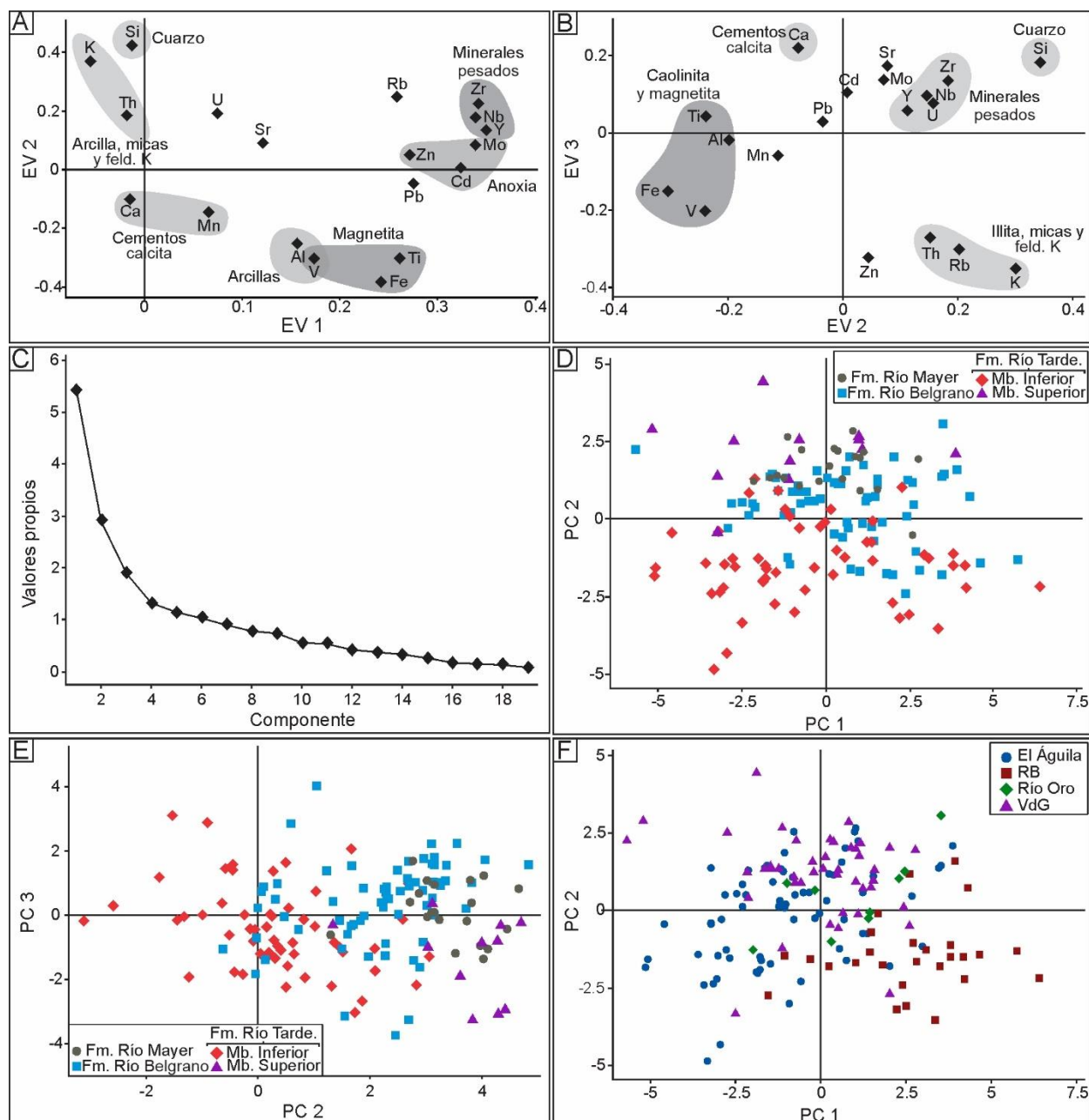


Figura II.3.4. Análisis de componentes principales de las facies de grano fino. Los componentes fueron contruidos con Al, Si, K, Ca, Ti, V, Mn, Fe, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Pb, U y Th. A) Gráfico de

dispersión de vectores propios (EV) entre EV1 y EV2, sugiriendo vínculos elemento: mineral. B) Gráfico de dispersión de vectores propios entre EV2 y EV3, sugiriendo otros vínculos elemento: mineral. C) Gráfico de sedimentación del PCA. Se destaca que los primeros tres componentes principales explican la mayor parte de la varianza. D) Gráfico de puntuaciones del primer (PC1) y segundo (PC2) componente con una clasificación basada en la unidad litoestratigráfica. E) Gráfico de puntuaciones del segundo (PC2) y el tercer (PC3) componente con una clasificación según su unidad litoestratigráfica. F) Gráfico de puntuaciones de PC1 y PC2 con los datos agrupados según el perfil sedimentario de la muestra.

De la misma manera, el gráfico de EV2 y EV3 (Fig. II.3.4B) muestra varias asociaciones de elementos:

Grupo 1: Si. Principalmente cuarzo.

Grupo 2: Zr, U, Nb e Y. Estos elementos están concentrados en varios minerales pesados. Zr y U están presentes principalmente en circón, y Nb e Y en ilmenita o rutilo.

Grupo 3: Ca. Cementos de calcita.

Grupo 4: Al, V, Fe y Ti. Los elementos están presentes en minerales relativamente estables, como caolinita (principalmente Al y V) y magnetita (Fe, Ti y V).

Grupo 5: Th, Rb y K. Estos elementos están presentes en algunos minerales arcillosos y en minerales pesados de tamaño arcilla. Rb y K están concentrados especialmente en illita y micas, mientras que Th en la monacita.

El gráfico de las muestras clasificadas por unidad litoestratigráfica en un diagrama binario de PC1 vs PC2 (Fig. II.3.4D) muestra una diferenciación ligera entre ellas, predominantemente causada por PC2. El Miembro Inferior de la Formación Río Tarde (RTi) tiene principalmente puntuaciones negativas para PC2, mientras que las formaciones Río Belgrano (RB) y Río Mayer (RM) tienen valores más positivos de PC2. Las puntuaciones negativas para PC1 y PC2 sugieren un control de Ca, probablemente debido a cementos de calcita en algunos de los depósitos de planicie de inundación distal de RTi. Las puntuaciones positivas para PC2 y PC1 probablemente muestran influencia de arcillas y minerales pesados. La falta de diferenciación litoestratigráfica

en las puntuaciones de PC1, que está fuertemente influenciada por elementos sensibles a la anoxia (Fig. II.3.4A), indica que la oxigenación contrastante de las aguas no ejerció una influencia clara en el conjunto de datos geoquímicos. Las muestras pelíticas del Miembro Superior de la Formación Río Tarde (RTs) tienen una firma geoquímica contrastante con alta influencia de K y Si, probablemente vinculada al hecho de que contienen material volcánico clástico.

La diferenciación de las unidades litoestratigráficas se observa mejor con el gráfico de PC2 vs PC3 (Fig. II.3.4E), aunque la diferenciación principal se debe mayormente a PC2. Las muestras de la RTi están distribuidas a lo largo de un eje oblicuo desde puntuaciones positivas para PC3 y negativas para PC2, hasta negativas en PC3 y positivas en PC2. El extremo superior izquierdo del eje está influenciado por Ti-Al (elementos estables) mientras que el opuesto por K-Rb (elementos móviles), el primero probablemente vinculado a la presencia de caolinita y el último a illita-esmectita. Por tanto, las muestras del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde podrían estar reflejando el enriquecimiento relativo en estas arcillas, cuya abundancia en la planicie de inundación en última instancia está controlada por el clima.

Las muestras de RB y RM tienen puntuaciones fuertemente positivas para PC2 y ligeramente positivas para PC3 (Fig. II.3.4E), lo que muestra una influencia de los minerales pesados (Fig. II.3.4B). Esta característica se observa comúnmente en sedimentos marinos, ya que actúan como sumidero final para los minerales pesados de grano fino que no han sido retenidos en el sistema fluvial y que finalmente se concentran en los sedimentos marinos (Swift et al., 1971; Drummond y Stow, 1979).

El gráfico de PC1 vs PC2 con las muestras clasificadas según el perfil sedimentario al que pertenecen muestra una clara diferenciación (Fig. II.3.4F), lo que sugiere que la fuente de sedimentos cambia en relación con la posición dentro de la cuenca o que existen procesos de segregación interna de los minerales. Las muestras de los perfiles Río Oro, Veranada de Gómez y El Águila están agrupadas con una correlación ligeramente positiva, donde las muestras de Veranada de Gómez y Río Oro tienen puntuaciones más altas para PC2 y PC1 que las muestras de El Águila. Esta tendencia sugiere una fuente de sedimento similar con posible influencia de

procesos de segregación mineral en la dirección aguas abajo o mecanismos de selección hidráulica (Slingerland, 1984; Garzanti y Andò, 2007). Las muestras del perfil RB muestran un comportamiento diferente, con puntuaciones positivas para PC1 y negativas para PC2. Esta respuesta se debe probablemente a una mayor influencia de minerales ricos en Ti y Fe en los sedimentos, sugiriendo un área fuente diferente para esta localidad.

La Figura II.3.5 presenta gráficos que evidencian las diferencias en las concentraciones de algunos elementos entre los perfiles sedimentarios. Al graficar los datos según Zr/Al vs Ti/Al en un diagrama binario (Fig. II.3.5A), se observa que las muestras de Río Oro, Veranada de Gómez y El Águila poseen valores más bajos de Ti/Al, aunque más altos Zr/Al que el perfil Río Belgrano. Estas diferencias entre los perfiles sedimentarios son evidentes en los diagramas de caja (Figuras II.3.5C-F) que muestran los resultados desde el perfil Río Oro hacia Río Belgrano, abarcando aproximadamente 30 km en sentido N-S. Al analizar las figuras II.3.5D, E y F se reconoce una disminución del contenido de Ti, Zr e Y (normalizados por Al) entre las localidades de Río Oro y El Águila. Esta tendencia podría ser una respuesta a la retención de minerales pesados por clasificación hidráulica del transporte de sedimentos desde sectores proximales (aguas arriba) hacia sectores distales (aguas abajo), donde los minerales pesados (cirkón, magnetita) no son fácilmente transportados río abajo (Lowright et al., 1972; Riezebos, 1979; Nicholson et al., 2014). En el perfil Río Belgrano existe un enriquecimiento significativo de Fe y Ti y leve de Y y Zr, lo que sugiere una nueva entrada de minerales pesados, pero particularmente de aquellos con alto contenido de Fe y Ti, probablemente magnetita u otros componentes máficos. La firma geoquímica contrastante en el perfil Río Belgrano sugiere una fuente más máfica/básica en el borde sur del área de estudio (Coll et al., 2022), aunque esta litología no es común en las unidades subyacentes, donde las rocas félsicas/ácidas son más abundantes. Recientemente, Navarrete et al. (2023) identificaron facies andesíticas con contenidos relativamente altos de Fe y Ti en un afloramiento del Complejo El Quemado ubicado aproximadamente a diez kilómetros al suroeste del perfil Río Belgrano, lo que sugiere que facies

similares del Complejo El Quemado pueden actuar como una fuente de sedimentos ricos en Fe y Ti para el sector sur del área de estudio.

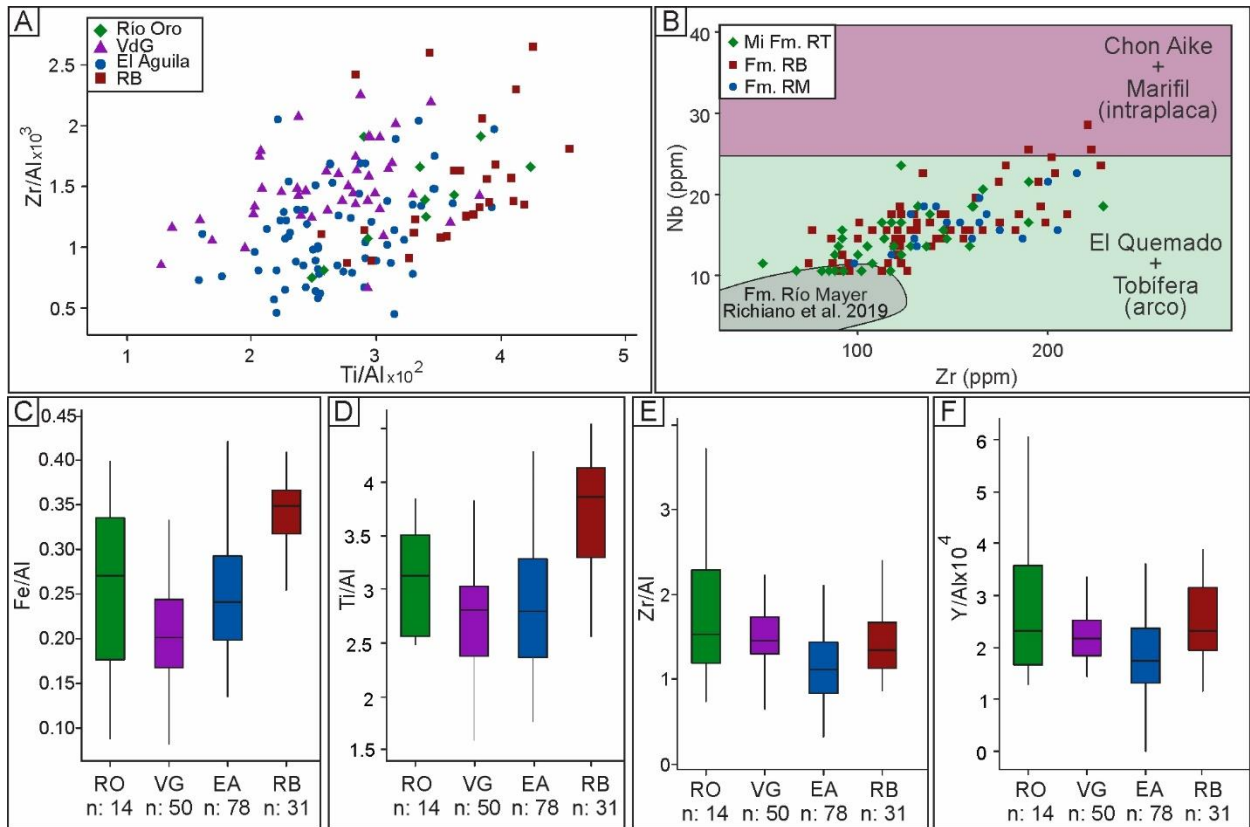


Figura II.3.5. A) Diagrama de dispersión de $Zr/Al \times 10^3$ vs $Ti/Al \times 10^2$. Se observan valores más altos de Ti/Al en las muestras del perfil RB. B) Diagrama de dispersión de Nb vs Zr sobre las composiciones de las rocas volcánicas jurásicas (Pankhurst et al., 1998) y las muestras de la Formación Río Mayer (Richiano et al., 2019). Mi Fm. RT: Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. Fm. RB: Formación Río Belgrano. Fm. RM: Formación Río Mayer. C-F) Diagramas de caja de Fe/Al, Ti/Al, Zr/Al e Y/Al. Se observan tendencias similares entre Fe/Al y Ti/Al, así como entre Zr/Al e Y/Al, sugiriendo que los minerales responsables de estas tendencias son los mismos.

La fuente de los sedimentos de las unidades cretácicas analizadas son principalmente el Complejo El Quemado y las rocas metasedimentarias de la Formación Río Lácteo (Barberón et al., 2018; Richiano et al., 2019). Richiano et al. (2019) presentan un diagrama binario de Zr vs

Nb para muestras de la Formación Río Mayer en el sector sur de la Cuenca Austral (50°S). El gráfico muestra una clasificación de acuerdo al contenido de esos elementos en el Complejo El Quemado y las formaciones Chon Aike y Marifil (Fig. II.3.5B), estas últimas derivadas de la Región del Deseado y del Macizo Norpatagónico, respectivamente. Estos autores concluyen que la Formación Río Mayer presenta afinidades geoquímicas con el Complejo El Quemado y no con sus equivalentes de la región del Deseado y del macizo Norpatagónico. Las muestras de este estudio (formaciones Río Mayer, Río Belgrano y Río Tarde) muestran valores más altos de Zr y Nb, que se acercan a valores atribuibles a las formaciones Chon Aike y Marifil, lo que sugiere una mezcla entre estas unidades y el Complejo El Quemado. Esta inferencia ya ha sido propuesta anteriormente en base a los datos de circones detríticos para las formaciones Río Belgrano y Río Tarde, en donde se han establecido afinidades con las edades publicadas para Chon Aike y Marifil (Ghiglione et al., 2015). Es importante destacar que al clasificar las muestras de acuerdo a su unidad litoestratigráfica no se observan separaciones ni tendencias que sugieran cambios en el área fuente.

II.3.1.3.2) PCA e inferencias sedimentológicas en unidades litoestratigráficas volcanoclásticas

En este análisis se interpretaron los datos de los valores propios 1 (EV1) y 2 (EV2), que explican el 33,4% y 17,6% de la variabilidad, respectivamente (Fig. II.3.6A-B), permitiendo comprender el 51% de la variabilidad de los datos con solo 2 variables en lugar de 16. El gráfico de EV1 vs EV2 (Fig. II.3.6A) permite interpretar asociaciones de minerales similares a las expuestas en la Fig. II.3.4, y se detallan a continuación:

Grupo 1: Si. Cuarzo y/o vidrio volcánico.

Grupo 2: K y Rb. El K está concentrado en arcillas, micas y feldespatos, y el Rb comúnmente lo reemplaza en la estructura atómica de algunos minerales.

Grupo 3: Ca: Principalmente calcita.

Grupo 4: Al, Fe, Mn y Ti: Elementos estables concentrados en arcillas, (caolinita/clorita?) y magnetita.

Grupo 5: Zr, Nb e Y. Estos elementos se concentran en varios minerales pesados como circón, ilmenita, rutilo, entre otros.

El gráfico de puntuaciones para PC1 vs. PC2 no muestra diferencias entre los perfiles sedimentarios, contrastando significativamente con lo observado en las unidades litoestratigráficas epiclásticas (Fig. II.3.4F), en donde cada perfil tiene distribución particular. Esto podría deberse a que en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde domina el material volcaniclástico, y este suele incorporarse en toda la red de drenaje ante erupciones volcánicas, lo cual ocultaría señales de segregación sedimentaria o de cambio de áreas fuente. Otro cambio importante observado al analizar el resultado del PCA es que en el gráfico de vectores principales K y Al se encuentran en posiciones cercanas (con valores de EV1 y EV2 similares), sugiriendo que no poseen comportamientos antagónicos como los observados en el gráfico de la Fig. II.3.4A o B.

Con el objetivo de comparar el resultado del PCA en distintas litologías se realizó el análisis con la totalidad de las muestras, abarcando las formaciones Río Mayer, Río Belgrano, Río Tarde y Cardiel. Ya que los grupos de minerales obtenidos en el gráfico bivariado de los vectores propios para todas las muestras (Fig. II.3.4C) son similares a los mencionados anteriormente, no se volverá a hacer el detalle. Al realizar el *crossplot* de las puntuaciones de los componentes principales y clasificarlo en función de la unidad litoestratigráfica se observa una diferenciación entre las unidades epiclásticas y las volcaniclásticas. Las muestras del Miembro Superior de la Formación Río Tarde se agrupan mayoritariamente en valores positivos del PC2, lo que indica mayor influencia de cuarzo y vidrio volcánico, mientras que el resto presenta valores negativos, sugiriendo mayor control de Al, Ca, Fe y Ti.

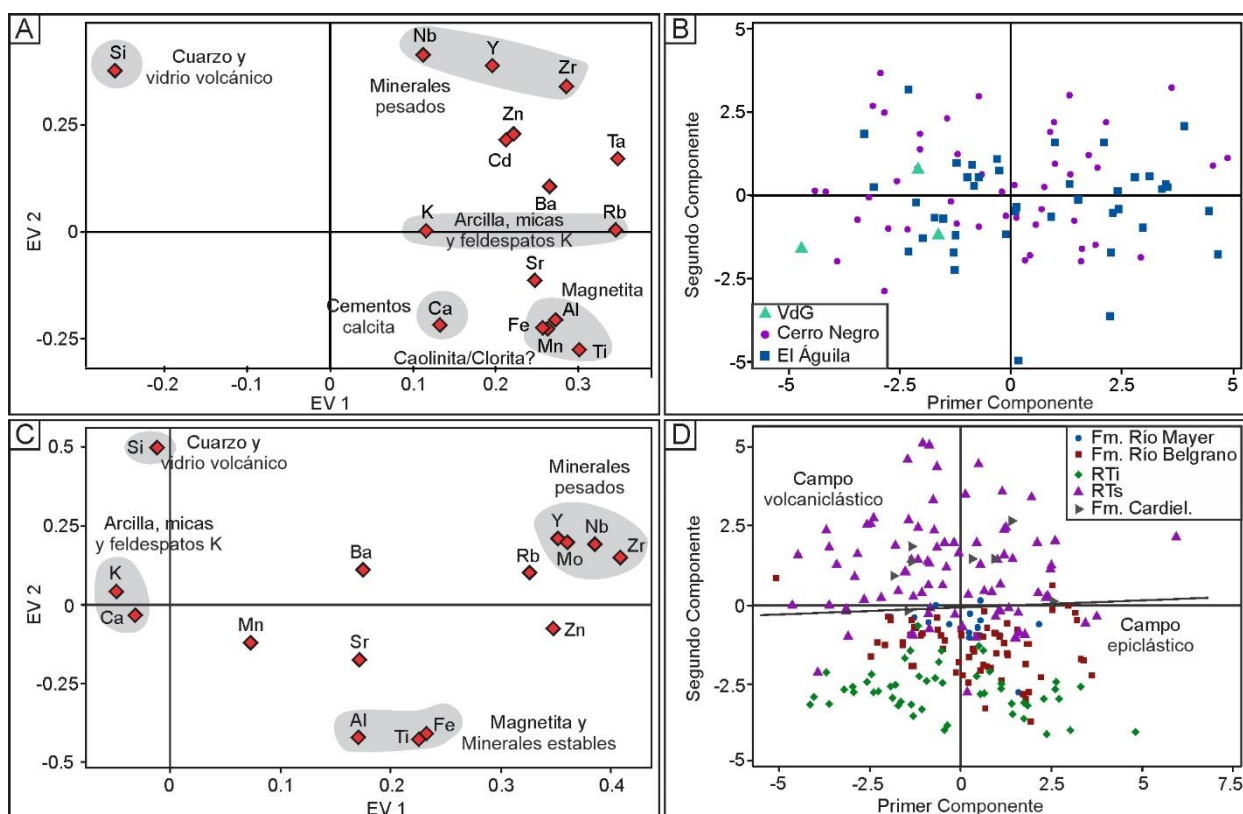


Figura II.3.6 A) Gráfico de dispersión de vectores propios (EV) entre EV1 y EV2, sugiriendo vínculos elemento: mineral para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde. B) Gráfico de puntuaciones del primer (PC1) y segundo (PC2) componente con una clasificación de acuerdo al perfil sedimentológico de la muestra. C) Gráfico de dispersión de vectores propios (EV) entre EV1 y EV2, sugiriendo vínculos elemento: mineral para las muestras de todas las unidades analizadas. D) Gráfico de puntuaciones del primer (PC1) y el segundo componente (PC2) con una clasificación según su unidad litoestratigráfica para los datos de todas las unidades. RTi: Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. RTs: Miembro Superior de la Formación Río Tarde.

II.3.2) Esquemas quimioestratigráficos

El uso de datos geoquímicos en rocas sedimentarias permite la construcción de esquemas quimioestratigráficos (Craigie, 2018). En base al tratamiento previo de los datos, los procesos estadísticos y gráficos realizados, se ha desarrollado un esquema quimioestratigráfico utilizando los pares de elementos Al/K, Rb/Sr, Fe/Al, Ti/Al, Zr/Al, Mo/Al, Sr/Al, Ba/Sr y Zr/Ti. El

objetivo es identificar y correlacionar procesos sedimentológicos y estratigráficos entre las diferentes localidades.

Los índices Al/K, Rb/Sr y Ba/Sr se emplean comúnmente como indicadores de lixiviación o meteorización (Chen et al., 1999; Buggle et al., 2011), mostrando una relación inversamente proporcional, con valores más bajos en rocas altamente meteorizadas. Por otro lado, Ti/Al y Zr/Al se utilizan como discriminadores de procedencia, ya que responden de manera sensible a los cambios en el contenido de minerales pesados (Ratcliffe et al., 2007; Hurst y Morton, 2014; Craigie, 2018). El Mo es especialmente sensible a los cambios en la oxigenación de las aguas profundas (McLennan, 2001; Algeo y Lyons, 2006; Tribovillard et al., 2012), mientras que el Sr se asocia generalmente a cambios en la salinidad (Wei y Algeo, 2019; Ramirez y Algeo, 2020). Con el fin de desarrollar un esquema quimioestratigráfico que no esté sesgado por el tamaño de grano, se utilizaron cocientes entre el elemento a analizar y el Al, o alternativamente cocientes entre elementos con comportamientos opuestos (e.g., móvil vs inmóvil) (Pearce et al., 2005, 2010; Craigie, 2018).

A diferencia de algunos enfoques anteriores en los que se utilizan determinaciones numéricas para establecer esquemas quimioestratigráficos (Craigie, 2016), en esta tesis se optó por un método descriptivo que identifica zonas quimioestratigráficas distintivas basadas en las tendencias verticales geoquímicas y en la forma de los perfiles resultantes. Estas zonas representan procesos a escala de cuenca que permiten correlacionar secciones de las distintas unidades litoestratigráficas.

II.3.2.1) Esquema quimioestratigráfico para las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación-Río Tarde

El esquema quimioestratigráfico para las unidades epiclásticas analizadas abarca las formaciones Río Mayer, Río Belgrano y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde (Fig. II.3.7). Este esquema incluye los perfiles de las localidades Veranada de Gómez, El Águila y Río Belgrano, y se excluyó el perfil de Río Oro debido a la escasez de datos.

Se identificaron cuatro intervalos correlacionables (quimiozonas): M1 y B1 para las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, esta última dividida en subzonas "a" y "b"; T1 en la transición de las formaciones Río Belgrano y Río Tarde; y T2 en la Formación Río Tarde, separada en tres subzonas "a", "b" y "c". La quimiozona M1 muestra picos altos y altamente variables para Zr/Al, Ti/Al, Sr/Al y Mo/Al sin tendencias verticales claras. La subzona B1a se caracteriza por aumento de Al/K y Rb/Sr, tendencia suavemente decreciente-creciente en Zr/Al, aumento general de Mo/Al y fuerte tendencia creciente de la proporción Sr/Al, describiendo una curva con forma cóncava que cae bruscamente hacia la parte superior. Las tendencias ajustadas de Sr/Al y Mo/Al entre los perfiles sugieren una evolución común en esta parte de la cuenca, probablemente reflejando cambios similares en la química marina, ya sea en salinidad u oxigenación (Algeo y Lyons, 2006; Ramirez y Algeo, 2020; Gilleaudeau et al., 2021).

La subzona B1b comienza con una disminución del contenido de Rb/Sr y valores relativamente constantes de Zr/Al y Ti/Al. Como se mencionó, la proporción Rb/Sr se interpreta como una respuesta a cambios en la intensidad de meteorización química y, por tanto, el cambio de tendencia observado entre B1a y B1b podría ser una respuesta geoquímica vinculada con cambios climáticos. La preservación de indicadores climáticos en entornos marinos poco profundos ya fue descrita por Clift et al. (2014) para el Mioceno del Mar del Sur de China. En esta subzona también se observa un cambio en la tendencia del Sr/Al y Mo/Al, que muestran disminución en la vertical.

La ausencia de las quimiozonas M1 y B1 en el perfil Río Belgrano y los contenidos notablemente altos de Ti muestran que la fuente de sedimentos y la evolución de la química marina habrían sido diferentes para cada sector de la cuenca, sugiriendo áreas de procedencia contrastantes durante la depositación de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano.

La quimiozona T1 está identificada en los tres perfiles sedimentarios y cruza el límite litoestratigráfico entre las formaciones Río Belgrano y Río Tarde. Esta correlación se interpreta como una señal de procedencia, probablemente debido a la incorporación anómala de minerales pesados en el sistema sedimentario. La presencia de esta quimiozona en los tres perfiles indica la continuidad lateral del sistema sedimentario para la parte superior de la Formación Río Belgrano y la Formación Río Tarde, y la unificación de las áreas de procedencia durante esta etapa regresiva de la cuenca.

La subzona T2a se caracteriza por una disminución de Al/K y Rb/Sr, y contenidos relativamente bajos de Ti/Al y Zr/Al, sin tendencias verticales claras. La subzona T2b comienza con un cambio en Al/K y Rb/Sr hacia una tendencia creciente, al igual que en Zr/Al y Ti/Al. Finalmente, la subzona T2c presenta tendencia decreciente ascendente de Al/K y Rb/Sr, y disminución en las proporciones de Zr/Al y Ti/Al. El comportamiento cíclico de las proporciones Al/K y Rb/Sr para la quimiozona T2 se interpreta como una respuesta a cambios temporales en la intensidad de meteorización química. En sistemas fluviales, la intensidad de este tipo de meteorización está principalmente vinculada a cambios climáticos, con índices de meteorización más altos en climas húmedos y cálidos, mientras que en climas secos y frío ocurre lo contrario (Chang et al., 2013; Roy y Roser, 2013; Dinis et al., 2020).

En este sentido, la sección basal de T2a y el intervalo entre T2b y T2c se interpretan como zonas de mayor intensidad de meteorización. Por el contrario, la parte superior de T2a, la base de T2b y la parte superior de T2c representa los intervalos con menor intensidad de meteorización. Aunque se necesita evidencia de otros métodos independientes (por ejemplo, mineralogía de arcillas con DRx o análisis micromorfológico de paleosuelos y el uso de climofunciones) para confirmar la variabilidad climática en la Formación Río Tarde, los sectores

con quimiozonas asociadas a climas más húmedos coinciden en los perfiles sedimentarios con la presencia de canales fluviales de mayores dimensiones y estimaciones de descarga que indican mayor disponibilidad de agua en el sistema de transferencia (Fig. II.1.28G).

II.3.2.2) Esquema quimioestratigráfico del Miembro Superior de la Formación Río Tarde

El esquema quimioestratigráfico del Miembro Superior de la Formación Río Tarde se confeccionó con datos de los perfiles de El Águila y Cerro Negro (Fig. II.3.8), desestimando aproximadamente 30 m de la columna de Veranada de Gómez debido a la escasa cantidad de muestras y a la imposibilidad de realizar algún tipo de correlación en base a las mismas. Para elaborar este esquema se utilizaron las relaciones de Al/K, Rb/Sr, Fe/Al, Ba/Sr, Zr/Ti y Zr/(Nb+Y). Al/K y Rb/Sr se utilizan tradicionalmente como *proxies* de intensidad de meteorización, Fe/Al como uno de oxidación y Ba/Sr de lixiviación (Varela et al., 2018). Por su parte, la relación Zr/Ti se usa como una aproximación a circón/titanita y la relación Zr/(Nb+Y) a circón/rutilo (Craigie, 2018).

Una diferencia entre el esquema quimioestratigráfico del Miembro Superior de la Formación Río Tarde en relación al observado para las unidades subyacentes es que las correlaciones son menos claras. Además, Al/K y Rb/Sr, que muestran ser buenas relaciones para correlacionar las secciones en las unidades epiclásticas, en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde no muestran ni buena correlación entre ellos ni entre las secciones. Esto podría sugerir que la señal climática podría estar enmascarada por una mayor influencia de la señal volcánica en los contenidos de Al, K, Rb y Sr. A pesar de esto, algunas tendencias verticales se han podido correlacionar entre las secciones con A1, A2, A3 y R2, R3. La curva de Fe/Al, aunque no es del todo clara, permite reconocer un patrón similar (F1), que se ubica a la misma altura que los intervalos A1 y A2, robusteciendo la certidumbre de ambas correlaciones. La dificultad de correlacionar utilizando Fe/Al radica en que, al ser un *proxy* de oxidación, puede

estar condicionado por condiciones redox locales de la planicie de inundación, que favorezcan o no el anegamiento.

Los indicadores de cambios en la proveniencia presentan gran variabilidad, pero permiten la correlación entre los perfiles de los intervalos Z1 y Z4. La sección que queda entre Z1 y Z4 en el perfil Cerro Negro presenta dificultades para ser correlacionada con El Águila debido a la importante diferencia de espesor existente. Estas diferencias de espesor indican que en El Águila parte de esta sección no se depositó, lo que implica un hiato, o que tuvo menores tasas de sedimentación durante su desarrollo. La similitud en las tendencias de Al/K y en Zr/Ti podrían sugerir que son equivalentes, pero que en Cerro Negro es mayor la tasa de sedimentación. Finalmente, Ba/Sr solo ha contribuido a la correlación en la sección superior de la unidad con B3 y B4, que muestran un patrón claro de aumento y disminución, respectivamente.

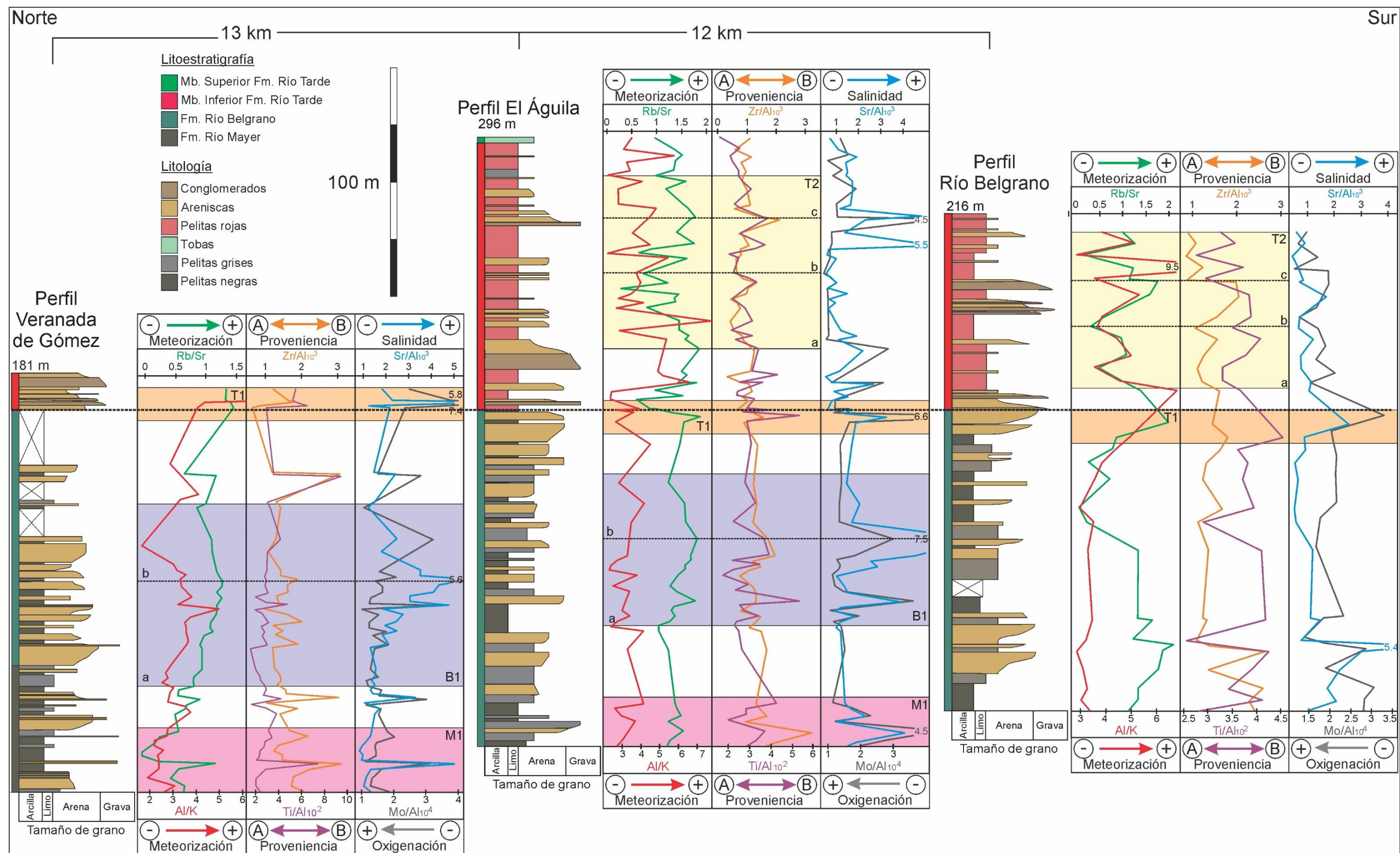


Figura II.3.7. Esquema quimioestratigráfico de los perfiles Veranada de Gómez, El Águila y Río Belgrano para las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. El datum es el contacto entre la Formación Río Belgrano y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. En las columnas de proveniencia “A” y “B” representan distintas fuentes.

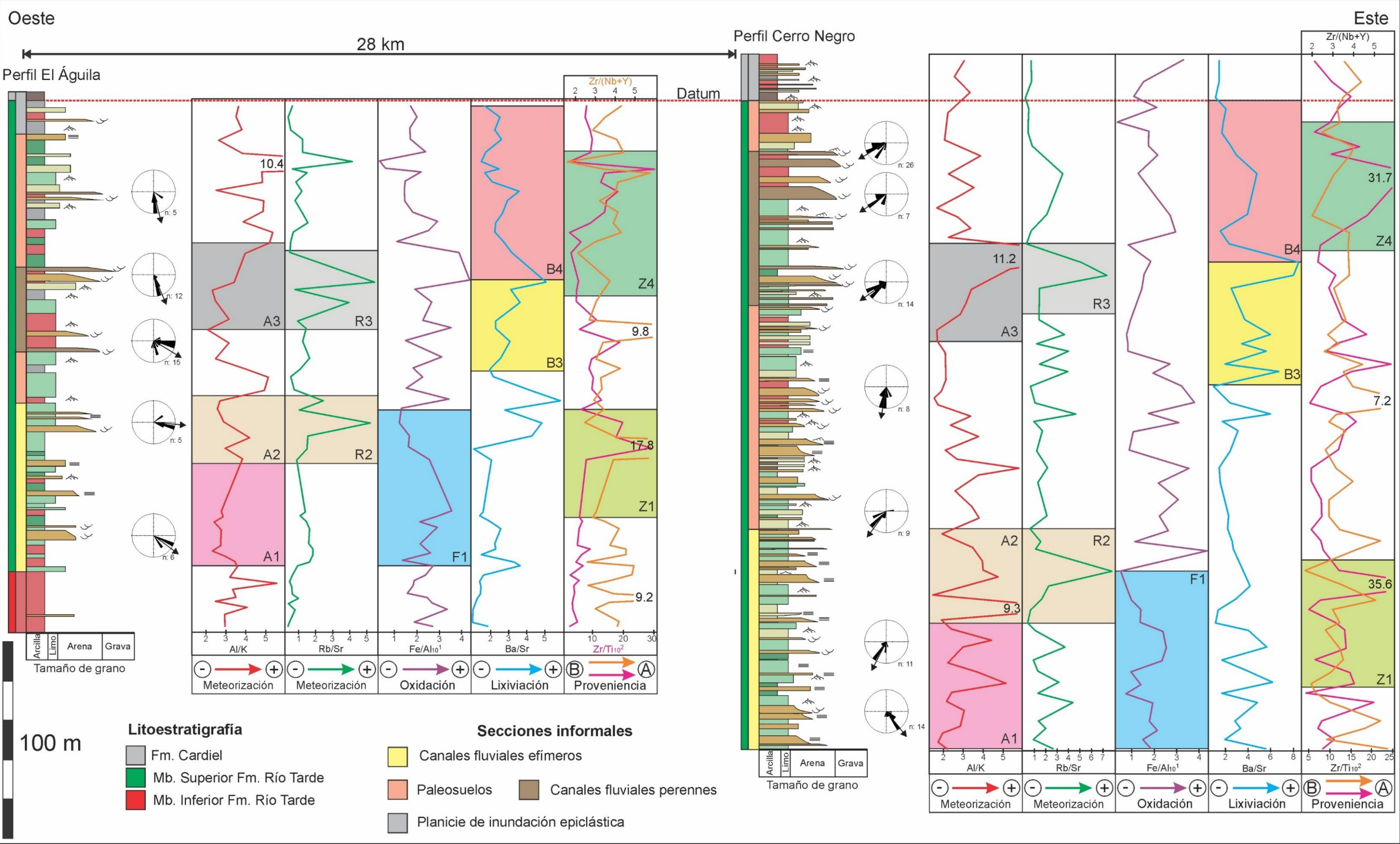


Figura II.3.8. Esquema quimioestratigráfico de los perfiles El Águila y Cerro Negro para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde. El datum es la base de la Formación Cardiel. En las columnas de proveniencia “A” y “B” representan distintas fuentes.

CAPÍTULO III - DISCUSIÓN

III.1) Modelo depositacional de las formaciones Río Mayer-Río

Belgrano y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde

En esta sección se abordarán temas relacionados con la evolución sedimentaria del sistema depositacional compuesto por las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. Se integrarán los resultados sedimentológicos obtenidos y se propone un modelo evolutivo para estas unidades. Además, se examinará el rol del clima, la tectónica y los cambios relativos en el nivel del mar en la evolución del sistema depositacional, integrando la evolución estratigráfica del área de estudio con las observaciones realizadas por diversos autores en otras áreas de la Cuenca Austral y en cuencas sedimentarias adyacentes.

III.1.1) Fisiografía de la cuenca y un sistema deltaico complejo

Los trabajos sedimentológicos y paleontológicos pioneros en el área de estudio interpretaron a la Formación Río Belgrano como depósitos de ambiente marino abierto a intermareal (Ramos, 1979; Aguirre-Urreta y Ramos, 1981). Arbe (1986, 2002) consideró que la Formación Río Belgrano representa la progradación de un delta destructivo dominado por olas, identificando depósitos "tipo turbiditas" dentro de las facies de prodelta, con depósitos de llanura deltaica y canales distributarios en el ambiente costero. Aramendía et al. (2018) analizaron la Formación Río Belgrano en la localidad de Veranada de Gómez, identificando la transición desde ambientes de plataforma externa, en la Formación Río Mayer, a un ambiente litoral de alta energía. Por su parte, Barberón et al. (2015, 2019) describieron secciones delgadas de areniscas de la Formación Río Belgrano, reconociendo arenitas derivadas de rocas metamórficas del

basamento (e.g., formaciones Río Lácteo o Bahía de la Lancha), y de fuentes volcánicas atribuidas al Complejo El Quemado.

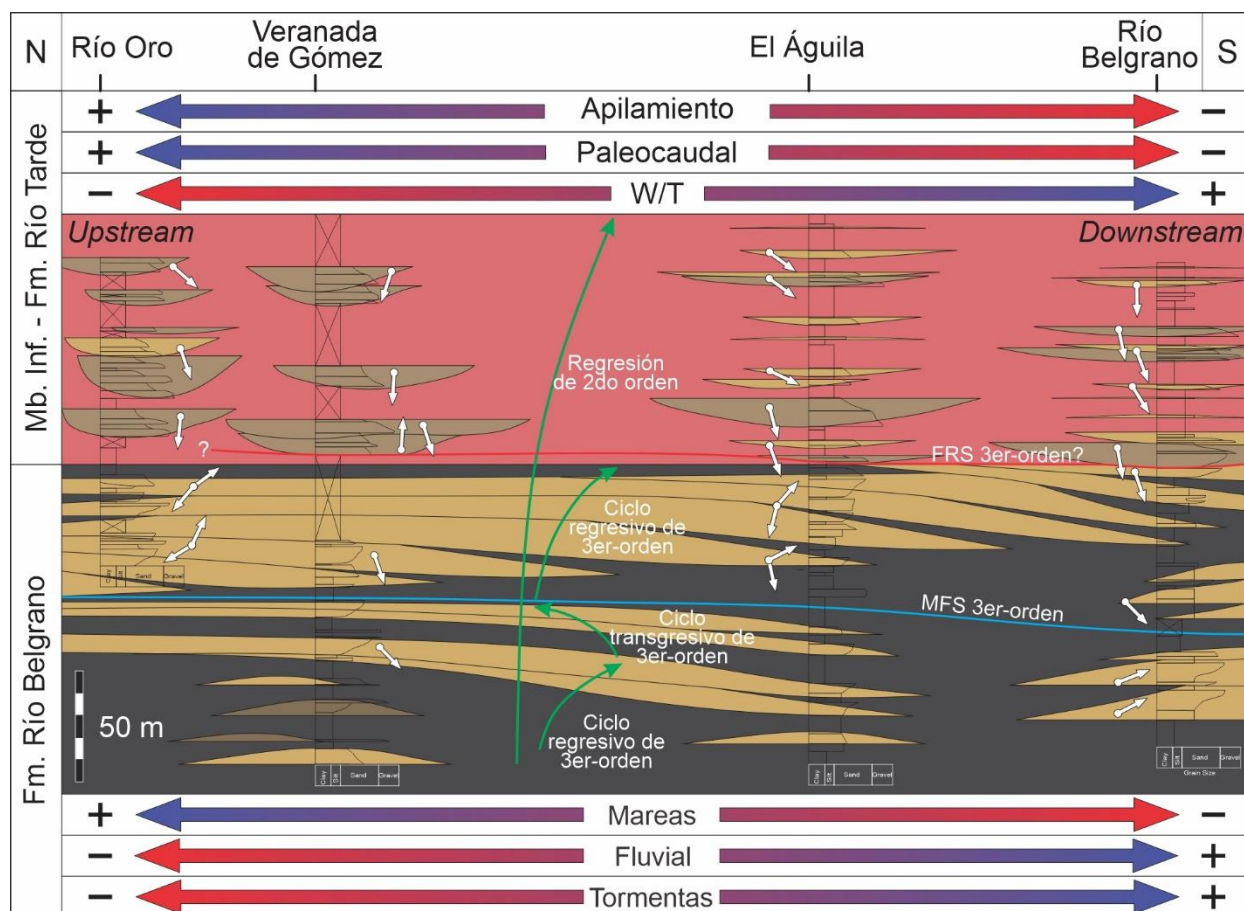


Figura III.1.1. Esquema estratigráfico del área de estudio con la correlación litoestratigráfica interpretada. Las flechas rojas y azules indican el grado de influencia relativa de procesos mareales, fluviales y de tormenta en el desarrollo del sistema deltaico. Las flechas blancas representan la paleocorriente media de cada cuerpo. MFS: superficie de máxima inundación. FRS: superficie basal de regresión forzada. Notar en el perfil Río Belgrano el cambio de la dirección de progradación desde NE a S-SE en relación al desarrollo de la MFS interpretada.

Una de las clasificaciones más utilizadas en la sistematización de deltas, tanto actuales como fósiles, consiste en diferenciarlos de acuerdo al proceso dominante en la construcción de los mismos. Tradicionalmente, esta clasificación se realizó en función del rol de procesos

fluviales, mareales o de oleaje (Galloway, 1975; Coleman y Wright, 1975; Bhattacharya y Walker, 1992; Bhattacharya, 2006). Si bien estos procesos son los más utilizados, otras variables también afectan significativamente la dinámica deltaica, como las tormentas, las variaciones climáticas y del aporte de sedimentos, el tamaño de grano, la profundidad del agua y la fisiografía de la cuenca (Postma, 1990, 2001; Orton y Reading, 1993; Olariu et al., 2012; Gugliotta et al., 2015; Dean et al., 2019; Lin y Bhattacharya, 2021; Zuchuat et al., 2022). Ainsworth et al. (2011) y Dashtgard et al. (2012) actualizaron las clasificaciones tripartitas tradicionales, jerarquizando los procesos inferidos en primarios, secundarios y terciarios. De esta forma, se establecieron nuevas categorías, en las que los ambientes son dominados, influenciados o afectados por el agente en función de su abundancia y características. Sin embargo, estas nuevas categorías están sub-representadas en las interpretaciones de depósitos deltaicos antiguos, aunque algunos han sido reinterpretados en los últimos años (Gugliotta et al., 2016, 2023).

La sucesión analizada muestra una organización de facies vertical y lateralmente compleja en las formaciones Río Mayer y Río Belgrano (Figs. II.1.29, II.1.2-7). Este sistema depositacional deltaico posee un sentido de progradación dominante hacia el sur en todas las localidades analizadas, excepto en el perfil Río Belgrano, en donde los depósitos basales presentan dirección de progradación hacia el NE (Fig. III.1.1). En el sector norte del área de estudio, los depósitos de prodelta de la Formación Río Mayer están compuestos principalmente por facies hemipelágicas. En contraste, los depósitos de flujo gravitacional de sedimentos no cohesivos dominan hacia localidades ubicadas al sur. Además, los depósitos del frente deltaico de la Formación Río Belgrano muestran una dominancia de facies relacionadas con la acción de mareas en el sector norte, mientras que hacia el sur están subordinadas. En este sector dominan las facies fluvio-dominadas, con el desarrollo puntual de estratos dominados por tormentas (Fig. II.1.29). Al analizar cada sección sedimentaria en las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, los intervalos estratigráficos inferiores se caracterizan por facies fluvio-dominadas, con estratos aislados que registran facies influenciadas por la acción de mareas. En contraste, los intervalos superiores se caracterizan por facies dominadas por mareas con intervalos discretos de

depósitos dominados por la acción de tormentas (Figs. I.5.1 y II.1.2-7). Esta influencia contrastante, tanto vertical como lateral, de procesos fluviales, mareales o de tormentas (Fig. III.1.1), es característica de deltas de energía mixta (Ainsworth et al., 2008; Rossi y Steel, 2016; Peng et al., 2018). En la Fig. III.1.2 se presenta un modelo esquemático en la que se muestra la distribución espacial de las asociaciones de facies deltaicas y fluviales, y su relación con inundaciones.

La energía de las mareas en ambientes costeros es proporcional a la amplitud mareal y la longitud de la zona intermareal (Kvale, 2006). La magnitud de las mismas y su variación espacio-temporal está condicionada por la fisiografía de la cuenca marina (Uehara y Saito, 2003; Anell et al., 2021; Zuchuat et al., 2022). La amplificación de mareas ocurre en plataformas continentales de grandes extensiones, como por ejemplo la plataforma continental Argentina, pero también en mares epicontinentales con forma de embudo que se estrechan hacia el interior del continente (Sztanó y De Boer, 1995; Archer y Hubbard, 2003; Steel et al., 2012). Esta amplificación mareal se conoce como amplificación resonante y se debe a la interferencia constructiva entre las sucesivas ondas de marea que ingresan al cuerpo de agua (Pugh, 1987; Sztanó y De Boer, 1995). Las reconstrucciones paleogeográficas de la Formación Río Mayer proponen una cuenca en forma de embudo que se estrecha hacia el norte (Richiano et al., 2019; Cuitiño et al., 2019a), con anchos de 300-400 km a los 50° de latitud sur a menos de 100 km a los 47°S. Se interpreta un ancho de cuenca aún más estrecho (alrededor de 50 km) en la latitud del Lago Ghio (47°15' S), donde los depósitos transgresivos de la Formación Springhill están superpuestos por depósitos costeros de la Formación Río Belgrano, sin la presencia de depósitos de la Formación Río Mayer, marcando el borde de cuenca para ese intervalo estratigráfico (Arbe, 1986; Giacosa y Franchi, 2001). Los estudios sedimentológicos de la Formación Río Mayer (y unidades coetáneas) muestran la presencia de depósitos marinos profundos al sur de los 50° de latitud sur de la cuenca (Fildani y Hessler, 2005; Romans et al., 2011; Ghiglione et al., 2021). Hacia la zona central (49° S), domina la sedimentación de plataforma externa (Arbe, 2002; Richiano et al., 2012, 2019; Gómez Dacal et al., 2019), con clara

tendencia somerizante de sur a norte. Esta fisiografía de cuenca en forma de embudo permite inferir que la amplitud mareal podría aumentar hacia el norte por amplificación resonante. Dentro del área de estudio, las facies con evidencias de acción mareal son más abundantes hacia el norte, mientras que en la vertical dominan el registro de la sección superior de la Formación Río Belgrano. Esta característica particular en la distribución de facies sumado a la forma de embudo de la cuenca marina del Cretácico Temprano, sugiere que la fisiografía de la cuenca habría ejercido un control primordial en la amplitud mareal y por ende en la distribución de facies (Fig. III.1.3). En contraste con la distribución de facies mareales, los depósitos relacionados a la acción de tormentas están mejor representados en las localidades ubicadas en la zona sur del área de estudio (perfiles El Águila y Río Belgrano) (Fig. III.1.1). Esto podría responder a que los depósitos de tormentas poseen mayor potencial de preservación en mares más abiertos, donde la posibilidad de retrabajo de los cuerpos arenosos por la acción de mareas o corrientes hiperpícnicas es menor (Keen et al., 2012; Jelby et al., 2020). Hacia el sur de la Cuenca Austral, unidades lateralmente equivalentes y más jóvenes están representadas por deltas dominados por olas y deltas fluvio-dominados (Arbe, 1989; Moyano Paz et al., 2020, 2022) sin evidencia de influencia mareal. Estos rasgos podrían ser una consecuencia de la geometría más ancha y abierta de la cuenca en aquellas latitudes (49° - 52° S), siguiendo las tendencias observadas dentro del área de estudio.

El control de los procesos fluviales en el desarrollo de sistemas deltaicos se infiere sobre la base de la abundancia de canales distributarios, la presencia de depósitos heterolíticos sin ciclicidad consistente con modulación mareal, estratos con gradación inversa a normal, y alternancia entre estratos bioturbados y no bioturbados (Thomas et al., 1987; Bhattacharya y MacEachern, 2009; Gugliotta et al., 2015; Rossi y Steel, 2016; Lin y Bhattacharya, 2021). Estas características se asocian con la variabilidad de la descarga fluvial, rasgo común en la mayoría de los ríos actuales (Gugliotta et al., 2015; Fielding et al., 2018). Por ejemplo, en climas semiáridos, la descarga acuosa y el suministro de sedimentos por parte de los sistemas fluviales son enormemente variables, con valores máximos durante inundaciones y suministro casi nulo

o muy bajo en el período que tiene lugar entre los eventos de alta descarga (Alexander et al., 1999; Fielding et al., 2009, 2018). Los modelos de facies actuales de deltas fluvio-dominados destacan el rol de los flujos hiperpícnicos en la transferencia de sedimentos hacia el prodelta y la plataforma, mayormente mediante el desarrollo de flujos gravitacionales de sedimentos cohesivos y no cohesivos (Mutti et al., 2003; Mulder et al., 2003; García-García et al., 2021). La proporción de depósitos fluvio-dominados y la ocurrencia de depósitos asociados a flujos gravitacionales de sedimentos en las formaciones Río Mayer y Río Belgrano muestran una correlación directa en las localidades analizadas (Fig. II.1.29A-B), aumentando hacia el sector sur (Fig. III.1.1), y sugiriendo un mismo origen para ambos.

Los depósitos fluviales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde representan los ríos alimentadores de los sistemas deltaicos de la Formación Río Belgrano. Dentro del Miembro Inferior, la proporción de estilos fluviales cambia de norte a sur, con aumento hacia el sur en la proporción de canales fluviales de baja sinuosidad, de menos del 20% en el norte hasta un 50% en el sur (Fig. II.1.29C). Los sistemas fluviales también registran aumento hacia el sur de la variabilidad estimada de la descarga acuosa (Fig. II.1.28E). En concordancia, varios estudios indican que la mayoría de los ríos de baja sinuosidad ocurren en regiones áridas y semiáridas, y se caracterizan por condiciones de descarga altamente variables (Tooth, 2000a; Colombera y Mountney, 2019). El aumento hacia el sur en la proporción de canales de baja sinuosidad coincide con el aumento de facies deltaicas fluvio-dominadas y de depósitos de flujos gravitacionales de sedimentos en la misma dirección. Esta correspondencia revela que las características del sistema fluvial condicionaron la dinámica de los procesos sedimentarios en el sistema deltaico contemporáneo, favoreciendo el desarrollo de flujos hiperpícnicos durante inundaciones (Dalrymple et al., 2015; Gugliotta et al., 2015). Un modelo esquemático que muestra los efectos de los períodos de inundaciones y entre inundaciones sobre la distribución de facies en las formaciones Río Belgrano y Río Tarde se presenta en la Fig. III.1.2. El modelo destaca que, en condiciones de descarga reducida, es decir entre eventos de inundación, en el frente deltaico se favorece el desarrollo y preservación de facies asociadas a mareas y a la

acción de tormentas. Durante los eventos de inundación, el aumento de la descarga acuosa y la incorporación de sedimentos al flujo desencadena la progradación aguas abajo de las facies someras y la generación de flujos hiperpícnicos, desencadenando una fuerte impronta tanto en el frente deltaico como en el prodelta (Lamb et al., 2008; Bhattacharya y MacEachern, 2009; Lin y Bhattacharya, 2021). De manera similar, el aumento repentino de la descarga en el sistema fluvial genera cambios considerables en los procesos y depósitos, como la generación de desbordes, avulsión y erosión de depósitos de la planicie de inundación (Miall, 1996; Fielding et al., 2018; Zhao et al., 2021; Walker y Holbrook, 2022).

III.1.2) Arquitectura aluvial del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde

Las interpretaciones paleoambientales pioneras de la Formación Río Tarde fueron realizadas por Ramos (1979), quien la interpretó como un sistema fluvial, y por Arbe (1986) quien reconoció canales fluviales meandriformes de baja energía con elevada participación de depósitos de planicie de inundación. Luego de varias décadas sin trabajos sedimentológicos detallados en la unidad, Aramendía et al. (2018) realizaron perfiles sedimentológicos y clasificaron a estos sistemas como entrelazados de alta energía con baja preservación de las planicies de inundación. Esta aparente contradicción entre los autores podría deberse a que relevaron distintas posiciones de la cuenca, ya que la variación lateral en el apilamiento (relación canales/planicie de inundación) de la Formación Río Tarde es elevada (Fig.II.1.28), con dominancia de depósitos de canales al norte y mayor participación de depósitos de planicie de inundación hacia el sur. El Miembro Inferior de la Formación Río Tarde consiste mayormente de canales fluviales aislados, inmersos en depósitos de planicie de inundación distal. Las fajas de canales evidencian migración lateral gradual o avulsión, siendo esta última clasificada en avulsión por reocupación, incisional o progradacional (Mohrig et al., 2000; Slingerland y Smith, 2004; Jones y Hajek, 2007). Al cuantificar la recurrencia de los mecanismos de migración en las diferentes posiciones de la cuenca, se observa que aguas abajo aumenta la proporción de

avulsión por incisión, mientras disminuye la ocurrencia de avulsión por reocupación (Fig. II.1.26). Esta tendencia es coincidente con los modelos existentes (Valenza et al., 2020) ya que, como norma general, los sistemas fluviales suelen tener mayor desarrollo de planicie de inundación en la dirección aguas abajo, lo que favorece la avulsión por incisión. Sin embargo, las posiciones distales las planicies de inundación pueden preservar rasgos de los canales abandonados en zonas topográficamente deprimidas (Lewin y Ashworth, 2014), lo que permite que también pueda ocurrir avulsión por reocupación. A su vez, hacia las cabeceras de las redes de drenaje, los ríos suelen estar en posiciones topográficamente más bajas que las planicies, por lo que al migrar los canales tienden a desarrollar el mecanismo de reocupación (Valenza et al., 2020). Si bien la ocurrencia de avulsión progradacional es baja, la misma se identificó únicamente al sur del área de estudio, en el perfil Río Belgrano (Fig. II.1.26). La ocurrencia de este mecanismo aguas abajo es consistente con los modelos conceptuales, ya que la avulsión por progradación requiere bajo gradiente y predominio de carga en suspensión (Slingerland y Smith, 2004; Valenza et al., 2020).

Los resultados de este estudio indican que las fajas de canales son más pequeñas hacia las localidades del sur, reduciendo su ancho y espesor (Fig. II.1.28A, B), una característica ya identificada por Aguirre Urreta y Ramos (1981). Las paleocorrientes de la Formación Río Tarde poseen un vector promedio de 165° , aunque se encuentran condicionadas por los lineamientos tectónicos principales, lo que genera que cada localidad posea modas diferentes. Tanto la arquitectura estratigráfica como los datos paleohidrológicos obtenidos en las fajas de canales, indican una reducción en el tamaño de los canales y en los valores de descarga río abajo (Fig. II.1.28A, B, E, F). Dos escenarios alternativos pueden explicar la arquitectura aluvial observada: i) un sistema fluvial desarrollado en un clima árido, en el cual la evaporación y la infiltración superan el aporte de agua al sistema fluvial (Tooth, 2000b); o ii) el desarrollo de un sistema fluvial distributivo (DFS) (Hartley et al., 2010) ubicado en una posición relativamente cercana a la línea de costa contemporánea. Un escenario climático árido no está actualmente respaldado por la evidencia sedimentológica, debido a la ausencia de evaporitas, facies eólicas y/o de

interacciones fluvio-eólicas, y también por consideraciones climáticas regionales (Bedatou et al., 2008; Varela et al., 2018).

Por otro lado, los DFS son sistemas fluviales que presentan un patrón distributivo radial en planta (Hartley et al., 2010; Weissmann et al., 2010) y muestran características específicas. Los canales dentro de un DFS exhiben reducción en el ancho, espesor y caudal del agua en río abajo (Hartley y Owen, 2022), lo que limita la capacidad erosiva de los canales fluviales sobre los depósitos subyacentes en esa dirección (Blum y Törnqvist, 2000; Holbrook et al., 2006). Como resultado, una mayor área disponible para la avulsión origina sucesiones en las que los canales presentan menor conectividad dentro de la llanura de inundación (Owen et al., 2015; Hartley y Owen, 2022), evidenciando una reducción en la densidad de apilamiento de los canales fluviales en la dirección aguas abajo. Por tanto, la reducción en el tamaño de los canales y la disminución en la densidad de apilamiento observadas en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde son consistentes con el desarrollo de un DFS. Este DFS, situado en cercanía a los depósitos deltaicos de la Formación Río Belgrano, podría representar los canales fluviales distributarios de la llanura deltaica. Sin embargo, el inconveniente de esta hipótesis es la ausencia de un patrón de paleoflujo "distributivo" en los datos obtenidos. Esta discrepancia se atribuye al confinamiento de los canales fluviales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde por el relieve tectónico heredado de los depocentros jurásicos (Fig. II.1.27A), caracterizados por grábenes con elongaciones en sentido N-S (Arbe, 1986; Giacosa y Franchi, 2001). El relieve heredado potencialmente favoreció el confinamiento lateral de los sistemas fluviales (Gawthorpe y Leeder, 2000), resultando en un sistema fluvial distributivo axial, alargado en sentido norte-sur, en lugar de uno radial (Hartley et al., 2010; Weissmann et al., 2010) (Fig. III.1.3).

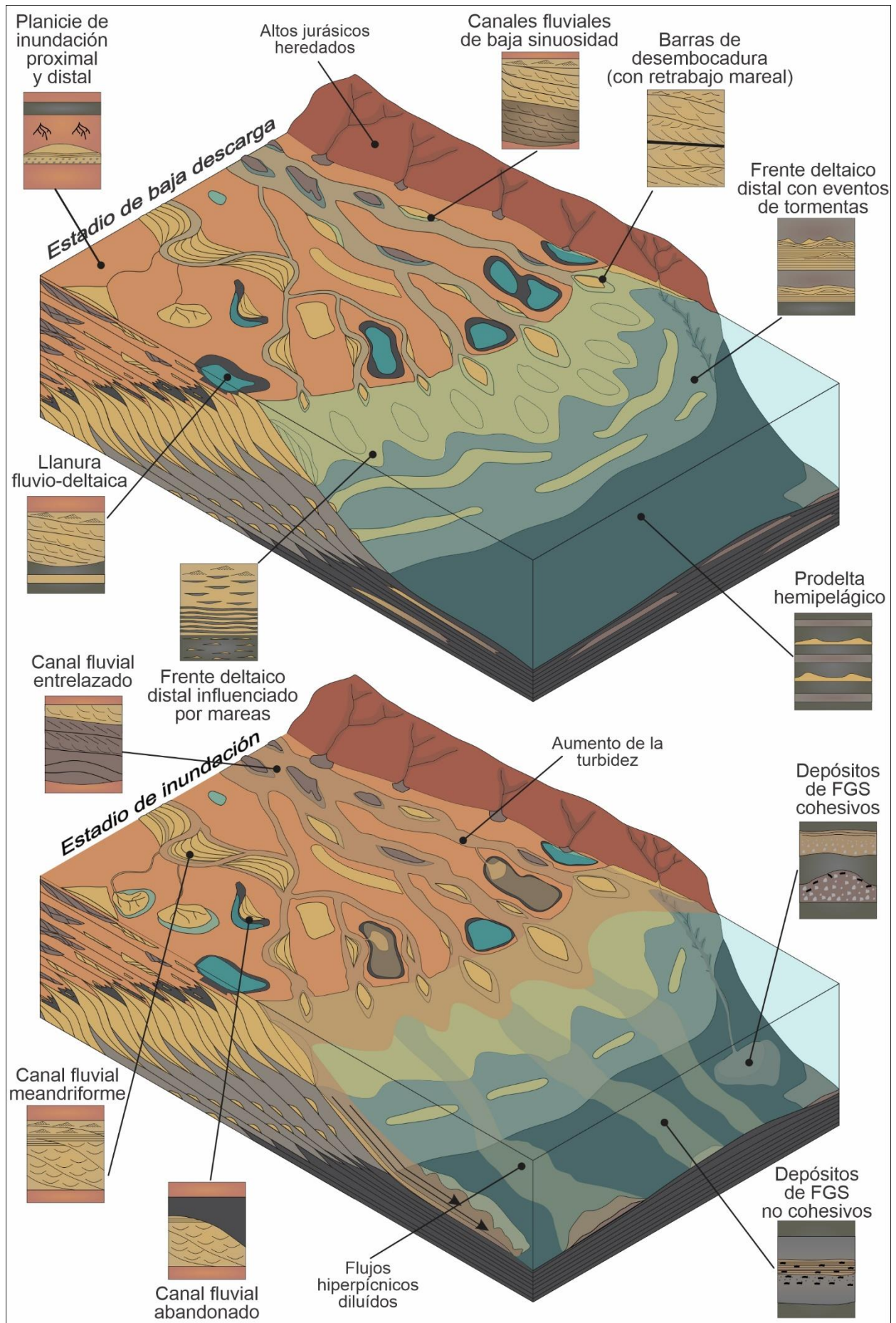


Figura III.1.2 (página anterior). Modelos sedimentarios conceptuales interpretados para inundaciones y para condiciones de descarga normal del sistema fluvial. Los depósitos continentales corresponden al Miembro Inferior de la Formación Río Tarde y los depósitos marinos abiertos y deltaicos a las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, respectivamente.

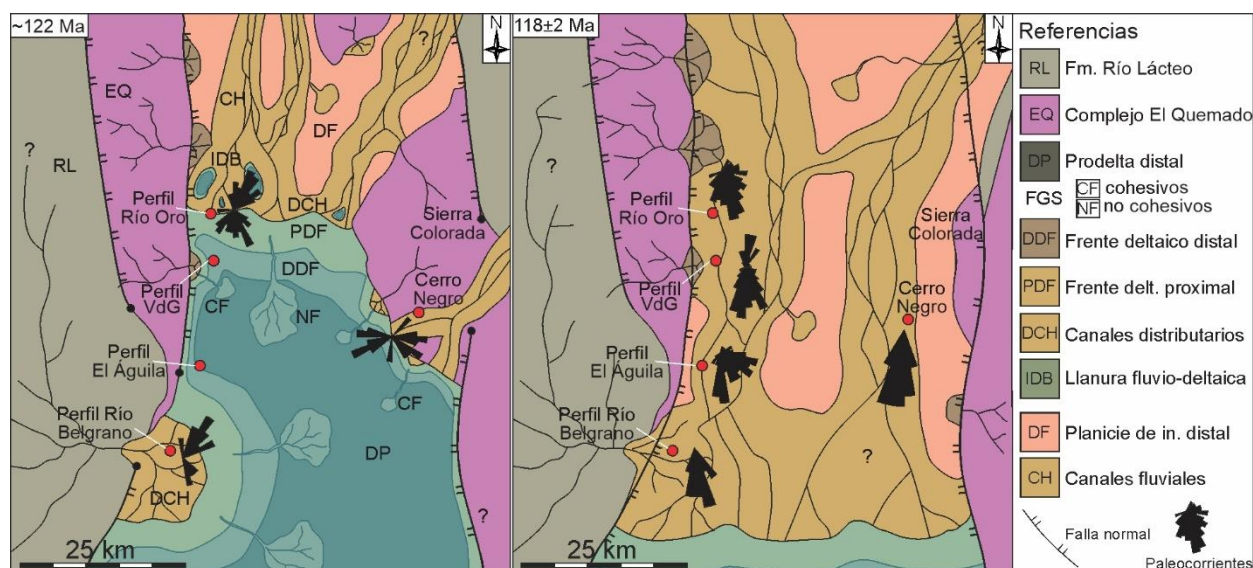


Figura III.1.3. Modelo evolutivo del área de estudio durante el ciclo regresivo. Las edades corresponden a las propuestas de Ghiglione et al. (2015) para las formaciones Río Belgrano (izquierda) y Río Tarde (derecha).

III.1.3) Factores de control alogénicos

En esta sección, se presentan algunas inferencias sobre el contexto paleoclimático, cambios en el nivel del mar y procesos tectónicos que tuvieron lugar durante la depositación de las unidades analizadas.

III.1.3.1) Paleoclima Barremiano-Aptiano

Aunque no existen *proxies* climáticos directos sobre el clima del Barremiano-Aptiano para el sector norte de la Cuenca Austral, estudios de unidades continentales coetáneas de la Región del Deseado indican un clima cálido y fuertemente estacional (Bedatou et al., 2008; Genise et al., 2008). De manera similar, para las unidades temporalmente equivalentes de las cuencas del Golfo San Jorge y Cañadón Asfalto, formaciones Pozo D-129-Matasiete y Los Adobes, respectivamente, se ha estimado un paleoclima templado semi-árido con variaciones estacionales en la descarga (Paredes et al., 2007, 2024; Allard et al., 2015, 2021). Dentro del área de estudio, Del Fueyo et al. (2021) proponen para la Formación Springhill (Berriasiano-Valanginiano) un clima templado y húmedo, el cual también se reconoce en otros sectores de la cuenca (Riccardi, 1971; Spalletti et al., 2006; Richiano et al., 2015; Gómez Dacal et al., 2019). Los datos sedimentológicos recopilados para las unidades analizadas permiten interpretar un clima semiárido con distribución estacional de las precipitaciones, lo que sugiere un proceso de aridificación entre el Berriasiano-Valanginiano y el Barremiano-Aptiano, el cual es consistente con lo propuesto en otras cuencas del sur de la Patagonia y con modelos paleoclimáticos globales (Chumakov, 1995; Hay y Floegel, 2012; Scherer et al., 2020). La inferencia de un clima semi-árido para el intervalo analizado se sustenta en las estimaciones paleohidráulicas, que indican gran variabilidad en la descarga acuosa, tanto dentro de las fajas de canales (estacional/interanual) como a lo largo de la columna sedimentaria (Fielding et al., 2011; Allen et al., 2014). Complementariamente, la escasez de llanuras de inundación saturadas en agua y la abundancia de concreciones carbonáticas sugieren limitada disponibilidad hídrica y meteorización química reducida, con un exceso de solutos durante la estación seca (Cojan y Gillot, 2022). Adicionalmente, la frecuente ocurrencia troncos fósiles de árboles de grandes dimensiones incorporados al flujo desde los márgenes de los canales sugiere la presencia de vegetación ripariana a lo largo de los márgenes (Spicer, 1989; Gran y Paola, 2001; Tal et al., 2004; Bashforth et al., 2011), atributos característicos de climas semi-áridos con desarrollo de vegetación en galería (Fielding y Alexander, 2001).

Aunque en este trabajo no se han realizado análisis sistemáticos de paleosuelos ni determinaciones de arcillas mediante difracción de rayos X, métodos más adecuados para realizar inferencias paleoclimáticas, se presentan a continuación algunas inferencias basadas en la comparación de los resultados del estudio de paleohidrología de los depósitos de canales fluviales con los datos obtenidos por FRX de pelitas de las mismas sucesiones.

Al analizar las curvas de Al/K y Rb/Sr obtenidas mediante el análisis de FRX, se destaca una correlación entre la ciclicidad en las curvas y las dimensiones de las fajas de canales y la descarga acuosa estimada del sistema de transferencia (Figs. II.1.28 y II.3.7). Como se mencionó, las curvas de Al/K y Rb/Sr reflejan cambios en la intensidad de meteorización química (Chen et al., 1999; Ding et al., 2001; Buggle et al., 2011), que son directamente proporcionales a la temperatura media anual y a la precipitación media anual (Kraus, 1999). En las secciones estudiadas de la Formación Río Tarde, los intervalos con alta relación Al/K y Rb/Sr coinciden con la posición estratigráfica en la que se identificaron los canales fluviales de mayores dimensiones, y los que presentan mayores estimaciones de paleocaudal, y mayor apilamiento. Esta correlación sugiere una relación causal entre las dimensiones y apilamiento de las fajas de canales y las tasas de meteorización química inducidas climáticamente (Hajek y Heller, 2012). Paredes et al. (2020) y Lizzoli et al. (2021b, 2024b) llegaron a una conclusión similar en depósitos de la Formación Bajo Barreal (Cenomaniano-Coniaciano, Cuenca del Golfo San Jorge) del cerro Ballena (Santa Cruz), observando que las secciones con canales fluviales de mayor tamaño y mayor apilamiento correlacionan con mayores intensidades de meteorización química a partir del análisis de la mineralogía de arcillas por el método de difracción de rayos X, identificando un aumento en la relación caolinita/esmectita en las sucesiones con canales de mayor descarga asociada y con mayor apilamiento. Aunque no se realizó un análisis mineralógico de difracción de rayos X para confirmar esta hipótesis, el perfil Al/K de la localidad de Veranada de Gómez se ajusta bien con el registro de arcillas de Barberón (2018), sugiriendo que esta relación responde a variaciones en la mineralogía de arcillas. A pesar de estas coincidencias, se requieren estudios

más específicos en relación a las características de los paleosuelos para sustentar o desestimar esta hipótesis.

III.1.3.2) Inferencias de cambios relativos en el nivel del mar

Las formaciones Río Mayer y Río Belgrano exhiben sucesiones grano-estratocrecientes, evidenciando la continentalización de la cuenca, desde los depósitos de plataforma externa y deltaicos de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, hasta los depósitos fluviales de la Formación Río Tarde. Esta continentalización a escala de cuenca es interpretada como parte de un ciclo de segundo orden, integrado a su vez por ciclos de tercer orden (*sensu* Vail et al., 1977) (Fig. III.1.1). La jerarquía de los ciclos fue asignada en función del intervalo temporal que abarca la regresión (Catuneanu et al., 2009), entre los 123 Ma asignados a la Formación Río Belgrano y a los 112 Ma para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Ghiglione et al., 2015). Es importante destacar que estos ciclos responden al balance entre acomodación/aporte sedimentario, y no a variaciones estrictamente eustáticas. La correlación de los patrones de apilamiento de conjuntos de estratos entre las localidades refleja una tendencia general agradacional-progradacional a netamente progradacional (Catuneanu, 2019) para las formaciones Río Mayer y Río Belgrano (Fig. III.1.1), lo cual es indicativo de una regresión normal desarrollada durante un cortejo de nivel alto (HST). Estos cortejos de nivel alto se desarrollan durante estadios en los que la tasa de sedimentación supera a la tasa de acomodación, resultando en la progradación de los sistemas sedimentarios (Catuneanu et al., 2009; Catuneanu, 2019a). La continuidad vertical y lateral de los sub-ambientes, con transiciones graduales entre ellos respaldan un contexto de regresión normal (Clifton, 2006; Zecchin et al., 2017; Catuneanu, 2019), tal como ha sido propuesto por Arbe (1986). Asimismo, no se han reconocido superficies erosivas significativas entre depósitos de litorales y facies más distales, las cuales son características durante el desarrollo de regresiones forzadas (Plint, 1988; Posamentier et al., 1992; Coe, 2003; Clifton, 2006).

A pesar del contexto de regresión normal de segundo orden interpretado para las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, la transición de esta última a la Formación Río Tarde localmente presenta características que sugieren un escenario diferente. Los depósitos de la llanura fluvio-deltaica poseen mayor espesor hacia el norte, mientras que, hacia el sur, los canales fluviales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde están en contacto con facies del frente deltaico proximal, reflejando el desarrollo de una superficie erosiva que incide levemente aguas abajo, característica que podría indicar el desarrollo de una regresión forzada (SRF). Dada la jerarquía de esta superficie y la falta de un patrón típico de regresiones forzadas (valles incisos, desarrollo de paleosuelos, entre otros) en el resto del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, la transición de la Formación Río Belgrano a dicha unidad podría asignarse a una regresión forzada de tercer orden (Fig. III.1.1). La posición estratigráfica de esta regresión forzada coincide con el desarrollo de la regresión de tercer orden que inicia por encima de la MFS de tercer orden, con un HST de la misma jerarquía. Aunque por encima, en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, no se identificaron tendencias verticales que puedan vincularse a fluctuaciones del nivel del mar (Shanley y McCabe, 1994; Catuneanu et al., 2009; Catuneanu, 2019a, entre otros), aunque Arbe (1986) sostiene que esta unidad se habría desarrollado en un período de ascenso en el nivel del mar en base al contexto eustático global.

III.1.3.3) Control tectónico en la sedimentación

En el área de estudio, trabajos previos sugieren que la etapa regresiva analizada ocurrió en respuesta al inicio del levantamiento de los Andes durante el Barremiano-Aptiano/Albiano, dando lugar a una etapa de cuenca de antepaís compresivo (Ramos, 1979; Aguirre Urreta y Ramos, 1981; Arbe, 1986, 2002; Ghiglione et al., 2015, 2021; Aramendía et al., 2018; Barberón et al., 2018; Ramos et al., 2019; Ronda et al., 2019; Naipauer et al., 2024). Aunque existen gran cantidad de trabajos respaldando esta idea, la evidencia de campo de un escenario contraccional no está claramente documentada. La deformación compresiva se identifica en el registro

estratigráfico mediante el desarrollo de discordancias angulares, estratos de crecimiento, superficies erosivas de primer orden o hiatos no depositacionales, incisión de valles o desarrollo de terrazas fluviales, progradación de depósitos de abanico aluvial, cambios en el patrón de paleocorrientes y direcciones de paleoflujo, entre otras características (Jordan, 1981; Yingling y Heller, 1992; DeCelles y Giles, 1996; Miall, 2009; Catuneanu, 2019b; Allard et al., 2020, 2021). Ninguno de los elementos estratigráficos mencionados ha sido identificado ni en la literatura previa ni en la presente investigación. Además, la estratigrafía preservada revela que las formaciones Río Mayer, Río Belgrano y Río Tarde muestran relaciones concordantes con transiciones graduales entre ellas (Fig. III.1.4B,C,D), sin superficies erosivas significativas. Tampoco se observan cambios en la paleopendiente general, con direcciones de paleotransporte principalmente hacia el sur-sureste en todas las unidades (Formación Río Belgrano = N155°, Miembro Inferior Formación Río Tarde = N165°). Además, se han reconocido fallas normales sinsedimentarias de escala mesoscópica en depósitos de la Formación Río Belgrano (Fig. III.1.4A) con direcciones de extensión en sentido NO-SE e inclinaciones tanto al NO como al SE. El origen de estas se interpreta como tectónico y se descarta que respondan por el colapso del frente deltaico ya que las paleocorrientes medidas en esos estratos van hacia el SE.

La distribución tabular de espesores, la ausencia de grandes incisiones y discordancias angulares, y la consistencia del paleoflujo sugieren un control tectónico limitado sobre la sedimentación, indicando que el plegamiento y la compresión de la secuencia ocurrieron de forma posterior a su depositación en el área de estudio. Giacosa et al. (2012) sugieren un escenario tectónico similar para unidades equivalentes hacia el sur (49°S), donde identificaron una discordancia tectónica solo en la base de los depósitos del Cretácico Tardío. Aunque no se reconoció un control tectónico activo, el relieve heredado del sistema extensional jurásico ha jugado un papel significativo debido al paralelismo entre la orientación de las principales fallas normales que delimitan los depocentros (actualmente invertidas tectónicamente) y la dirección

de paleotransporte de los sistemas fluviales (Blair y Bilodeau, 1988; Gawthorpe y Leeder, 2000; Leeder, 2011).

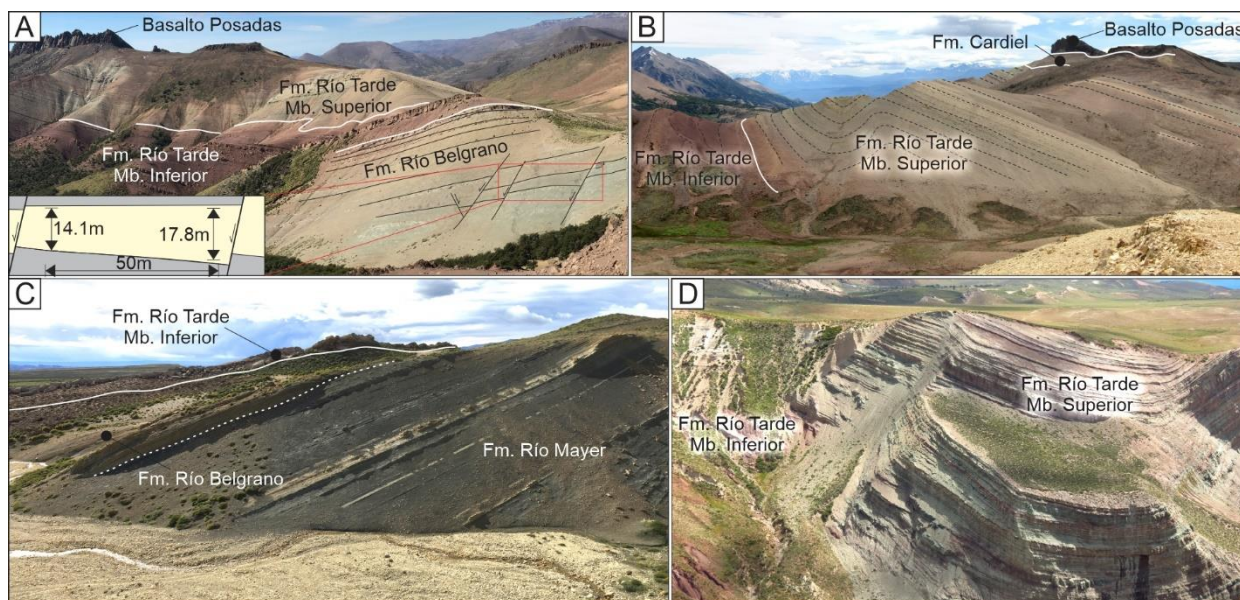


Figura III.1.4. A) Afloramientos del Cretácico Inferior en la localidad El Águila, en donde se observa el desarrollo de un sistema de fallas normales sinsedimentarias. El esquema de la esquina inferior izquierda muestra las variaciones laterales de espesor. El norte se ubica hacia la izquierda de la fotografía. B) Vista hacia el norte de la localidad El Águila en donde se observa la concordancia entre los miembros Inferior y Superior de la Formación Río Tarde, y la ausencia de discordancias internas para el Miembro Superior. C) Afloramiento de la Veranada de Gómez, en donde se observa la transición gradual y concordante entre las formaciones Río Mayer y Río Belgrano. D) Valle del Río Furioso en donde se observan pliegues paralelos en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde, indicando deformación post-depositacional.

III.2) Miembro Superior Formación Río Tarde: modelo depositacional

III.2.1) Arquitectura aluvial del Miembro Superior de la Formación Río Tarde

El Miembro Superior de la Formación Río Tarde cubre de manera transicional al sistema depositacional integrado por las formaciones Río Mayer y Río Belgrano y el Miembro Inferior de

la Formación Río Tarde, y su inicio está marcado por la incorporación de gran cantidad de material volcanoclástico al sistema fluvial. Esta unidad ha sido reconocida desde los trabajos pioneros en el área de estudio y correlacionada con afloramientos más australes (Fm. Kachaike), así como también con rocas equivalentes de la Cuenca del Golfo San Jorge (Hatcher, 1900; Feruglio, 1949). Ghiglione et al. (2015) en base a dataciones radiométricas en circones le asigna a esta unidad una edad de 112 Ma. A pesar de la existencia de perfiles sedimentarios del Miembro Superior en la zona de estudio (Homoc, 1980; Ghiglione et al., 2015; Barberón et al., 2019), hasta la fecha no se han realizado análisis de facies que permitan establecer una evolución paleoambiental detallada de la unidad. Arbe (1981) define a esta unidad como Formación Arroyo Potrancas, y caracteriza su relleno como areniscas, conglomerados y tobas depositadas en ambientes continentales, de abanicos distales en cursos de alta energía bajo un clima húmedo. Hacia el sur, esta unidad engrana lateralmente con las formaciones Kachaike y Piedra Clavada (Ramos, 1979; Riccardi y Rolleri, 1980), que representan el sistema deltaico alimentado por los sistemas fluviales del Miembro Superior de la Formación Río Tarde analizados en este trabajo. Los datos existentes respecto a la sedimentología de las formaciones marinas son escasos (Rebasa, 1982; Poiré y Franzese, 2010) y mencionan un ambiente litoral deltaico desarrollado en un contexto de subsidencia tectónica, con una edad de alrededor de 101 Ma (Poiré et al., 2017). Estos autores describen proporciones de material volcanoclástico menores a las presentes en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde. Esta disminución de la cantidad de material volcanoclástico desde zonas proximales a zonas distales podría deberse a una retención de la ceniza en los sistemas de transferencia y/o a la dilución de la misma por mezcla con fuentes epiclásticas. Esta disminución del contenido de ceniza entre zonas proximales y distales ha sido mencionada para el Grupo Chubut (Cretácico) en la cuenca del Golfo San Jorge, en donde se registra una considerable reducción de la cantidad de ceniza de oeste hacia el este (Foix et al., 2020).

El análisis de facies y asociaciones de facies en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde permitió la identificación de un sistema fluvial volcanoclástico. Este sistema presenta

canales fluviales mayoritariamente perennes con moderada variabilidad en la descarga (*sensu* Fielding et al., 2018), que se vuelven más abundantes en la dirección aguas abajo. Los canales efímeros se caracterizan por un relleno con estructuras formadas por flujos supercríticos, y de manera subordinada por rellenos asociados a flujos densos (Fig. II.1.30B). El tamaño de grano de estos canales, así como el de los cursos troncales disminuye considerablemente aguas abajo. En esta dirección también se observa un aumento en la proporción de depósitos de planicie de inundación volcániclastica y de las condiciones subacuáticas de los mismos (Fig. II.1.30D). Estas evidencias sugieren que los sistemas fluviales volcániclasticos se integraban hacia el sur, siendo las localidades Cerro Negro y El Águila tributarios de este sistema (Fielding et al., 2012), con incremento de los depósitos de planicies de inundación y una disminución del tamaño de grano en la dirección aguas abajo (Valenza et al., 2020, 2022). El análisis de paleocorrientes en las distintas localidades sugiere que la posición del depocentro principal de este sector de la cuenca se encontraba ubicado entre los perfiles El Águila y Cerro Negro, ya que las paleocorrientes poseen una moda principal hacia el sureste (N134°) y al suroeste (N224°), respectivamente (Fig. II.1.27A).

El modelo sedimentológico conceptual para esta unidad refleja cambios en la dirección aguas abajo en la organización aluvial (Fig. III.2.2), y presenta múltiples similitudes con el modelo depositacional de la Formación Castillo en la Cuenca del Golfo San Jorge (Paredes et al., 2015). Esta última unidad es temporalmente equivalente (Albiano) al Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Allard et al., 2022b) y suprayace a una unidad fluvial dominada por depósitos de planicie de inundación epiclastica de coloración rojiza (Formación Matasiete). Las proporciones de las asociaciones de facies identificadas en la Formación Castillo, canales fluviales, de planicie de inundación proximal y de planicie de inundación distal, son similares a las reconocidas en el extremo norte de la Cuenca Austral para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Fig. III.2.2). En esta comparativa, se destaca también que las proporciones de las asociaciones de facies varían del mismo modo en dirección aguas abajo, sugiriendo una distribución paleoambiental similar. Adicionalmente, el contexto tectónico de reactivación extensional a post-

rift propuesto para esta unidad de la cuenca del Golfo San Jorge (Figari et al., 1999; Paredes et al., 2015; Allard et al., 2022a), es similar al propuesto en este trabajo para el extremo norte de la Cuenca Austral (ver Sección II.2.3).

En los depósitos de planicie de inundación proximal, se encontró una dominancia de desbordes en manto (Fig. II.1.30). De manera similar, Umazano et al. (2008) y Umazano et al. (2012) reconocen para el Miembro Inferior de la Formación Bajo Barreal en la Cuenca del Golfo San Jorge, una dominancia notable de los depósitos de desbordes en manto en relación a los lóbulos de desborde, lo que sugiere una similitud de los procesos depositacionales de la planicie de inundación, lo cual es esperable, ya que ambas unidades son predominantemente volcaniclásticas.

En cuanto a los mecanismos de migración de las fajas de canales del Miembro Superior de la Formación Río Tarde, se reconoce una tendencia idéntica a la observada para el Miembro Inferior, con predominio de avulsión incisional, la cual se vuelve más importante en la dirección aguas abajo, mientras que la avulsión por reocupación se hace menos frecuente (Fig. II.1.26). Mientras que en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde la avulsión progradacional está casi ausente, en el Miembro Superior representa entre un 14,3 y 16,7 % del total, rasgo atribuido a que en el Miembro Superior los canales fluviales son mayormente volcaniclásticos, lo que generalmente causa el transporte de cantidades considerables de ceniza en suspensión (Kataoka et al., 2019). Como se mencionó, la avulsión progradacional se favorece cuando el sistema fluvial transporta cantidades elevadas de material en suspensión y cuando las planicies de inundación están saturadas en agua (Valenza et al., 2020, 2022), lo cual es coincidente también con la mayor presencia de planicies de inundación subácueas aguas abajo.

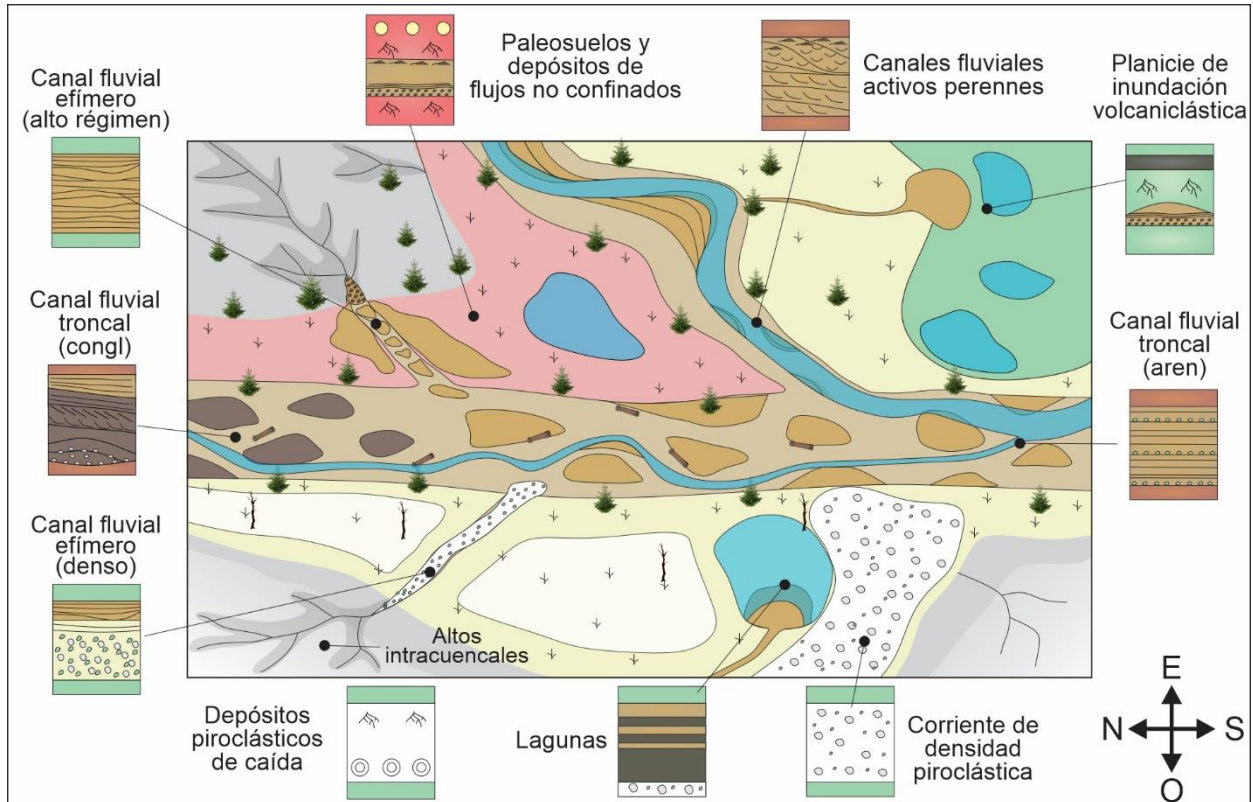


Figura III.2.1. Esquema paleoambiental para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde.

Dentro del Miembro Superior de la Formación Río Tarde la presencia de material volcanoclástico no resedimentado (i.e., depósitos piroclásticos primarios) es escasa, representando el 1,6% del registro de la unidad en la forma de depósitos de caída de ceniza (Fig. II.1.30) y un único evento asociado a un flujo piroclástico (caliente) interpretado como una ignimbrita no soldada de 2 metros de espesor (AF J.1). Esta amplia dominancia de los depósitos resedimentados en relación a los primarios indica que el registro de esta unidad se conforma mayormente por la resedimentación de la ceniza de erupciones volcánicas explosivas desde las cabeceras del sistema fluvial, lo cual es un proceso recurrente en el registro de sucesiones volcanoclásticas (Kataoka, 2005; Umazano et al., 2008; Manville et al., 2009a; Paredes et al., 2015; Kataoka y Nagahashi, 2019). Al ser tan escaso el registro de depósitos primarios resulta complejo realizar inferencias directas entre erupciones y cambios en la dinámica del sistema fluvial. Sin embargo, la ignimbrita identificada en el perfil El Águila, produjo cambios locales importantes en la red de drenaje, ya que por encima del flujo piroclástico se desarrolla una

secuencia de 5 metros de espesor integrada por pelitas y tobas muy finas de color verdoso que gradan verticalmente a areniscas tobáceas con un patrón estratocreciente. Esta sucesión se interpreta como un cuerpo lagunar desarrollado de manera posterior al flujo piroclástico, el cual es posteriormente colmatado, volviendo el sistema al equilibrio (Manville et al., 2002; 2009b; Pierson y Major, 2014). Aunque no se han identificado otros depósitos de flujos piroclásticos en las restantes localidades de esta unidad ni en sus equivalentes de ambiente marino, este depósito se interpreta como un equivalente piroclástico del magmatismo de arco del Grupo Divisadero (De la Cruz y Cortés, 2011; Suárez et al., 2023). La ocurrencia de estos depósitos de corrientes de densidad piroclástica en el área de estudio podría estar vinculada a las abundantes evidencias de magmatismo de edad aptiana presentes a pocas decenas de kilómetros del área de estudio, tanto al oeste y como al norte (Navarrete et al., 2021 y referencias allí incluidas). Esta correspondencia es factible ya que se han registrado ignimbritas que se desplazan desde estratovolcanes por distancias superiores a 100 km (Mothes et al., 1998; Manville et al., 2009b). En este caso, este flujo podría haber utilizado los valles morfoestructurales heredados, con orientaciones N-S a NO-SE.

III.2.3) Factores de control alogénicos

En este apartado se analizará el rol del clima y la tectónica en la evolución estratigráfica del Miembro Superior de la Formación Río Tarde, descartando posibles influencias del nivel de base ya que no se han observado tendencias verticales que le sean atribuibles. Si bien el rol del aporte volcánico es tradicionalmente analizado como un factor de control alogénico, su influencia sobre la arquitectura aluvial de la unidad fue tratada en la sección anterior.

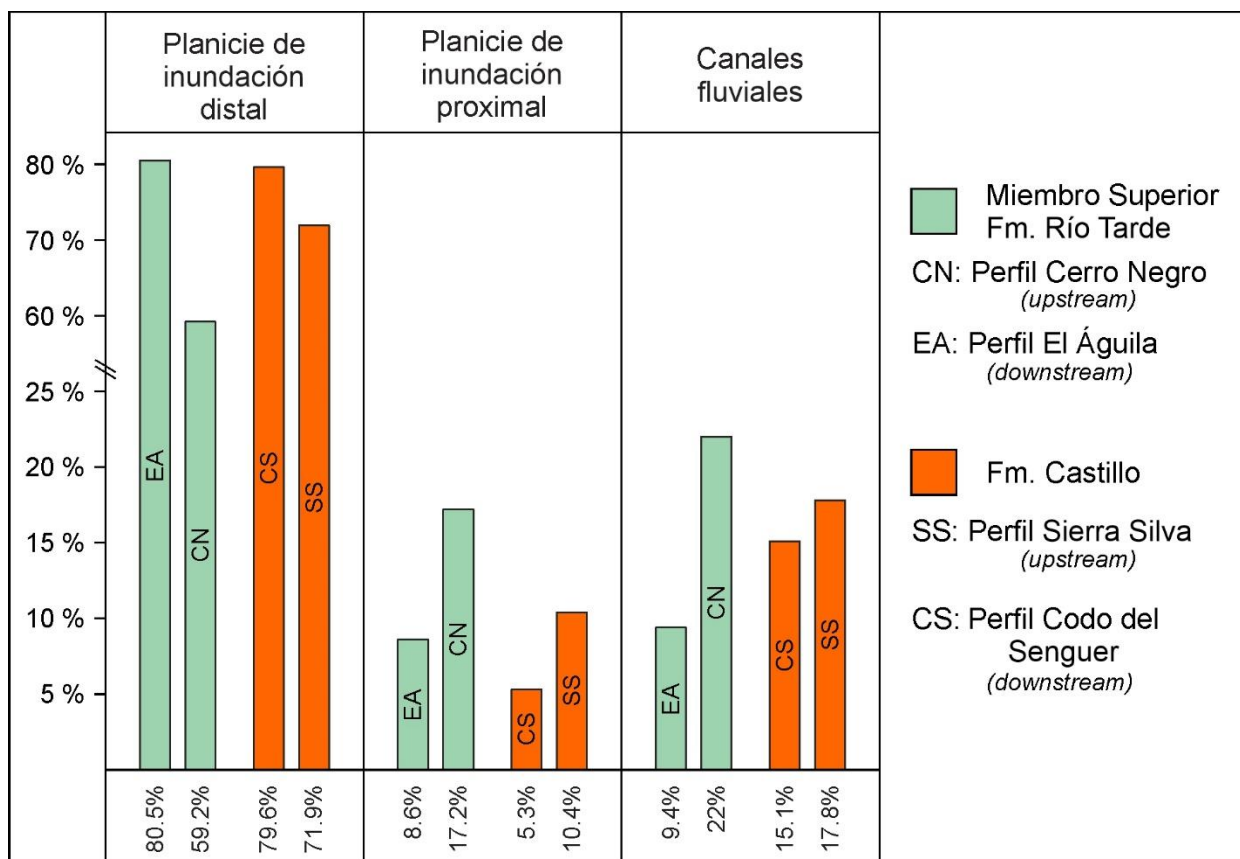


Figura III.2.2. Comparación entre la distribución de paleoambientes entre el Miembro Superior de la Formación Río Tarde y la Formación Castillo (Cuenca del Golfo San Jorge). Los datos de la Formación Castillo fueron extraídos de Paredes et al. (2015).

III.2.3.1) Tectónica

La geometría tabular de los estratos del Miembro Superior de la Formación Río Tarde, sumado a la ausencia de discordancias internas sugieren un rol subordinado de los procesos tectónicos durante la depositación de esta unidad. Durante los trabajos de campo se han reconocido fallas normales sinsedimentarias de alto ángulo dentro de la unidad, que sugieren depositación en un contexto de tectónica extensional (Fig. III.2.3). Al analizar las distribuciones de paleocorrientes, se observa que el Miembro Superior de la Formación Río Tarde parece tener menor control del paleorelieve tectónico que el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, ya que las modas principales de las paleocorrientes no siguen los lineamientos estructurales

principales, que responden a fallas normales de gran jerarquía (Giacosa y Franchi, 2001; Barberón et al., 2018; Ronda et al., 2019). Estos datos sugieren que el relieve generado por las estructuras tectónicas previas fue progresivamente enterrado debido a una tasa de sedimentación mayor que la tasa de crecimiento de las estructuras (Allard et al., 2020) o, alternativamente, la colmatación del paleorelieve en un contexto de inactividad tectónica. La mayor tasa de sedimentación podría estar vinculada al considerable *input* de ceniza volcánica del sistema. Asimismo, al examinar la variación vertical de la distribución de paleocorrientes (Fig. II.1.31) se identifica una rotación gradual desde paleocorrientes sub-paralelas a los lineamientos hasta paleocorrientes que poseen un alto grado de oblicuidad respecto a los mismos. Estas observaciones son consistentes con un menor grado de influencia de estas estructuras hacia el tope del Miembro Superior. Sin embargo, en la sección B (Fig. II.1.31) se observan cambios abruptos en la dirección de las paleocorrientes, que se orientan de manera ortogonal a las estructuras. Estos cambios coinciden con la presencia de canales fluviales con mayor tamaño de grano y un elevado contenido de intraclastos de bloques de paleosuelos. Esto podría representar la reactivación extensional de las estructuras previas y la generación de un relieve local, en un contexto similar al propuesto para la Formación Castillo en la cuenca del Golfo San Jorge (Umazano et al., 2012; Paredes et al., 2015). De manera similar, Umazano et al. (2017) reconocen en la Formación Cerro Barcino, Aptiano-Albiano de la Cuenca de Cañadón Asfalto, cambios en las paleocorrientes y variaciones de espesor en la lateral, las cuales asignan a cambios en la generación de espacio de acomodación por actividad diferencial de fallas extensionales.

Los pliegues de orientación aproximadamente N-S que afectan la sucesión analizada en cercanías a la localidad de Cerro Negro (Figs. II.1.1D y II.1.31) se interpretan como pliegues de inversión tectónica (Fig. III.2.3D) o pliegues por flexión de falla (Fig. III.2.3C), y están cubiertos en discordancia angular por el Basalto Posadas (Paleoceno-Eoceno), que yace de forma sub-horizontal (Giacosa y Franchi, 2001; Ghiglione et al., 2015; Ramos et al., 2019) (Fig. III.2.3C). En la localidad de Cerro Negro, el Miembro Superior de la Formación Río Tarde presenta una

dirección de paleocorriente promedio hacia 224° , y actualmente se preserva en el flanco oriental del pliegue que inclina 18° al este (Rumbo 85°) (Fig. II.1.31A, B). Estas relaciones estratigráficas y la falta de estratos de crecimiento en la sucesión analizada sugieren que el plegamiento ocurrió de forma posterior a la depositación del Miembro Superior de la Formación Río Tarde (112 Ma, Ghiglione et al., 2015) y antes de la depositación del Basalto Posadas (57-45 Ma, Ramos y Kay, 1992).

Si bien la Formación Cardiel no ha sido objeto de estudio en este trabajo, los datos recopilados durante el trabajo de campo indican que su depositación marca un cambio en la dinámica de la cuenca. Las paleocorrientes obtenidas en esta unidad en la localidad Cerro Negro, muestran un cambio de dirección considerable en relación al Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Fig. II.1.31C), con una variación de 90° en el promedio y de 150° en la moda, rotando desde OSO a ESE. Estos datos, sumados a la discordancia angular existente entre ambas unidades (Fig. III.2.3B) sugieren un cambio en el régimen tectónico, indicando probablemente los estadios iniciales del plegamiento asociado a la estructuración andina a estas latitudes. Este posible inicio del levantamiento andino al momento de la depositación de la Formación Cardiel coincide temporalmente con la propuesta realizada en el sector central y sur de la cuenca por diversos autores (Fildani et al., 2003; Fildani y Hessler, 2005; Fosdick et al., 2011; Varela, 2015; Cuitiño et al., 2019a; Varela et al., 2019; Gallardo Jara et al., 2023) y con el cierre de la Cuenca de Rocas Verdes (Torres Carbonell et al., 2014; Muller et al., 2021).

III.2.3.2) Clima

En sucesiones fluviales, los estudios paleoclimáticos clásicos se realizan en base al análisis de paleosuelos, complementados con análisis geoquímicos y de difracción de rayos X y al contenido paleontológico, o en base a variaciones del registro de facies sedimentarias particulares (Guler y Archangelsky, 2006; Raigemborn et al., 2009, 2023; Varela et al., 2018; Paredes et al., 2020; Lizzoli et al., 2024a). En este estudio, y para el sistema depositacional

subyacente, se realizaron inferencias paleoclimáticas en función de las estimaciones paleohidráulicas y de las relaciones Al/K y Rb/Sr. Las mismas técnicas, aplicadas al Miembro Superior de la Formación Río Tarde, presentan un cuadro más complejo. En primer lugar, las características del relleno de los canales impiden realizar estimaciones paleohidrológicas precisas. En segundo lugar, la abundante presencia de ceniza volcánica en el sistema depositacional oculta la señal climática del registro de FRX (e.g., Al/K, Rb/Sr, Ba/Sr) e impide su correlación con otras características del registro sedimentario, como por ejemplo variaciones en el tamaño o apilamiento de las fajas de canales.

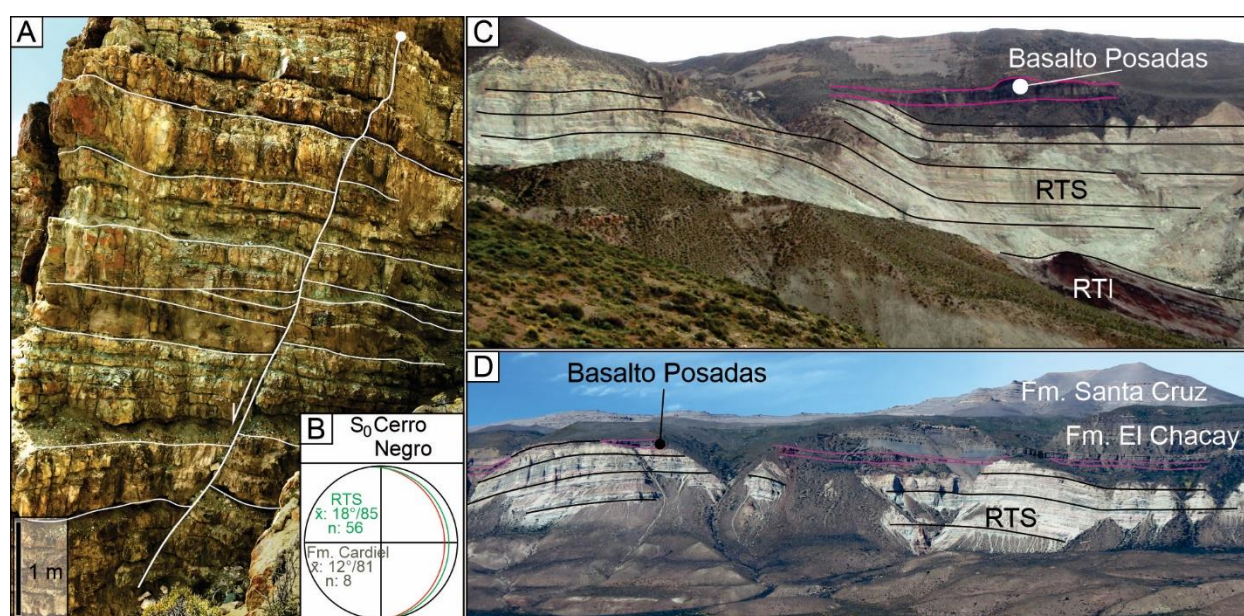


Figura III.2.3. A) Falla normal sinsedimentaria en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde (RTS). B) Datos estructurales del RTS y de la Formación Cardiel, en donde se reconoce una discordancia angular de 6 grados. C) Pliegue por flexión de falla sobre la margen sur del Río Tarde. RTI: Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. Notar la disposición horizontal y en discordancia angular del Basalto Posadas. D) Pliegue de inversión tectónica que afecta al RTS, sobre el cual apoya en discordancia angular el Basalto Posadas.

Los rellenos de canales con estructuras vinculadas a flujos supercríticos sugieren eventos de inundaciones repentinas, los cuales son más frecuentes en climas semi-áridos. Por el

contrario, los canales con presencia de barras y formas de fondo como dunas, suelen desarrollarse en ríos perennes, que son más abundantes en condiciones de mayor disponibilidad hídrica (Allen et al., 2014; Fielding et al., 2018). Las planicies de inundación distal se dividieron en subaéreas y subáreas. Las primeras se caracterizan por coloraciones rojizas, desarrollo de paleosuelos y la ocasional ocurrencia de concreciones carbonáticas, en tanto las segundas consisten en arcilitas y tobas finas de coloraciones verdosas o grises y ocasionales ondulitas simétricas. Estos distintos tipos de planicie de inundación distal marcan condiciones de humedad contrastantes. Al analizar la distribución vertical del tipo de relleno de canal y de las características de la planicie de inundación distal es posible realizar algunas inferencias paleoclimáticas (Paredes et al., 2007; Macklin et al., 2012; Mitten et al., 2020). En el perfil Cerro Negro, se observa un cambio notable en la proporción de estas asociaciones de facies en las distintas secciones (Fig. II.1.8, 9, 31), siendo la A dominada por canales efímeros y depósitos de desborde, la B por paleosuelos y canales efímeros de pequeñas dimensiones; y la sección C por canales fluviales perennes. Esta tendencia vertical podría indicar un aumento progresivo en la disponibilidad hídrica, sugiriendo una transición a climas más húmedos. Al observar la tendencia vertical de K del perfil de SGR, la cual ha sido utilizada tradicionalmente como un *proxy* climático, se reconoce una tendencia vertical general de disminución de dicho elemento (Fig. II.2.6), lo que en otros estudios de sucesiones continentales volcaniclásticas se asocia con el desarrollo de condiciones climáticas progresivamente más húmedas (Paredes et al., 2020; Lizzoli et al., 2021b, 2024b), coincidiendo con lo interpretado en base al análisis sedimentológico..

La única inferencia climática directa realizada para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde fue realizada por Arbe (1986) en base a las características sedimentológicas de la unidad, quien interpreta que la misma se desarrolló en un clima húmedo. Los antecedentes del registro climático de unidades temporalmente equivalentes al Miembro Superior de la Formación Río Tarde en cuencas adyacentes sugieren un clima árido a semi-árido (Cladera et al., 2002; Pérez Loinaze et al., 2012; Greppi et al., 2023) que se transforma progresivamente en uno más templado y húmedo (Passalia, 2007, 2009). Este cambio representa una transición regional desde el clima semi-árido del Aptiano al templado húmedo del Cenomaniano. Este evento ha sido registrado en la Patagonia centro-sur, incluyendo la región del Deseado (Passalia, 2009), el sector central de la cuenca Austral (Varela et al., 2012b), la cuenca del Golfo San Jorge (Paredes et al., 2015) y la cuenca de Cañadón Asfalto (Krause et al., 2014; Umazano et al., 2017; Villegas et al., 2023). A pesar de que estas observaciones regionales son consistentes con las inferencias paleoclimáticas realizadas para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde, trabajos complementarios permitirán definir de manera más precisa el control climático en la arquitectura estratigráfica observada.

III.3) Usos y limitaciones del perfil de rayos gamma espectral

Las mediciones de rayos gamma espectral desempeñan un papel crucial en la industria hidrocarburífera, permitiendo determinaciones litológicas, caracterización de reservorios, reconstrucciones paleoambientales y correlaciones estratigráficas (Rider, 1996). Tradicionalmente, las lecturas elevadas de radiactividad natural se asocian con lutitas, que comúnmente contienen los tres elementos radiactivos más abundantes (K, U y Th), mientras que las lecturas bajas se asocian con areniscas (Rider, 1990). Sin embargo, esta interpretación se dificulta cuando los elementos radiactivos están presentes en las areniscas, debido, por ejemplo, a la presencia de feldespatos ricos en potasio, fragmentos líticos volcánicos, intraclastos arcillosos o ceniza volcánica (Hampson et al., 2005; Paredes et al., 2018b; Paredes et al., 2020).

El análisis estadístico de los datos de SGR demostró su utilidad para diferenciar litologías y asociaciones de facies en las unidades litoestratigráficas epiclásticas (formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde), pero presentó complicaciones para diferenciarlas en la unidad volcaniclástica, el Miembro Superior de la Formación Río Tarde (Fig. II.2.10). Estudios previos en la Cuenca del Golfo San Jorge sugieren que la incertidumbre en la determinación litológica con herramientas SGR se atribuye a la presencia de componentes volcaniclásticos en todo el sistema sedimentario (Acuña et al., 2011; Paredes et al., 2018b), tanto en planicies como en canales.

Aunque la utilidad de los perfiles SGR en la clasificación litológica o de asociaciones de facies se puede establecer mediante estadística descriptiva (Figs. II.2.7, 8), la utilización de métodos estadísticos específicos ayuda a cuantificar y evaluar si las diferencias existentes son significativas o no (Fig. II.2.10). Con esta finalidad se realizó una prueba de ANOVA con *test* de comparaciones múltiples de Tukey (Fig. II.2.10). En Ciencias de la Tierra, las pruebas ANOVA se emplean a menudo en el estudio de sistemas sedimentarios actuales (Heap et al., 2004; Zarei et al., 2014; Reimchem et al., 2016; Křížek et al., 2017; Simon et al., 2021), pero se ha prestado menos atención a su utilidad en el registro geológico (Swanson, 2007; Yi et al., 2012; Pantopoulos et al., 2013; Castillo Gamarra et al., 2018; Olivo et al., 2020). Además de ser útil para evaluar clasificaciones litológicas, este método también se utiliza para analizar diferencias entre unidades litoestratigráficas, quimiozonas, o cualquier otra agrupación que presente un valor numérico (Burge, 2004; Purkait y Majumdar, 2014). La aplicación rutinaria de esta metodología ayudaría, por ejemplo, a mejorar las interpretaciones y correlaciones de perfiles de pozos, estableciendo similitudes y diferencias con criterio estadístico y sin el sesgo que puede existir al hacer clasificaciones cualitativas.

A pesar de las limitaciones en la diferenciación litológica para rocas volcaniclásticas, esta herramienta ha demostrado ser útil para la correlación entre perfiles (Figs. II.2.11 y II.2.12). Para las unidades epiclásticas permite realizar correlaciones que tienen la ventaja de ser independientes de la litología, por lo que la mayoría de los intervalos identificados representan

correlaciones (casi) temporales, ya que las variaciones en el contenido de K y Th dependen principalmente de la mineralogía de las arcillas (Ruffell y Worden, 2000; Schnyder et al., 2006; Ghasemi-Nejad et al., 2010; Ruffell, 2016), las cuales están estrechamente relacionadas a variables climáticas o de área fuente (Chamley, 1989; Wilson, 1999; Galán, 2006; He et al., 2020). Para el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde se reconocen tendencias claramente correlacionables tanto para K como para Th (intervalos F y G) (Fig. II.2.11). Es interesante notar cómo los sectores con menor contenido de K y Th se corresponden con intervalos estratigráficos que contienen canales fluviales de mayores dimensiones y mayores descargas acuosas, lo cual respalda las interpretaciones realizadas anteriormente en relación al control climático sobre el sistema fluvial. Paredes et al. (2020) identificaron tendencias verticales similares en el registro de K de la Formación Bajo Barreal, y las atribuyen a cambios en la relación de caolinita/esmectita, identificada de forma independiente mediante DRX, y asignándole un origen climático a estas variaciones.

La correlación se vuelve aún más compleja en unidades fluviales que poseen bajo contraste litológico e importantes cambios laterales de espesor, como es el caso del Miembro Superior de la Formación Río Tarde. A pesar de estas dificultades, y teniendo en cuenta que los perfiles SGR están distanciados por 28 km, las correlaciones en esta unidad han sido relativamente fiables, más aun considerando que coinciden con las correlaciones realizadas con FRX.

III.4) Análisis de fluorescencia de rayos X

III.4.1) Usos y limitaciones del análisis de fluorescencia de rayos X

Los datos geoquímicos de las rocas sedimentarias son una herramienta valiosa para complementar interpretaciones paleoambientales, por ejemplo, mediante la obtención de estimaciones de paleosalinidad, paleocondiciones de óxido-reducción y paleoclimáticas (Tribovillard et al., 2006; Algeo y Rowe, 2012; Ramirez y Algeo, 2020; Gilleaudeau et al., 2021). La composición geoquímica de las rocas sedimentarias depende de varios factores, como la roca fuente, mecanismos de transporte, ambiente de deposición y evolución diagenética (Morton y Hallsworth, 1999; Zhang et al., 2014; Ramkumar, 2015; Caracciolo, 2020; Henares et al., 2020). Mientras que los elementos mayoritarios dependen fuertemente de la litología de la roca, la composición de elementos traza está fuertemente influenciada por la presencia de minerales accesorios y el intercambio catiónico con el cuerpo de agua en el cual se deposita el sedimento (Algeo y Lyons, 2006; Mange y Morton, 2007; Craigie et al., 2016; Wei y Algeo, 2020).

Los conjuntos de datos geoquímicos obtenidos mediante el análisis de FRX con el equipo utilizado presentan varias ventajas: (1) el método es no destructivo; (2) los resultados se obtienen rápidamente en comparación con otros métodos geoquímicos; (3) el equipo es portátil; y (4) el costo es menor en comparación con otras técnicas de análisis químico. Sin embargo, también se reconocen limitaciones, que incluyen: (1) profundidad y área de detección limitadas, requiriendo atención especial en el muestreo y preparación para evitar sesgos; (2) sensibilidad y precisión limitadas, que pueden resultar en errores o incertidumbres en las concentraciones elementales medidas, especialmente para elementos livianos (como el Na o más livianos), que requieren mayores cantidades de energía para una determinación precisa (Young et al., 2016); (3) dependencia de estándares de calibración, que suelen ser poco específicos para la complejidad elemental de las rocas sedimentarias; y (4) ambigüedad en la interpretación de algunos resultados, debido a falta de control mineralógico detallado (Craigie, 2018). En resumen,

aunque las herramientas de FRX permiten la identificación de tendencias geoquímicas generales, tienen limitaciones para cuantificar con precisión los elementos. Esto significa que utilizar esta herramienta para determinar y cuantificar condiciones paleoredox, paleosalinidad o paleoclimáticas en intervalos específicos es arriesgado. Sin embargo, la identificación de tendencias verticales de elementos o razones de elementos en quimiozonas puede ayudar a reconocer cambios espaciales y temporales relativos en estas variables (Figs. II.3.7 y II.3.8).

En el caso de las rocas volcanoclásticas, la aplicación del método de FRX presenta desafíos adicionales debido a las tendencias geoquímicas más complejas y menos claras que caracterizan a estas rocas (Fig. II.3.8). Las rocas volcanoclásticas debido a su naturaleza de mezcla entre material volcánico y epiclástico presentan mayor heterogeneidad composicional y distribución más dispersa de los elementos traza, lo que dificulta la interpretación de los datos geoquímicos. La principal consecuencia es que los datos de FRX se utilizan con fines de correlación con relativa confianza en rocas volcanoclásticas, pero presentan limitaciones importantes para realizar interpretaciones paleoambientales derivadas de las relaciones entre los elementos presentes en las rocas.

Como se presentó en la Sección II.3.1, un paso central para utilizar la máxima cantidad de información disponible de un conjunto de datos geoquímicos es el uso de métodos estadísticos gráficos y numéricos (Craigie, 2018). Su uso es muy importante porque ayuda a comprender las relaciones entre geoquímica y mineralogía (Figs. II.3.4, II.3.6). De esta manera se mejoran las correlaciones, proporcionando un entendimiento más riguroso del significado de las mismas. Además de los procedimientos estadísticos tradicionales, el análisis multivariado permite una evaluación más integral de las relaciones entre varios elementos químicos (Eisenberg y Harris, 1995; Coimbra et al., 2017; Craigie, 2015, 2016). Con este método, se exploran patrones y relaciones complejas en los datos, lo cual es muy útil para descubrir vínculos crípticos entre elementos y minerales. Además, algunos grupos de elementos pueden atribuirse al cemento de la roca o a la fracción detrítica, donde las asociaciones de minerales pesados pueden discriminarse de los minerales principales de las rocas.

III.4.2) Correlación y construcción de un esquema quimioestratigráfico

La elaboración de esquemas quimioestratigráficos es el paso final en el uso de datos geoquímicos para interpretaciones estratigráficas y sedimentológicas. En los últimos años, la metodología ha mejorado significativamente, y se ha aplicado en cuencas de todo el mundo (Ramkumar, 2015; Craigie, 2018). Los esquemas quimioestratigráficos robustos pueden mejorar significativamente la comprensión de los procesos de cuenca en múltiples escalas, desde la concentración de minerales pesados en una facies sedimentaria particular hasta la identificación de cambios climáticos o de procedencia a largo plazo. Para una interpretación correcta, el esquema quimioestratigráfico resultante debe integrarse y ser contrastado con otros enfoques sedimentológicos independientes (Hallsworth y Chisholm, 2008; Haddadchi et al., 2013; Hurst y Morton, 2014; Ma et al., 2016), ya que en la medida que se cuenta con escasa información sedimentológica, estos esquemas se vuelven menos confiables.

Teniendo en cuenta las limitaciones y recomendaciones mencionadas, los datos geoquímicos permitieron la construcción de los esquemas quimioestratigráficos presentados en las secciones II.3.2.1 y II.3.2.2. Las correlaciones se clasifican en términos generales según el carácter diacrónico o sincrónico del proceso que resulta en la correspondencia entre los perfiles. A escala de cuenca o depocentro, la equivalencia de quimiozonas definidas por tendencias verticales vinculadas a cambios climáticos (e.g., Al/K, Rb/Sr, Ba/Sr, entre otros) o eventos anóxicos registrados por indicadores redox (e.g., Mo/Al) son ejemplos de equivalencia sincrónica. Debido a su naturaleza isócrona, es común observar la relación de corte transversal con las correlaciones litoestratigráficas (Fig. II.3.7). Por el contrario, la correlación de cambios en las fuentes de sedimento o la salinidad de las aguas pueden ser diacrónica, dependiendo de la escala de análisis (e.g., Sr/Al, Ti/Al, Zr/Nb). Este grado de diacronismo es directamente proporcional a la separación espacial entre las secciones correlacionadas, por lo que, a escala de depocentro o menores, el diacronismo es mínimo y se puede considerar sincrónico a los efectos prácticos. La integración de la información sedimentológica con los datos de FRX

permitió mejorar las interpretaciones tanto del modelo sedimentológico como del modelo geoquímico. Las tendencias geoquímicas de Al/K y Rb/Sr se definieron como quimiozonas y se interpretan como cambios en la intensidad de meteorización, probablemente desencadenados por cambios climáticos (Clift et al., 2014; Zhao y Zheng, 2015). Estas "quimiozonas climáticas" poseen un adecuado ajuste con la respuesta fluvial, y representan una sección fiable e isócrona a los efectos de la correlación. Para inferencias de cambios en la procedencia, se utilizaron las relaciones Zr/Al y Ti/Al (Sheldon, 2006; Zhang et al., 2014; Abouelresh et al., 2020), lo que permite inferir que el perfil Río Belgrano tiene una fuente de sedimento diferente, sin mostrar correlaciones geoquímicas claras con los otros perfiles sedimentarios. Recientemente, Amorosi et al. (2022) mostraron que la composición geoquímica de los sedimentos del fondo del mar Adriático cambia según el tipo principal de rocas que afloran en las áreas de proveniencia. Es interesante destacar que identificaron Ni, Cr y otros elementos vinculados a minerales pesados de rocas ofiolíticas que afloran en zonas elevadas de Albania. De manera similar, se interpreta que los enriquecimientos de Ti, Fe e Y reconocidos en el perfil del Río Belgrano (Fig. II.3.5) representan la respuesta a rocas máficas expuestas en las redes de drenaje, que se infiere estuvieron afloradas al oeste o suroeste de acuerdo a los datos de paleocorrientes. Recientemente, Navarrete et al. (2023) reconocieron facies andesíticas con contenidos relativamente altos de Fe y Ti en un afloramiento del Complejo El Quemado aproximadamente a diez kilómetros al suroeste del perfil RB. Sus características sugieren que facies similares del Complejo El Quemado pueden actuar como una fuente de sedimentos ricos en Fe y Ti para el sector sur del área de estudio.

III.5) Análogo actual del sistema deposicional Barremiano-Aptiano

El uso de análogos en geociencias ha sido ampliamente aplicado, especialmente en sedimentología, para comprender la dinámica de procesos y del registro fósil preservado, basándose en la comprensión de los mecanismos físicos de sistemas deposicionales actuales (Grammer et al., 2004; Howell et al., 2014; Paredes et al., 2016, 2018, 2019; Paredes, 2023). En este contexto, se presentan distintos sistemas deposicionales actuales para las formaciones Río Belgrano y Río Tarde, basándose en los mecanismos interpretados en las unidades analizadas.

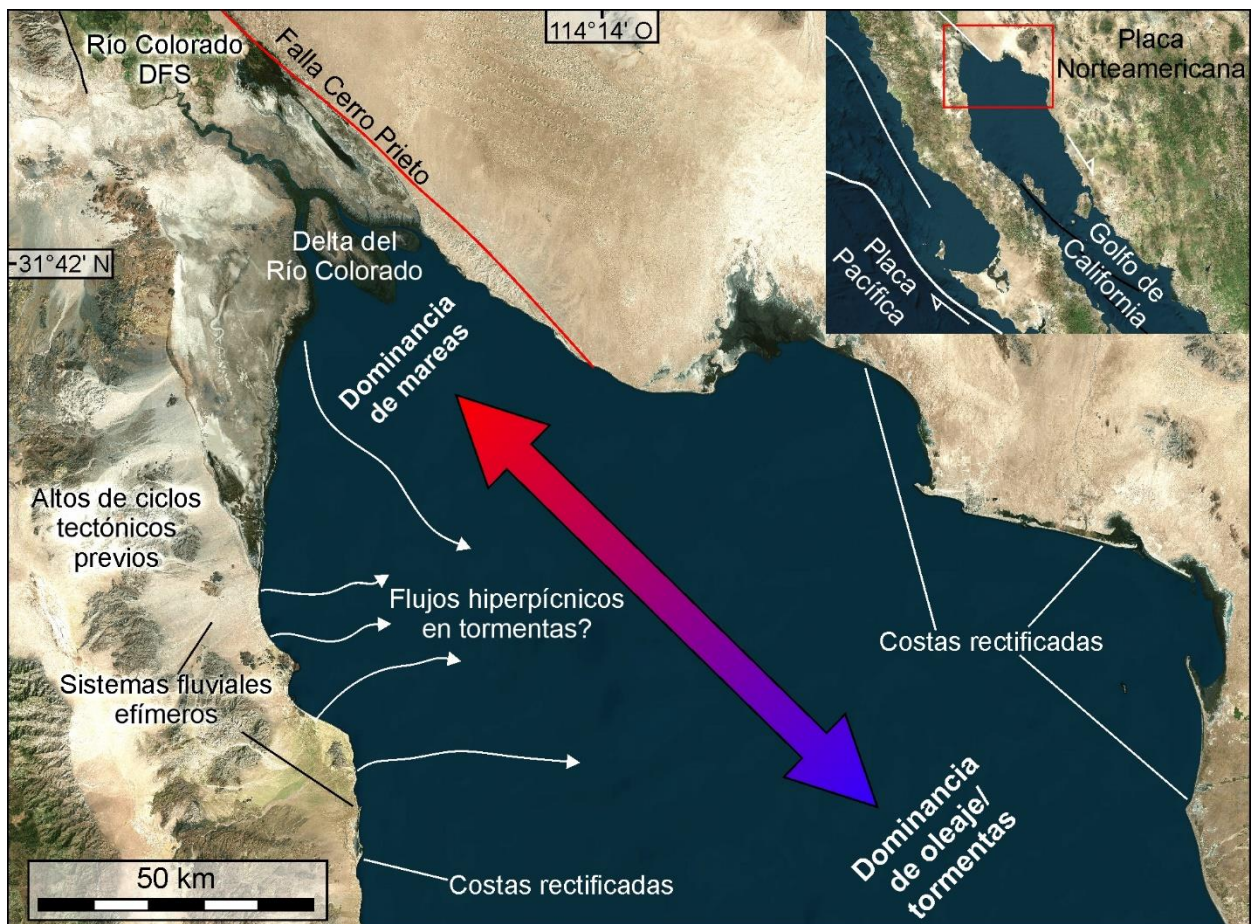


Figura III.5.1. Análogo actual propuesto para el sistema deposicional Río Belgrano-Río Tarde en el margen norte de la Cuenca Austral. Imagen satelital extraída de Google Earth.

La Formación Río Belgrano se interpreta como un sistema deltaico de energía mixta fluvio-dominado, progradante hacia el sur en una cuenca marina en forma de embudo, con altos paleotopográficos ubicados hacia el norte, oeste y este. Esta configuración habría influenciado la dinámica de los procesos, destacándose el control mareal en el sector norte y la mayor influencia de la acción de tormentas en localidades ubicadas hacia el sur del área de estudio. Un contexto geomorfológico comparable se encuentra actualmente en el golfo de California, ubicado entre la península de Baja California y la costa noroeste de México. Este cuerpo de agua, con aproximadamente 1100 km de longitud y variando entre 210 km y 110 km de ancho, presenta profundidades significativas que alcanzan hasta 3600 m cerca de su conexión con el Océano Pacífico, mientras que en su extremo norte las profundidades promedian 200 m. El régimen mareal en el sector norte del golfo de California es meso a macro-mareal, con amplitudes promedio de hasta 5 m (Mejía-Olivares et al., 2020). Hacia el norte, la amplitud mareal aumenta notablemente debido a la resonancia de los componentes M2 y S2 en esa dirección (Argote et al., 1995; Marione, 2003; Mejía-Olivares et al., 2020), influenciando fuertemente los procesos de retrabajo sedimentario en la boca del delta del Río Colorado (Nelson et al., 2013a, b).

Hacia el sur del golfo de California, tanto en su margen oriental como occidental, las costas rectas sugieren mayor influencia de oleaje y tormentas (Meldahl, 1995). Estas similitudes en la fisiografía y dinámica de procesos posicionan al golfo de California como un buen análogo al margen norte de la Cuenca Austral durante el Barremiano-Aptiano. Sin embargo, factores como los efectos de las tormentas y la variabilidad en la descarga de agua y sedimentos, fuertemente mitigados por la interposición de represas en el curso actual del Río Colorado, no pueden ser completamente analizados (Mueller et al., 2017). Rey (2021) complementa este análisis al integrar la sedimentología actual del delta del Río Colorado con facies presentes en depósitos deltaicos pliocenos, sugiriendo el desarrollo de flujos hiperpícnicos en facies del prodelta, una característica compartida con los depósitos de la Formación Río Belgrano. Otra similitud interesante entre este análogo y el sistema depositacional Barremiano-Aptiano, es que la mayor parte de la cuenca actual del Río Colorado posee un clima árido a semi-árido con

variaciones estacionales en las precipitaciones y en la descarga acuosa, tanto del río Colorado como de sus tributarios (Lukas y Harding, 2020).

En términos regionales, el golfo de California muestra similitudes con la paleogeografía propuesta para la Cuenca Austral durante el Cretácico Inferior, con una cuenca de dimensiones similares que se profundiza hacia el sur y desarrolla corteza oceánica (Fildani y Hessler, 2005; Romans et al., 2010; Muller et al., 2021), mientras que al norte presenta mares someros. Además, la actividad neotectónica en el margen norte del golfo de California y en la desembocadura indica un control similar sobre el sistema distributivo del Río Colorado, comparable al Miembro Inferior de la Formación Río Tarde durante el Aptiano. El principal contraste entre el delta del Río Colorado y los depósitos de la Formación Río Belgrano radica en la extensa llanura intermareal presente en el primero, una facies ausente en la unidad Cretácica. Esto podría atribuirse a la retención de sedimentos y la atenuación de picos de descarga durante tormentas debido a las represas, así como al mayor rango mareal experimentado por el delta del Río Colorado en comparación con la depositación de la Formación Río Belgrano.

CAPÍTULO IV - CONCLUSIONES

En base a la integración de información sedimentológica, estratigráfica, geoquímica y de radioactividad natural de las unidades cretácicas analizadas en el extremo norte de la Cuenca Austral, se han establecido las siguientes conclusiones principales:

1) La sucesión analizada registra dos sistemas depositacionales. El primero es epiclástico con espesores entre 150 y 250 m, y está integrado por las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. El segundo, más joven, es volcaniclástico con espesores que llegan a los 350 m, y está representado por el Miembro Superior de la Formación Río Tarde.

2) La Formación Río Mayer consiste de facies hemipelágicas de prodelta interdigitadas con niveles areno-conglomerádicos asociados a flujos gravitatorios de sedimentos cohesivos y no cohesivos. La variación espacial en las proporciones de facies revela mayor representación de depósitos de flujos gravitacionales de sedimentos hacia el sur del área de estudio, que se asocia a la ocurrencia de flujos hiperpícnicos desarrollados en el ambiente de plataforma durante eventos de alta descarga (inundaciones) de los sistemas fluviales contemporáneos.

3) La Formación Río Belgrano representa la progradación hacia el sur de un delta de energía mixta, fluvio-dominado e influenciado por mareas y por tormentas. Los patrones de apilamiento estratigráfico preservados y los cambios graduales de facies sugieren un modelo de regresión normal, en el que el aporte sedimentario supera la acomodación generada por el aumento relativo del nivel del mar y la subsidencia de la cuenca. La fisiografía de la cuenca en forma de embudo favoreció la preservación de mayor proporción de facies relacionadas con acción de mareas hacia el norte del área de estudio, mientras que los depósitos relacionados con tormentas son más abundantes hacia el sur. Las facies fluvio-dominadas son abundantes en toda la unidad, con alternancias típicas de ciclicidad asociada a períodos de inundación estacionales.

4) El Miembro Inferior de la Formación Río Tarde representa una sucesión fluvial epiclástica con dirección de paleotransporte hacia el sur, desarrollada en clima semiárido. El sistema fluvial consiste principalmente en ríos entrelazados en los afloramientos del norte del área de estudio, mientras que sistemas monocalizados de baja sinuosidad dominan hacia las localidades del sur. La reducción en la dirección aguas abajo de las dimensiones de los canales, en los valores de descarga diaria asociados, y en la densidad de apilamiento sugieren el desarrollo de un sistema fluvial distributivo, desarrollado en áreas próximas al nivel del mar.

5) Los mecanismos de migración de los canales fluviales del Miembro Inferior de la Formación Río Tarde muestran variación en su recurrencia en la dirección aguas abajo, siendo la avulsión por reocupación el mecanismo dominante en localidades ubicadas en áreas próximas a las cabeceras, mientras que la avulsión incisional predomina en la dirección aguas abajo.

6) El Miembro Superior de la Formación Río Tarde es un sistema fluvial volcanoclástico que drena al sur y sureste, donde dominan los canales fluviales perennes con moderada variabilidad en la descarga. Los depósitos considerados primarios (caída de ceniza directa en áreas de la planicie de inundación y un único depósito de una ignimbrita no soldada) representan el 2% de la unidad; el 98% restante registra la resedimentación de componentes volcanoclásticos por procesos intracuencales. Los canales fluviales efímeros son importantes en los intervalos estratigráficos basales. El mecanismo de migración dominante es la avulsión incisional, y la avulsión por reocupación es menos frecuente que en el Miembro Inferior. El desarrollo de llanuras de inundación más extensas y con mayor tasa de sedimentación se vincula a la incorporación de gran cantidad de ceniza volcánica transportada en suspensión por los sistemas de transferencia. La avulsión progradacional es más frecuente en la dirección aguas abajo, al igual que el desarrollo de planicies de inundación subácueas, indicando una relación causal entre ambos procesos. Esta unidad representa el incremento en la actividad volcánica del arco magmático andino durante el Albiano, el cual, adicionalmente, aporta ceniza volcánica a los sistemas sedimentarios de la cuenca del Golfo San Jorge y de la región del Deseado.

7) La distribución espacial del sistema depositacional integrado por las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde estuvo fuertemente

influenciada por el relieve heredado asociado con un evento extensional jurásico. Este control disminuye verticalmente dentro del Miembro Superior de la Formación Río Tarde, sugiriendo la atenuación progresiva de los paleorelieves tectónicos durante la depositación. Las relaciones de concordancia entre las unidades analizadas, la ausencia de discordancias progresivas y la distribución de las direcciones de paleocorrientes no respaldan la ocurrencia de deformación tectónica contraccional de manera sincrónica a la depositación de las formaciones Río Mayer, Río Belgrano y Río Tarde dentro del área de estudio. En base a las relaciones estratigráficas observadas, se propone que el inicio de la contracción andina en el área de estudio podría haberse iniciado durante la depositación de la Formación Cardiel (Cenomaniano-Turoniano?), ya que ésta se deposita en discordancia angular respecto al Miembro Superior de la Formación Río Tarde, y presenta cambios ortogonales en las direcciones de transporte respecto a las unidades subyacentes.

8) Los perfiles de rayos gamma espectral demostraron ser efectivos para diferenciar litologías y asociaciones de facies en las unidades epiclásticas del sistema deposicional integrado por las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, y el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde. Sin embargo, esto no es posible para el Miembro Superior de la Formación Río Tarde debido a la abundancia de ceniza volcánica en todo el sistema. Los perfiles de K y Th fueron útiles para realizar correlaciones entre afloramientos separados físicamente de todas las unidades analizadas, incluido el Miembro Superior de la Formación Río Tarde.

9) El análisis de FRX permitió inferir cambios en la paleosalinidad y las paleocondiciones de óxido-reducción de las formaciones Río Mayer y Río Belgrano, así como variaciones en la intensidad de meteorización química en el Miembro Inferior de la Formación Río Tarde, interpretadas en relación a cambios climáticos. Los cocientes de elementos asociados a minerales pesados se utilizaron para interpretar cambios en las áreas fuentes. Al igual que los perfiles SGR, el análisis de FRX mostró limitaciones para realizar inferencias en el Miembro Superior de la Formación Río Tarde. Además, las variaciones aguas abajo en el contenido de Ti sugieren que el perfil Río Belgrano posee un área fuente distinta al resto de las localidades

analizadas. Las concentraciones diferenciales aguas abajo de Zr, Nb y otros elementos vinculados a minerales pesados muestran procesos de selección hidrodinámica.

Agradecimientos

Quisiera agradecer, en primer lugar, a mis padres, a mi hermana y a mis hermanitos por ser el pilar fundamental de mi vida. También quiero expresar mi gratitud a mis abuelos, tíos y primos, quienes me han formado y de quienes he aprendido, entre tantas otras cosas, la importancia de hacer todo con amor y pasión, y de seguir adelante a pesar de las adversidades. A todos, les agradezco infinitamente por haber estado presentes siempre.

A mi director, el Dr. José Paredes, quien, además de formarme como geólogo, contribuyó a mi formación como persona. Esta tesis refleja casi 10 años de desarrollo y crecimiento bajo la guía de José, desde que inicié mi camino en la sedimentología en enero de 2015.

A mi director, el Dr. Nicolás Foix por el conocimiento compartido de manera desinteresada, por los debates enriquecedores y por siempre aportar ideas superadoras desde una visión crítica.

A los doctores Cesar Navarrete y José Allard por contribuir enormemente a mi formación profesional durante estos años.

A mis amigos, los geólogos Maximiliano Pérez Frasette e Isaac Reyes, por lo compartido en la Universidad, en las campañas por la Patagonia y en la vida.

A los integrantes de la cátedra de Geología Histórica y Estratigrafía, en particular a Agustín Rodríguez, con quien he compartido años fructíferos de docencia y trabajo de campo.

A todo el Departamento de Geología, a cada docente y compañero, al personal de la Facultad de Ciencias Naturales y Ciencias de la Salud, y a todas las personas que trabajan para que la Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco funcione correctamente a pesar de los gobiernos de turno.

A la educación pública, gratuita y de calidad que me ofreció la Universidad Nacional de la Patagonia “San Juan Bosco”, a la que pude acceder gracias a un Estado presente, sin el cual

me hubiera sido imposible concretar mis estudios de grado y posgrado. La educación pública gratuita y de calidad es un mecanismo fundamental de movilidad social ascendente y de justicia social, por lo que, además de expresar mi agradecimiento, remarco su importancia y deseo que futuras generaciones puedan seguir accediendo a ella.

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), que me honró con una beca doctoral. Sin inversión en ciencia y tecnología no hay país que se desarrolle plenamente, por lo que aprovecho este espacio para apoyar al CONICET, que está siendo fuertemente desfinanciado por el Gobierno Nacional.

A todos mis amigos, por bancarme y apoyarme siempre. En especial, a la familia Lastra, por haber sido una segunda familia en Comodoro Rivadavia.

A mi novia, Daira, quien durante estos años me acompañó y aportó diariamente esa dosis extra de felicidad y amor, tan necesaria en estos tiempos.

A Mirna y Lucho, de la localidad de Lago Posadas, por brindarme su hospitalidad, apoyo logístico y el acceso a las estancias de la zona.

A la familia Gómez y a Marcelo del Refugio Lago Pueyrredón, por brindarme su hospitalidad en las campañas en la zona del Río Oro.

A cada uno de los puesteros de estancia que conocí a lo largo de estos años de campañas por la Patagonia. Trabajo noble y sacrificado, que es poco conocido y valorado por la sociedad. A todos ellos: gracias por lo compartido y por las enseñanzas.

Al poeta de la Patagonia, Hugo Giménez Agüero, por su inmenso legado, por la inspiración brindada y por llevar con pasión y sentimiento las vivencias e historias de nuestro sur al resto del país.

A Radio Nacional, por acompañarme con su música e información en las campañas, siendo el único medio de comunicación y de acceso a la información en la zona.

A mi querida Patagonia, en especial a Puerto Deseado...

Bibliografía

- Abdul Aziz, H., Sanz-Rubio, E., Calvo, J.P., Hilgen, F.J., Krijgsman, W., 2003. Palaeoenvironmental reconstruction of a middle Miocene alluvial fan to cyclic shallow lacustrine depositional system in the Calatayud Basin (NE Spain). *Sedimentology*, 50(2), 211-236.
- Abouelresh, M., Babalola, L., Bokhari, A., Omer, M., Koithan, T., Boyde, D., 2020. Sedimentology, geochemistry and reservoir potential of the organic-rich Qusaiba Shale, Tabuk Basin, NW Saudi Arabia. *Marine and Petroleum Geology*, 111, 240-260.
- Acuña, C., Schiuma, A., Parra, D., Droeven, C., Bernedo, M. y Paredes, J.M., 2011. Modelo paleoambiental de la Formación Mina del Carmen en el Yacimiento Cerro Dragón, Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Trabajos Técnicos, 419-442. Mar del Plata.
- Aguirre Urreta, M.B. 2002. Invertebrados del Cretácico Inferior. En: M.J. Haller (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. XV Congreso Geológico Argentino. El Calafate, Argentina, 439-459. Buenos Aires.
- Aguirre Urreta, M.B., Ramos, V.A., 1981. Estratigrafía y Paleontología de la Alta Cuenca del Río Roble, provincia de Santa Cruz. VIII Congreso Geológico argentino, Actas 3, 101-132.
- Aigner, T., Schauer, M., Junghans, W. D., Reinhardt, L. (1995). Outcrop gamma-ray logging and its applications: examples from the German Triassic. *Sedimentary Geology*, 100(1-4), 47-61.
- Ahmed, S., Bhattacharya, J. P., Garza, D. E., Li, Y., 2014. Facies architecture and stratigraphic evolution of a river-dominated delta front, Turonian Ferron Sandstone, Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 84(2), 97-121.

- Ainsworth, R.B., Flint, S.S., Howell, J.A., 2008. Predicting coastal depositional style: influence of basin morphology and accommodation to sediment supply ratio within a sequence stratigraphic framework. In: *Recent Advances in Models of Shallow-Marine Stratigraphy* (G.J. Hampson, R.J. Steel, P.M. Burgess, R.W. Dalrymple, Eds.), SEPM Special Publication, 90, 237-263.
- Ainsworth, R.B., Vakarelov, B., Nanson, R., 2011. Dynamic spatial and temporal prediction of changes in depositional processes on clastic shorelines: toward improved subsurface uncertainty reduction and management. *AAPG Bulletin*, 95, 267-297.
- Alexander, J., Fielding, C., 1997. Gravel antidunes in the tropical Burdekin River, Queensland, Australia. *Sedimentology*, 44(2), 327-337.
- Alexander, J., Fielding, C. R., Jenkins, G., 1999. Plant-material deposition in the tropical Burdekin River, Australia: implications for ancient fluvial sediments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 153(1-4), 105-125.
- Algeo, T. J., Maynard, J. B., 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chemical Geology*, 206(3-4), 289-318.
- Algeo, T.J., Lyons, T.W., 2006. Mo-total organic carbon covariation in modern anoxic marine environments: Implications for analysis of paleoredox and paleohydrographic conditions. *Paleoceanography*, 21(1), 1-23.
- Algeo, T. J., Rowe, H., 2012. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chemical Geology*, 324-325, 88-104.
- Allard, J.O., Foix, N., Casal, G. y Rodríguez, A. 2015. Sobre el contexto tectonoestratigráfico de las formaciones Laguna Palacios y Lago Colhué Huapi (Grupo Chubut, Cretácico Superior), cuenca del Golfo San Jorge, Patagonia. XVI Reunión de Tectónica, Resúmenes, 118- 119, General Roca.

- Allard, J.O., Foix, N., Buetti, S.A., Sánchez, F.M., Ferreira, M.L., Atencio, M. 2020. Comparative structural analysis of inverted structures in the San Bernardo fold belt, Golfo San Jorge basin, Argentina: Inversion controls and tecto-sedimentary context of the Chubut Group. *Journal of South American Earth Sciences*, 97, 102405.
- Allard, J.O., Foix, N., Paredes, J.M., Giacosa, R.E., Buetti, S.A., Sanchez, F.M., 2022a. Estructura y tectónica de las cuencas del Golfo San Jorge y Cañadón Asfalto. Relatorio del XXI Congreso Geológico Argentino. Puerto Madryn, Chubut. 1238-1292.
- Allard, J.O., Foix, N., Urrez, N., Cuello, M.J., 2022b. Edades U-Pb del Grupo Chubut en el Codo del Río Senguerr, cuenca del Golfo San Jorge (Patagonia extraandina): calibración cronoestratigráfica e impacto en el análisis del sistema petrolero. En: *Actas del 11º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Sesión Estratigrafía y Análisis de Cuencas*, Mendoza, 215-243 pp.
- Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology* 2, 93-114.
- Allen, J.R.L., 1970. A quantitative model of climbing ripples and their cross-laminated deposits. *Sedimentology*, 14(1-2), 5-26.
- Allen, J.R.L., 1973. A classification of climbing-ripple cross-lamination. *Journal of the Geological Society*, 129(5), 537-541.
- Allen, P.A., Allen, J.R., 2005. *Basin Analysis: Principles and Applications*. Wiley-Blackwell, Oxford, UK, 265 pp.
- Allen, J.P., Fielding, C.R., Gibling, M.R., Rygel, M.C., 2014. Recognizing products of palaeoclimate fluctuation in the fluvial stratigraphic record: an example from the Pennsylvanian to Lower Permian of Cape Breton Island, Nova Scotia. *Sedimentology*, 61, 1332-1381.

- Alonso-Zarza, A.M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, 60(3-4), 261-298.
- Alperin, M., 2013. Introducción al análisis estadístico de datos geológicos. Universidad Nacional de la Plata, La Plata., 282 pp.
- Ameghino, F., 1898. Sinopsis geológica-paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina. 1. Buenos Aires.
- Amorosi, A., Sammartino, I., Dinelli, E., Campo, B., Guercia, T., Trincardi, F., Pellegrini, C., 2022. Provenance and sediment dispersal in the Po-Adriatic source-to-sink system unraveled by bulk-sediment geochemistry and its linkage to catchment geology. *Earth-Science Reviews*, 104202.
- Ancheta, D., Lovecchio, J. P., Covellone, G., Naipauer, M., Azpiroz, G., Atencio, M., Meissinger, V., 2020. New insights in the characterization of the Springhill Fm. play in the Austral Basin, Tierra del Fuego, Argentina. AAPG International Conference & Exhibition, Buenos Aires, Argentina. Search and Discovery Article #1132.
- Anell, I., Zuchuat, V., Röhnert, A.D., Smyrak-Sikora, A., Buckley, S., Lord, G., Braathen, A., 2021. Tidal amplification and along-strike process variability in a mixed-energy paralic system prograding onto a low accommodation shelf, Edgeøya, Svalbard. *Basin Research*, 33(1), 478-512.
- Aramendía, I., Ramos, M.E., Geuna, S., Cuitiño, J.I., Ghiglione, M.C., 2018. A multidisciplinary study of the Lower Cretaceous marine to continental transition in the northern Austral basin and its geodynamic significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 86, 54-69.
- Aramendía, I., Cuitiño, J.I., Ghiglione, M., Bouza, P.J., 2019. Tectonostratigraphic significance of the Neogene sedimentary record of northwestern Austral basin, Argentinean Patagonia. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 26(2), 99-126.

- Aramendía, I., Cuitiño, J.I., Ghiglione, M.C., Bouza, P.J., 2023. Timing and stratigraphic evolution of a Miocene foreland unroofing sequence in the Austral Basin during Southern Patagonian Andes uplift. *Journal of the Geological Society*, 180(1), 22-38.
- Arbe, H.A., 1981. Síntesis preliminar del Cretácico de Cuenca Austral. Comisión Geológica N°2, Exploración, Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Trabajo Inédito, Buenos Aires.
- Arbe, H.A., 1986. El Cretácico de la Cuenca Austral: sus ciclos de sedimentación. Tesis Doctoral, Univ. Bs. As. (Inédito).
- Arbe, H.A., 1989. Estratigrafía, discontinuidades, y evolución sedimentaria del Cretácico de la Cuenca Austral, Provincia de Santa Cruz. *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, (Spalletti y Chebli, Eds.) 419-442.
- Arbe, H.A., 2002. Análisis estratigráfico del Cretácico de la Cuenca Austral. In *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del XV Congreso Geológico Argentino* (Vol. 1, pp. 103-128). El Calafate Buenos Aires.
- Archer, A.W., Hubbard, M.S., 2003. Highest tides of the world, en: (Chan, M.A., Archer, A.W., Eds.) *Extreme Depositional Environments: Mega end members in Geologic Time*, Geological Society of America Special Paper 370, Chapter 9.
- Arculus, R.J., Gill, J.B., Cambray, H., Chen, W., Stern, R.J., Taylor, B., Natland, J., 1995. Geochemical evolution of arc systems in the western Pacific: the ash and turbidite record recovered by drilling. In: *Active Margins and Marginal Basins of the Western Pacific*. American Geophysical Union, Washington, DC, 65, 45-55 pp.
- Argote, M.L., Amador, A., Lavín, M.F., Hunter, J.R., 1995. Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100, 16103-16118.
- Arregui, M.G., Buatois, L.A., Rodriguez, E., 2019. Shrimps and leaves: Phytodetrital pulses and bioturbation in deposits of a river-dominated delta (Middle Jurassic Lajas Formation,

- Neuquén Basin, Argentina). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 516, 179-189.
- Arthur, M.A., Sageman, B.B., 1994. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 22(1), 499-551.
- Ashley, G.M., 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms. *Journal of Sedimentary Petrology* 60(1),160-172.
- Ashley, G.M., Southard, J.B., Boothroyd, J.C., 1982. Deposition of climbing-ripple beds: a flume simulation. *Sedimentology*, 29(1), 67-79.
- Barberón, V., Ronda, G., Leal, P.R., Sue, C., Ghiglione, M.C., 2015. Lower Cretaceous provenance in the northern Austral basin of Patagonia from sedimentary petrography. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 498-510.
- Barberón, V., Sue, C., Ghiglione, M., Ronda, G., Aragón, E., 2018. Late Cenozoic brittle deformation in the Southern Patagonian Andes: record of plate coupling/decoupling during variable subduction?. *Terra Nova*, 30(4), 296-309.
- Barberón, V., Ronda, G., Aramendía, I., Suárez, R.J., Ramos, M.E., Naipauer, M., Ghiglione, M.C., 2019. Tectonic evolution of the northern Austral basin in the Southern Patagonian Andes from provenance analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102234.
- Bashforth, A.R., Drábková, J., Opluštil, S., Gibling, M.R., Falcon-Lang, H.J., 2011. Landscape gradients and patchiness in riparian vegetation on a Middle Pennsylvanian braided-river plain prone to flood disturbance (Nýřany Member, Central and Western Bohemian Basin, Czech Republic). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 163, 153-189.
- Bataller, F- J., McDougall, N.D., Moscariello, A., 2022. Reviewing the correlation potential of Spectral Gamma Ray: a case study in Ordovician glacial environments in the Murzuq basin, SW Libya. *Journal of African Earth Sciences*, 188, 104475.

- Bedatou, E., Melchor, R.N., Bellosi, E., Genise, J.F., 2008. Crayfish burrows from Late Jurassic-Late Cretaceous continental deposits of Patagonia: Argentina. Their palaeoecological, palaeoclimatic and palaeobiogeographical significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257, 169-184.
- Belousova, E.A., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.L., 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to mineralogy and petrology*, 143, 602-622.
- Benito, G., Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., 2003. Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology*, 157(1-2), 107-132.
- Benvenuti, M., Martini, I.P., 2002. Analysis of terrestrial hyperconcentrated flows and their deposit. Flood and megaflood processes and deposits: recent and ancient examples, 167-193.
- Best, J.L., 1992. Sedimentology and event timing of a catastrophic volcanoclastic mass flow, Volcan Hudson, Southern Chile. *Bulletin of Volcanology*, 54, 299-318.
- Best, J.L., Ashworth, P.J., Sarker, M.H., Roder, J.E., 2005. The Brahmaputra-Jamuna river, Bangladesh. In: Gupta, A. (Ed.), *Large rivers: Geomorphology and Management*, John Wiley and Sons, Chichester, 395-433.
- Bhattacharya, J.P., 2006. Deltas. En: Walker, R.G., Posamentier, H. (Eds.), *Facies Models Revisited*. vol. 84. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publications, Tulsa, Oklahoma, 237-292 pp.
- Bhattacharya, J.P., 2011. Practical problems in the application of the sequence stratigraphic method and key surfaces: integrating observations from ancient fluvial-deltaic wedges with Quaternary and modelling studies. *Sedimentology*, 58, 120-169.
- Bhattacharya, J.P., Walker, R.G., 1992. Deltas. En: Walker, R. G., James, N. P., (eds.), *Facies Models: Response to Sea-level Change*. Geological Association of Canada, 157-177.

- Bhattacharya, J.P., MacEachern, J.A., 2009. Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America. *Journal of Sedimentary Research*, 79(4), 184-209.
- Bhattacharya, J.P., Howell, C.D., MacEachern, J.A., Walsh, J.P., 2020. Bioturbation, sedimentation rates, and preservation of flood events in deltas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 560, 110049.
- Blackburn, J., Comte, J.C., Foster, G., Gibbins, C., 2021. Hydrogeological controls on the flow regime of an ephemeral temperate stream flowing across an alluvial fan. *Journal of Hydrology*, 595, 125994.
- Blair, T.C., Bilodeau, W.L., 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, 16(6), 517-520.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1998. Recent debris-flow processes and resultant forma and facies of the Dolomite alluvial fan, Owens valley, California. *Journal of Sedimentary Research*, 68, 800-818.
- Blatt, H., Middleton, G.V., Murray, R., 1980, *Origin of sedimentary rocks*; 2nd edition: Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 782 pp.
- Blum, M.D., Törnqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47, 2-48.
- Blum, M.D., Hattier-Womack, J., 2009. Climate change, sea-level change, and fluvial sediment supply to deepwater depositional systems. *SEPM Special Publication*, 92, 15-39.
- Bouchez, J., Gaillardet, J., France-Lanord, C., Maurice, L., Dutra-Maia, P., 2011. Grain size control of river suspended sediment geochemistry: Clues from Amazon River depth profiles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(3).
- Branney, M., Kokelaar, B., 2002. *Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites*, vol. 27. Geological Society of London, Memoirs, 143 pp.

- Brenchley, P.J., 1985. Storm Influenced Sandstone Beds. *Modern Geology*, 9, 369-396.
- Bridge, J.S., 1993. Description and Interpretation of fluvial deposits: a critique perspective. *Sedimentology*, 40, 801-810.
- Bridge, J.S., 2003. *Rivers and Floodplains: Forms. Processes and Sedimentary Record*. Blackwell, Oxford, 491 pp.
- Bridge, J.S., Diemer, J.A., 1983. Quantitative interpretation of an evolving ancient river system. *Sedimentology*, 30(5), 599-623.
- Bridge, J.S., Mackey, S.D., 1993. A theoretical study of fluvial sandstone body dimensions. En: Flint, S.S., Bryant, I.D. (Eds.) *Geological modeling of hydrocarbon reservoirs*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 15, Utrecht, Netherlands, p. 213-236.
- Bridge, J.S., Jalfin, G.A., Georgieff, S. M. 2000. Geometry, lithofacies, and spatial distribution of Cretaceous fluvial sandstone bodies, San Jorge Basin, Argentina: outcrop analog for the hydrocarbon-bearing Chubut Group. *Journal of Sedimentary Research*, 70(2), 341-359.
- Brown, R.J., Bonadonna, C., Durant, A.J., 2012. A review of volcanic ash aggregation. *Physics and Chemistry of the Earth*, 45-46, 65-78.
- Bruhn, R., Steel, R., 2003. High-resolution sequence stratigraphy of a clastic foredeep succession (Paleocene, Spitsbergen): An example of peripheral-bulge-controlled depositional architecture. *Journal of Sedimentary Research*, 73, 745-755.
- Buatois, L.A., Uba, C.E., Mangano, M.G., Hulka, C., Heubeck, C., 2007. Deep and intense bioturbation in continental environments; evidence from Miocene fluvial deposits of Bolivia; sediment-organism interactions; a multifaceted ichnology. *Special Publication Society for Sedimentary Geology* 88, 123-136.

- Buggle, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N., Marković, S., 2011. An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. *Quaternary International*, 240(1-2), 12-21.
- Bunn, J.T., Montgomery, D.R., 2004. Patterns of wood and sediment storage along debris-flow impacted headwater channels in old-growth and industrial forests of the western Olympic Mountains, Washington. In: Bennett, S. J., Simon, A. (Eds.), *Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology*, Water Science and Application, Vol. 8, American Geophysical Union: Washington, DC, 99-112 pp.
- Burge, L.M., 2004. Testing links between river patterns and in-channel characteristics using MRPP and ANOVA. *Geomorphology*, 63(3-4), 115-130.
- Cant, D.J., 1992. Subsurface facies analysis. En: Walker, R.G. y James, N.P. (eds.), *Facies models: response to sea level change*: Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, 27-45.
- Caracciolo, L., 2020. Sediment generation and sediment routing systems from a quantitative provenance analysis perspective: Review, application and future development. *Earth-Science Reviews*, 209, 103226.
- Cas, R.F., Wright, J.V., 1987. *Volcanic successions: Modern and ancient*: London, Allen & Unwin, 528 pp.
- Castillo Gamarra, F., Lema, M.A., Paredes, J.M., 2018. Spectral gamma-ray logging of Cerro Ballena anticline, Santa Cruz province: Data-driven model for facies classification, with implication for subsurface oilfield development. 10° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza. IAPG, pp. 153-175.
- Catuneanu, O., 2019a. Model-independent sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 188, 312-388.

- Catuneanu, O., 2019b. First-order foreland cycles: Interplay of flexural tectonics, dynamic loading, and sedimentation. *Journal of Geodynamics*, 129, 290-298.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson, P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt, B.R., Sarg, J.F., Shanley, K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92, 1-33.
- Chamberlin, E.P., Hajek, E.A., 2022. Fine-sediment Supply Can Control Fluvial Deposit Architecture: An Example from the Blackhawk Formation-Castlegate Sandstone Transition, Upper Cretaceous, Utah, USA. *The Sedimentary Record*, 20(1). <https://doi.org/10.2110/001c.36334>.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer, Berlin. 623 pp.
- Chang, H., An, Z., Wu, F., Jin, Z., Liu, W., Song, Y., 2013. A Rb/Sr record of the weathering response to environmental changes in westerly winds across the Tarim Basin in the late Miocene to the early Pleistocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 386, 364-373.
- Chen, J., An, Z.S., Head, J., 1999. Variation of Rb/Sr ratios in the loess paleosol sequences of central China during the last 130,000 years and their implications for monsoon paleoclimatology. *Quaternary Research* 51, 215-219.
- Chumakov, N.M., 1995. The problem of the warm biosphere. *Stratigraphy and Geological Correlation* 3, 205–215.
- Cladera, G., Cúneo, R., De Renzi, M., Pardo Alonso, M.V., Belinchón, M., Peñalver, E., Márquez-Aliaga, A., 2002. Fossil plants buried by volcanic ash in the Lower Cretaceous of Patagonia. *Current Topics on Taphonomy and Fossilization*, 39.

- Clift, P.D., Wan, S., Blusztajn, J., 2014. Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since 25 Ma in the northern South China Sea: a review of competing proxies. *Earth-Science Reviews*, 130, 86-102.
- Clifton, H.E., 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. *AAPG Bulletin*, 90(9), 1355-1383.
- Coe, A.L., 2003. *The sedimentary record of sea-level change*: Cambridge, Cambridge University Press, 286 pp.
- Coimbra, R., Immenhauser, A., Oloriz, F., Rodríguez-Galiano, V., Chica-Olmo, M., 2015. New insights into geochemical behaviour in ancient marine carbonates (Upper Jurassic Ammonitico Rosso): Novel proxies for interpreting sea-level dynamics and palaeoceanography. *Sedimentology*, 62(1), 266-302.
- Coimbra, R., Horikx, M., Huck, S., Heimhofer, U., Immenhauser, A., Rocha, F., Dinis, J., Duarte, L.V., 2017. Statistical evaluation of elemental concentrations in shallow-marine deposits (Cretaceous, Lusitanian Basin). *Marine and Petroleum Geology*, 86, 1029-1046.
- Cojan, I., Gillot, T., 2022. Paleosols in distal alluvial sequences and their formation mechanisms: Insights from a high-resolution record in a foreland basin during early Miocene (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 595, 110983.
- Colella, A., 1988. Fault-controlled marine Gilbert-type fan deltas. *Geology*, 16, 1031-1034.
- Coleman, J.M., Wright, L.D., 1975. Modern river deltas: variability of process and sand bodies, En: Broussard, M.L., (Ed.), *Deltas: Models for Exploration*: Houston Geological Society, 99-149 pp.
- Coll, X., Roigé, M., Gómez-Gras, D., Teixell, A., Boya, S., Mestres, N., 2022. Interplay of multiple sediment routing systems revealed by combined sandstone petrography and Heavy Mineral Analysis (HMA) in the South Pyrenean Foreland Basin. *Minerals*, 12(2), 262.

- Collinson, J., Thompson, D.B., 1982. *Sedimentary Structures*, 2nd Ed., Harper Collins Academic, New York, 194 pp.
- Collinson, J., Mountney, N., Thompson, D., 2006. *Sedimentary Structures*. Terra, Harpenden, 292 pp.
- Coll, X., Roigé, M., Gómez-Gras, D., Teixell, A., Boya, S., Mestres, N., 2022. Interplay of multiple sediment routing systems revealed by combined sandstone petrography and Heavy Mineral Analysis (HMA) in the South Pyrenean Foreland Basin. *Minerals*, 12(2), 262.
- Collinson, J.D., Thompson, D.B., 1982. *Sedimentary Structures*. London, 194 pp.
- Colombera, L., Mountney, N.P., 2019. The lithofacies organization of fluvial channel deposits: a meta-analysis of modern rivers. *Sedimentary Geology*, 383, 16-40.
- Colombera, L., Mountney, N.P., 2023. Downstream controls on coastal-plain river avulsions: A global study. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 128, e2022JF006772.
- Colombera, L., Mountney, N.P., McCaffrey, W., 2015. A meta-study of relationships between fluvial channel-body stacking pattern and aggradation rate: Implications for sequence stratigraphy. *Geology* 43: 283-286.
- Constantine, J.A., Dunne, T., Piégay, H., Kondolf, G.M., 2010. Controls on the alluviation of oxbow lakes by bed-material load along the Sacramento River, California. *Sedimentology*, 57(2), 389-407.
- Craigie, N.W., 2015. Applications of chemostratigraphy in Middle Jurassic unconventional reservoirs in eastern Saudi Arabia. *GeoArabia*, 20(2), 79-110.
- Craigie, N.W., 2016. Chemostratigraphy of the Silurian qusaiba member, Eastern Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences*, 113, 12-34.
- Craigie, N.W., 2018. Principles of elemental chemostratigraphy. *Advances in Oil and Gas Exploration & Production*, Rudy Swennen. A Practical User Guide, 189 pp.

- Craigie, N.W., Rees, A.J., 2016. Chemostratigraphy of glaciomarine sediments in the Sarah Formation, northwest Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences*, 117, 263-284.
- Craigie, N.W., Rees, A., MacPherson, K., Berman, S., 2016. Chemostratigraphy of the Ordovician Sarah Formation, northwest Saudi Arabia: An integrated approach to reservoir correlation. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 1056-1080.
- Cronin, S.J., Lecointre, J.A., Palmer, A.S., Neall, V.E., 2000. Transformation, internal stratification, and depositional processes within a channelised, multi-peaked lahar flow. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43(1), 117-128.
- Cuitiño, J.I., Ventura Santos, R., Alonso Muruaga, P.J., Scasso, R.A., 2015. Sr-stratigraphy and sedimentary evolution of early Miocene marine foreland deposits in the northern Austral (Magallanes) Basin, Argentina. *Andean Geology* 42(3):364-385.
- Cuitiño, J.I., Varela, A.N., Ghiglione, M.C., Richiano, S., Poiré, D.G., 2019a. The Austral Basin (southern Patagonia): a synthesis of its stratigraphy and evolution. *Latin American journal of sedimentology and basin analysis*, 26(2), 155-166.
- Cuitiño, J.I., Vizcaíno, S.F., Bargo, M.S., Aramendía, I., 2019b. Sedimentology and fossil vertebrates of the Santa Cruz Formation (early Miocene) in Lago Posadas, southwestern Patagonia, Argentina. *Andean Geology* 46 (2): 383-420.
- Dalrymple, R.W., Kurcinka, C.E., Jablonski, B.V.J., Ichaso, A.A., Mackay, D.A., 2015. Deciphering the relative importance of fluvial and tidal processes in the fluvial-marine transition. En: Ashworth, P.J., Best, J.L., Parsons, D.R. (Eds.), *Fluvial-tidal sedimentology*, Vol. 68, Elsevier, Oxford, United Kingdom, 3-45 pp.
- Dashtgard, S.E., MacEachern, J.A., Frey, S.E., Gingras, M.K., 2012. Tidal effects on the shoreface: towards a conceptual framework. *Sedimentary Geology*, 279, 42-61.
- Davies, B.J., Darvill, ChM., Lovell, H., Bendle, J.M., Dowdeswell, J.A., Fabel, D., García, J.L., Geiger, Al, Glasser, N.F., Gheorghiu, D.M., Harrison, S., Hein, A.S., Kaplan, M.R., Martin,

- J.R.V., Mendelova, M., Palmer, A., Pelto, M., Rodes, A., Sagredo, E.A., Smedley, R.K., Smellie, J.L., Thorndycraft, V.R., 2020. The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). *Earth Science Reviews*, 204, 103152.
- Dean, C.D., Collins, D.S., van Cappelle, M., Avdis, A., Hampson, G.J., 2019. Regional-scale paleobathymetry controlled location, but not magnitude, of tidal dynamics in the Late Cretaceous Western Interior Seaway, USA. *Geology*, 47(11), 1083-1087.
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996. Foreland basin systems. *Basin research*, 8(2), 105-123.
- De La Cruz R., Cortés J., 2011. Geología del área oriental de la Hoja Puerto Cisnes, Región Aisén del General Carlos Ibáñez del Campo, escala 1:250.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No 127, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Chile.
- De Vleeschouwer, D., Dunlea, A.G., Auer, G., Anderson, C.H., Brumsack, H., de Loach, A., Gurnis, M., Huh, Y., Ishiwa, T., Jang, K., 2017. Quantifying K, U, and Th contents of marine sediments using shipboard natural gamma radiation spectra measured on DV JOIDES Resolution. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18 (3), 1053-1064.
- Del Fueyo, G.M., Carrizo, M.A., Poiré, D.G., Lafuente Diaz, M.A., 2021. Recurrent volcanic activity recorded in araucarian wood from the Lower Cretaceous Sprighill Formation, Patagonia, Argentina: Palaeoenvironmental interpretations. *Acta Paleontologica Polonica*, 66, 231-253.
- Di Capua, A., Scasso, R.A., 2020. Sedimentological and petrographic evolution of a fluvio-lacustrine environment during the onset of volcanism: Volcanically-induced forcing of sedimentation and environmental responses. *Sedimentology*, 67, 1879-1913.
- Ding, Z.L., Sun, J.M., Yang, S.L., Liu, T.S., 2001. Geochemistry of the Pliocene red clay formation in the Chinese Loess Plateau and implications for its origin, source provenance and paleoclimatic change. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65(6), 901-913.

- Dinis, P.A., Garzanti, E., Hahn, A., Vermeesch, P., Cabral-Pinto, M., 2020. Weathering indices as climate proxies. A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Science Reviews*, 201, 103039.
- Dott Jr, R.H., Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93(8), 663-680.
- Dumas, S., Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification: the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34(12), 1073-1076.
- Drummond, S.E., Stow, S.H., 1979. Hydraulic differentiation of heavy minerals, offshore Alabama and Mississippi. *Bulletin of the Geological Society of America* 90, 1429-1457.
- Dypvik, H., Bue, B., 1984. The U, Th and K distribution in black shales of the Janusfjellet Formation, Svalbard, Norway. *Chemical geology*, 42(1-4), 287-296.
- Echaurren, A., Folguera, A., Gianni, G., Orts, D., Tassara, A., Encinas, A., Valencia, V., 2016. Tectonic evolution of the North Patagonian Andes (41–44° S) through recognition of syntectonic strata. *Tectonophysics*, 677, 99-114.
- Eisenberg, R.A., Harris, P.M., 1995. Application of chemostratigraphy and multivariate statistical analysis to differentiating bounding stratigraphic surfaces. *Carbonate facies and sequence stratigraphy: practical applications of carbonate models*, 95-36.
- Elburg, M., Foden, J., 1998. Temporal changes in arc magma geochemistry, northern Sulawesi, Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4), 381-398.
- Ellis, D.V., Singer, J.M., 2007. *Well logging for earth scientists*. Dordrecht: Springer Netherlands, 692 pp.
- Encinas, A., Folguera, A., Bechis, F., Finger, K.L., Zambrano, P., Pérez, F., Bernabé, P., Tapia, F., Rizzo, R., Buatois, L., 2018. The late Oligocene-early Miocene marine transgression of Patagonia. En: *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Springer, 443-474.

- Feruglio, E., 1949. Descripción Geológica de la Patagonia. Tomo 1. Y.P.F., Buenos Aires, Argentina.
- Fielding, C.R., 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: extending the range of architectural elements for fluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, 190(1-4), 227-240.
- Fielding, C.R., 2007. Sedimentology and Stratigraphy of Large River Deposits: Recognition in the Ancient Record, and Distinction from "Incised Valley Fills". En: Gupta, A., (Ed.), *Large rivers: Geomorphology and Management*, Willey, pp. 97-113.
- Fielding, C.R., 2010. Planform and facies variability in asymmetric deltas: facies analysis and depositional architecture of the Turonian Ferron Sandstone in the western Henry Mountains, south-central Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 80(5), 455-479.
- Fielding, C.R., Alexander, J., 2001. Fossil trees in ancient fluvial channel deposits: evidence of seasonal and longer-term climatic variability. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170(1-2), 59-80.
- Fielding, C.R., Allen, J.P., Alexander, J., Gibling, M.R., 2009. Facies model for fluvial systems in the seasonal tropics and subtropics. *Geology*, 37(7), 623-626.
- Fielding, C.R., Allen, J.P., Alexander, J., Gibling, M.R., Rygel, M.C., Calder, J.H., 2011. Fluvial systems and their deposits in hot, seasonal semiarid and subhumid settings: modern and ancient examples. En: Davidson, S.K., Leleu, S., North, C.P. (Eds.), *From River to Rock Record: The Preservation of Fluvial Sediments and Their Subsequent Interpretation*. SEPM Society for Sedimentary Geology Special Publication, 97, 89-111 pp.
- Fielding, C.R., Ashworth, P.J., Best, J.L., Prockocki, E.W., Smith, G.H.S., 2012. Tributary, distributary and other fluvial patterns: What really represents the norm in the continental rock record?. *Sedimentary Geology*, 261, 15-32.

- Fielding, C.R., Alexander, J., Allen, J.P., 2018. The role of discharge variability in the formation and preservation of alluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, 365, 1-20.
- Figari, E.G., Strelkov, E., Laffife, G., Cid de la Paz, M., Courtade, S., Celaya, J., Vottero, A., Lafourcade, P., Martínez, R. y Villar, H. 1999. Los sistemas petroleros de la Cuenca del Golfo San Jorge: Síntesis estructural, estratigráfica y geoquímica. IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Buenos Aires, 197-237 pp.
- Figari, E.G., Scasso, R.A., Cúneo, R.N., Escapa, I., 2015. Estratigrafía y evolución geológica de la Cuenca de Cañadón Asfalto, provincia de Chubut, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 22(2), 135-169.
- Fildani, A., Hessler, A.M., 2005. Stratigraphic record across a retroarc basin inversion: Rocas Verdes-Magallanes basin, Patagonian Andes, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11-12), 1596-1614.
- 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(12), 1081-1084.
- Fisher, J.A., Nichols, G.J., Waltham, D.A., 2007. Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology*, 195, 55-73.
- Fisher, R.V., 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 72, 1395-1408.
- Fisher, R.V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, 11(5), 273-274.
- Fischer, R.V., Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 528 pp.
- Fisher, R.V., Smith, G.A., 1991 Volcanism, tectonics and sedimentation. En: *Sedimentation in Volcanic Settings* (Fisher, R.V., Smith, G.A., Eds), SEPM Special Publication, 45, 1-5.

- Foix, N., Allard, J.O., Paredes, J.M., Giacosa, R.E., 2012. Fluvial styles, palaeohydrology and modern analogues of an exhumed, Cretaceous fluvial system: Cerro Barcino Formation, Cañadón Asfalto Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 34, 298-307.
- Foix, N., Paredes, J.M., Giacosa, R.E., 2013. Fluvial architecture variations linked to changes in accommodation space: Río Chico Formation (late Paleocene), Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 294, 342-355.
- Foix, N., Allard, J.O., Ferreira, M.L., Atencio, M., 2020. Spatio-temporal variations in the Mesozoic sedimentary record, Golfo San Jorge Basin (Patagonia, Argentina): Andean vs. cratonic sources. *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 102464.
- Foix, N., Ocampo, S.M., Paredes, J.M., Allard, J.O., Giacosa, R.E., González, P.D., Olazábal, S.X., 2023. Maastrichtian-Danian Northpatagonian rocky shore, Argentina. *Sedimentary Geology*, 454, 106463.
- Folguera, A., Ramos, V.A., 2011. Repeated eastward shifts of arc magmatism in the Southern Andes: a revision to the long-term pattern of Andean uplift and magmatism. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 531-546.
- Folguera, A., Gianni, G.M., Encinas, A., Álvarez, O., Orts, D., Echaurren, A., Litvak, V.D., Navarrete, C.R., Sellés, D., Tobal, J., Ramos, M.E., 2018. Neogene growth of the Patagonian Andes. *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*, 475-501.
- 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. *Bulletin*, 123(9-10), 1679-1698.
- Fosdick, J.C., Grove, M., Hourigan, J.K., Calderon, M., 2013. Retroarc deformation and exhumation near the end of the Andes, southern Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 504-517.

- Francis, R.A., Tibaldeschi, P., McDougall, L., 2008. Fluvially-deposited large wood and riparian plant diversity. *Wetlands Ecology and Management*, 16, 371-382.
- Friend, P.F., 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. En: Collinson, J.D., Lewin, J. (Eds.), *Modern and Ancient Fluvial Systems*. Special Publication of the International Association of Sedimentologists 6, Blackwell, Oxford, 345-354 pp.
- Gagliano, S.M., Howard, P.C., 1984. The neck cutoff oxbow lake along the lower Mississippi River, En: Elliot, C. M. (Ed.), *River Meandering*. American Society of Civil Engineer, Reston, Va, 147-158 pp.
- Galán, E., 2006. Genesis of clay minerals. En: Berhaya, F., Theng, B. K. G., Lagaly, G., (eds.), *Handbook of Clay Science, Developments in clay science*, vol. 1. Elsevier, The Netherlands, 1129-1162.
- Galeazzi, J.S., 1998. Structural and stratigraphic evolution of the Western Malvinas Basin, Argentina. *AAPG Bulletin*, 82, 596-636.
- Gallardo Jara, R.E., Ghiglione, M.C., Galliani, L.R., Mpodozis, C., 2023. From rift to foreland basin: A case example from the MagallanesAustral basin, southernmost Andes. *Basin Research*, 35(3), 865-897.
- Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: Broussard, M. L. (Editor), *Deltas. Models for Exploration*. Houston Geological Society, 87-98 pp.
- García-García, F., Rodríguez-Tovar, F.J., Poyatos-Moré, M., Yeste, L.M., Viseras, C., 2021. Sedimentological and ichnological signatures of an offshore-transitional hyperpycnal system (Upper Miocene, Betic Cordillera, southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 561, 110039.
- Garzanti, E., Andò, S., 2007. Heavy mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation. *Developments in sedimentology*, 58, 517-545.

- Garzanti, E., Resentini, A., 2016. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*, 336, 81-95.
- Garzanti, E., Andò, S., Vezzoli, G., 2008. Settling equivalence of detrital minerals and grain-size dependence of sediment composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1-2), 138-151.
- Garzanti, E., Andò, S., France-Lanord, C., Vezzoli, G., Censi, P., Galy, V., Najman, Y., 2010. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments: 1. Bedload sand (Ganga-Brahmaputra, Bangladesh). *Earth and Planetary Science Letters*, 299(3-4), 368-381.
- Garzanti, E., Padoan, M., Setti, M., López-Galindo, A., Villa, I.M., 2014. Provenance versus weathering control on the composition of tropical river mud (southern Africa). *Chemical Geology*, 366, 61-74.
- Garzanti, E., He, J., Barbarano, M., Resentini, A., Li, C., Yang, L., Wang, H., 2021. Provenance versus weathering control on sediment composition in tropical monsoonal climate (South China)-2. Sand petrology and heavy minerals. *Chemical Geology*, 564, 119997.
- Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research*, 12(3-4), 195-218.
- Gay, G.R., Gay, H.H., Gay, W.H., Martinson, H.A., Meade, R.H., Moody, J.A., 1998. Evolution of cutoffs across meander necks in Powder river, Montana, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 651-662.
- Genise, J.F., Bedatou, E., Melchor, R.N., 2008. Terrestrial crustacean breeding trace fossils from the Cretaceous of Patagonia (Argentina): palaeobiological and evolutionary significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 264, 128-139.
- Ghasemi-Nejad, E., Ardakani, E.P., Ruffell, A., 2010. Palaeoclimate change recorded in Upper Cretaceous (Albian-Cenomanian) Kazhdumi Formation Borehole SPECTRAL Gamma-

- Ray Logs, South Pars Gas field, Persian Gulf. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291(3-4), 338-347.
- Ghiglione, M.C., Suarez, 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 de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 215-226.
- Ghiglione, M.C., Quinteros, J., Yagupsky, D., Bonillo-Martínez, P., Hlebszevtich, J., Ramos, V.A., Vergani, G., Figueroa, D., Quesada, S., 2010. Structure and tectonic history of the foreland basins of southernmost South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 29(2), 262-277.
- Ghiglione, M.C., Likerman, J., Barberón, V., Giambiagi, L.B., Aguirre Urreta, B., Suarez, F., 2014. Geodynamic context for the deposition of coarse-grained deep-water axial channel systems in the Patagonian Andes. *Basin Research*, 26(6), 726-745.
- Ghiglione, M.C., Naipauer, M., Sue, C., Barberón, V., Valencia, V., Aguirre-Urreta, B., Ramos, V.A., 2015. U-Pb zircon ages from the northern Austral basin and their correlation with the Early Cretaceous exhumation and volcanism of Patagonia. *Cretaceous Research*, 55, 116-128.
- Ghiglione, M.C., Rocha, E., Raggio, M.F., Ramos, M.E., Ronda, G., Moyano-Paz, D., Valencia, V., 2021. Santonian-Campanian continentalization in the Austral basin: regional correlation, provenance and geodynamic setting. *Cretaceous Research*, 128, 104968.
- Ghinassi, M., 2011. Chute channels in the Holocene high-sinuosity river deposits of the Firenze plain, Tuscany, Italy. *Sedimentology*, 58, 618-642.
- Ghinassi, M., Ielpi, A., Aldinucci, M., Fustic, M. 2016. Downstream-migrating fluvial point bars in the rock record. *Sedimentary Geology*, 334, 66-96.
- Ghosh, P., Sarkar, S., Maulik, P., 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India. *Sedimentary Geology*, 191(1-2), 3-36.

- Giacosa, R.E., Franchi, 2001. Hojas Geológicas 4772-III Lago Belgrano y 4772-IV Lago Posadas. Servicio Geológico y Minero Argentino.
- Giacosa, R.E., Fracchia, D., Heredia, N., 2012. Structure of the Southern Patagonian Andes at 49°S, Argentina. *Geologica Acta*, 10(3), 265-282.
- Gianni, G., Navarrete, C., Orts, D., Tobal, J., Folguera, A., Giménez, M., 2015. Patagonian broken foreland and related synorogenic rifting: The origin of the Chubut Group Basin. *Tectonophysics*, 649, 81-99.
- Gianni, G., Folguera, A., Navarrete, C., Encinas, A. y Echaurren, A., 2016. The North Patagonian Orogen: Meso-Cenozoic Evolution from the Andes to the Foreland Area. En: Folguera A., et al. (Eds.), *Growth of the Southern Andes*, Springer Earth System Sciences: 173-200.
- Gianni, G.M., Navarrete, C., Echaurren, A., Díaz, M., Butler, K.L., Horton, B.K., Folguera, A., 2019. Northward propagation of Andean genesis: Insights from Early Cretaceous synorogenic deposits in the Aysén-Río Mayo basin. *Gondwana Research*, 77, 238-259.
- Gibling, M.R., 2006. Width and thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification. *Journal of Sedimentary Research*, 76, 731-770.
- Gibling, M.R., Calder, J.H., Ryan, R., Poll, H.W., Yeo, G.M., 1992. Late Carboniferous and early Permian drainage patterns in Atlantic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(2), 338-352.
- Gibling, M.R., Fielding, C.R., Sinha, R., 2011. Alluvial valleys and alluvial sequences: Towards a geomorphic assessment. En: Davidson, S.K., Leleu, S. and North, C.P., (Eds.), *From River to Rock Record: The Preservation of Fluvial Sediments and their Subsequent Interpretation*, SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, 97, 423-447.

- Gilleaudeau, G.J., Algeo, T.J., Lyons, T.W., Bates, S., Anbar, A.D., 2021. Novel watermass reconstruction in the Early Mississippian Appalachian Seaway based on integrated proxy records of redox and salinity. *Earth and Planetary Science Letters*, 558, 116746.
- Gingras, M.K, MacEachern, J.A., Dashtgard, S.E., 2011. Process ichnology and the elucidation of physico-chemical stress. *Sedimentary Geology*, 237, 115-134.
- Glasser, N.F., Jansson, K.N., Harrison, S., Kleman, J., 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of South America between 38 S and 56 S. *Quaternary Science Reviews*, 27(3-4), 365-390.
- Gómez Dacal, A.R., Richiano, S.M., Peral, L.E.G., Spalletti, L.A., Sial, A.N., Poiré, D.G., 2019. Evidence of warm seas in high latitudes of southern South America during the Early Cretaceous. *Cretaceous Research*, 95, 8-20.
- Goodbred Jr., S.L., 2003. Response of the Ganges dispersal system to climate change: a source-to-sink view since the last interstade. *Sedimentary Geology* 162, 83-104.
- Gould, K.M., Piper, D.J., Pe-Piper, G., MacRae, R.A., 2014. Facies, provenance and paleoclimate interpretation using spectral gamma logs: Application to the Lower Cretaceous of the Scotian Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 57, 445-454.
- Grammer, G.M., Harris, P.M.M., Eberli, G.P., 2004. Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling: Overview with examples from the Bahamas. *AAPG Bulletin*, 88(10), 1403-1425.
- Gran, K., Paola, C., 2001. Riparian vegetation controls on braided stream dynamics. *Water Resources Research*, 37(12), 3275-3283.
- Greppi, C.D., Massini, J.L.G., Rombola, C.F., Pujana, R.R., 2023. Borings and coprolites of termites in fossil woods from the Lower Cretaceous (Kachaike Formation) of Argentinean Patagonia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 308, 104800.

- Gugliotta, M., Kurcinka, C.E., Dalrymple, R.W., Flint, S.S., Hodgson, D.M., 2015. Decoupling seasonal fluctuations in fluvial discharge from the tidal signature in ancient deltaic deposits: an example from the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society*, 173 (1), 94-107.
- Gugliotta, M., Flint, S.S., Hodgson, D.M., Veiga, G.D., 2016. Recognition criteria, characteristics and implications of the fluvial to marine transition zone in ancient deltaic deposits (Lajas Formation, Argentina). *Sedimentology*, 63(7), 1971-2001.
- Gugliotta, M., Collins, D.S., MacEachern, J.A., El Euch-El Koundi, N., 2023. Reevaluating the process regime in the Sego Sandstone: Sedimentological and ichnological evidence for an underemphasised fluvial signature. *The Depositional Record*, 9(4), 989-1009.
- Guler, V., Archangelsky, S. 2006. Albian dinoflagellate cysts from the Kachaike Formation, Austral Basin, Southwest Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales nueva serie*, 8(2), 179-184.
- Gulliford, A.R., Flint, S.S., Hodgson, D.M., 2014. Testing applicability of models of distributive fluvial systems or trunk rivers in ephemeral systems: reconstructing 3-D fluvial architecture in the Beaufort Group, South Africa. *Journal of Sedimentary Research*, 84(12), 1147-1169.
- Haddadchi, A., Ryder, D.S., Evrard, O., Olley, J., 2013. Sediment fingerprinting in fluvial systems: review of tracers, sediment sources and mixing models. *International Journal of Sediment Research*, 28(4), 560-578.
- Hajek, E.A., Heller, P.L., 2012. Flow-depth scaling in alluvial architecture and nonmarine sequence stratigraphy: example from the Castlegate Sandstone, central Utah, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 82(2), 121-130.

- Hallsworth, C.R., Chisholm, J.I., 2008. Provenance of late Carboniferous sandstones in the Pennine Basin (UK) from combined heavy mineral, garnet geochemistry and palaeocurrent studies. *Sedimentary Geology*, 203(3-4), 196-212.
- Hampson, G.J., Davies, W., Davies, S.J., Howell, J.A., Adamson, K.R., 2005. Use of spectral gamma-ray data to refine subsurface fluvial stratigraphy: Late Cretaceous strata in the Book Cliffs, Utah, USA. *Journal of the Geological Society*, 162(4), 603-621.
- Hartley, A.J., Owen, A., 2022. Paleohydraulic analysis of an ancient distributive fluvial system. *Journal of Sedimentary Research*, 92(5), 445-459.
- Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Nichols, G.J., Warwick, G.L., 2010. Large distributive fluvial systems: characteristics, distribution, and controls on development. *Journal of Sedimentary Research*, 80(2), 167-183.
- Hassan, M., Hossin, A., Combaz, A. 1976. Fundamentals of the differential gamma ray log-interpretation technique. En SPWLA Annual Logging Symposium.
- Hatcher, J.B., 1897. On the geology of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, 4 (23): 327-354.
- Hatcher, J.B., 1900. Sedimentary Rocks of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, 4, 85-109.
- Hauser, N., Cabaleri, N.G., Gallego, O.F., Monferran, M.D., Silva Nieto, D., Armella, C., Matteini, M., Aparicio González, P.A., Pimentel, M.M., Volkheimer, W., Reimold, W.U., 2017. U-Pb and Lu-Hf zircon geochronology of the Cañadón Asfalto Basin, Chubut, Argentina: Implications for the magmatic evolution in central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 78, 190-212.
- Hawley, N., 1981. Flume experiments on the origin of flaser bedding. *Sedimentology*, 28(5), 699-712.

- Hay, W.W, Floegel, S., 2012. New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. *Earth-Science Reviews*, 115, 262-272.
- He, J., Garzanti, E., Dinis, P., Yang, S., Wang, H., 2020. Provenance versus weathering control on sediment composition in tropical monsoonal climate (South China)-1. Geochemistry and clay mineralogy. *Chemical Geology*, 558, 119860.
- Heap, A.D., Bryce, S., Ryan, D.A., 2004. Facies evolution of Holocene estuaries and deltas: a large-sample statistical study from Australia. *Sedimentary Geology* 168 (1-2), 1-17.
- Heller, P.L., Paola, C., 1996. Downstream changes in alluvial architecture: An exploration of controls on channel-stacking patterns. *Journal of Sedimentary Research*, 66, 297-306.
- Henares, S., Donselaar, M.E., Caracciolo, L., 2020. Depositional controls on sediment properties in dryland rivers: Influence on near-surface diagenesis. *Earth-Science Reviews*, 208, 103297.
- Hervé, F., Aguirre, L., Sepúlveda, V., Morata, D., 1999. Contrasting geochemistry and metamorphism of pillow basalts in metamorphic complexes from Aysén, S. Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(4), 379-388.
- Hervé, F., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J., 2003. Detrital Zircon Age Patterns and Provenance in the metamorphic complexes of Southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 107-123.
- Hervé, F., Faúndez, V., Calderón, M., 2008. The metamorphic complexes of the Patagonian and Fuegian Andes. *Geologica Acta: An International Earth Science Journal*, 6(1), 43-53.
- Holbrook, J., Schumm, S. A., 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, 305(1-3), 287-306.

- Holbrook, J., Scott, R.W., Oboh-Ikuenobe, F.E., 2006. Base-level buffers and buttresses: a model for upstream versus downstream control on fluvial geometry and architecture within sequences. *Journal of Sedimentary Research*, 76(1), 162-174.
- Homoc, J.F., 1980. Estudio estratigráfico de la comarca ubicada en el margen septentrional de la meseta Belgrano, en la zona del Lago Posadas, Dpto. Río Chico, provincia de Santa Cruz. Tesis de grado inédita, Universidad de Buenos Aires.
- Hong, H., Algeo, T.J., Fang, Q., Zhao, L., Ji, K., Yin, K., Cheng, S., 2019. Facies dependence of the mineralogy and geochemistry of altered volcanic ash beds: an example from Permian-Triassic transition strata in southwestern China. *Earth-Science Reviews*, 190, 58-88.
- Horn, B.L.D., Goldberg, K., Schultz, C.L., 2018. Interpretation of massive sandstones in ephemeral fluvial settings: A case study from the Upper Candelária Sequence (Upper Triassic, Paraná Basin, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 81, 108-121.
- Howell, J.A., Martinius, A.W., Good, T.R., 2014. The application of outcrop analogues in geological modelling: a review, present status and future outlook. Geological Society, London, Special Publications, 387(1), 1-25.
- Hurd, T.J., Fielding, C.R., Hutsky, A.J., 2014. Variability in sedimentological and ichnological signatures across a river-dominated delta deposit: Peay Sandstone Member (Cenomanian) of the northern Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 84(1), 1-18.
- Hurst, A., Morton, A., 2014. Provenance models: the role of sandstone mineral-chemical stratigraphy. Geological Society, London, Special Publications, 386(1), 7-26.
- International Atomic Energy Agency (IAEA), 1985. Geological environments of sandstone-type uranium deposits. Vienna. 391 pp.

- Iglesia Llanos, M.P., Lanza, R., Riccardi, A.C., Geuna, S., Laurenzi, M.A., Ruffini, R., 2003. Palaeomagnetic study of the El Quemado complex and Marifil formation, Patagonian Jurassic igneous province, Argentina. *Geophysical Journal International*, 154(3), 599-617.
- Ikeda, K. 1982. An experimental study of the formation of openwork gravel layers under alluvial-flow conditions. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union*, 3, 57-65
- Jackson, C.A.L., Gawthorpe, R.L., Sharp, I.R., 2002. Growth and linkage of the East Tanka fault zone, Suez rift: structural style and syn-rift stratigraphic response. *Journal of the Geological Society*, 159, 175-187. London.
- Jelby, M.E., Grundvåg, S.A., Helland-Hansen, W., Olaussen, S., Stemmerik, L., 2020. Tempestite facies variability and storm-depositional processes across a wide ramp: Towards a polygenetic model for hummocky cross-stratification. *Sedimentology* 67(2), 742-781.
- Jerolmack, D.J., Paola, C., 2007. Complexity in a cellular model of river avulsion. *Geomorphology*, 91(3-4), 259-270.
- Jo, H.R., 2003. Depositional environments, architecture, and controls of Early Cretaceous non-marine successions in the northwestern part of Kyongsang Basin, Korea. *Sedimentary Geology*, 161, 269-294.
- Johnson, S.M., Dashtgard, S.E., 2014. Inclined heterolithic stratification in a mixed tidal-fluvial channel: differentiating tidal versus fluvial controls on sedimentation. *Sedimentary Geology*, 301, 41-53.
- Jones, H.L., Hajek, E.A., 2007. Characterizing avulsion stratigraphy in ancient alluvial deposits. *Sedimentary Geology*, 202(1-2), 124-137.
- Jones, L.S., Schumm, S.A., 1999. Causes of avulsion: an overview. *Fluvial sedimentology VI*, 169-178.
- Jordan, T.E., 1981. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States. *AAPG bulletin*, 65(12), 2506-2520.

- Kataoka, K. 2005. Distal fluvio-lacustrine volcanoclastic resedimentation in response to an explosive silicic eruption: the Pliocene Mushono tephra bed, central Japan. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 3-17.
- Kataoka, K.S., Nagahashi, Y. 2019. From sink to volcanic source: Unravelling missing terrestrial eruption records by characterization and high-resolution chronology of lacustrine volcanic density flow deposits, Lake Inawashiro-ko, Fukushima, Japan. *Sedimentology*, 66(7), 2784-2827.
- Kataoka, K.S., Matsumoto, T., Saito, T., Nagahashi, Y., Iyobe, T. 2019. Suspended sediment transport diversity in river catchments following the 2014 phreatic eruption at Ontake Volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, 71, 1-11.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. and Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology*, 17(4), 324-328.
- Keaton, J.R., 2019. Review of contemporary terminology for damaging surficial processes: stream flow, hyperconcentrated sediment flow, debris flow, mud flow, mud flood, mudslide. En: 7th International Conference of Debris-Flow Hazards Mitigation, Golden, Colorado, 748-757 pp.
- Keen, T.R., Slingerland, R.L., Bentley, S.J., Furukawa, Y., Teague, W.J., Dykes, J.D., 2012. Sediment transport on continental shelves: storm bed formation and preservation in heterogeneous sediments. En: Li, M. Z., Sherwood, C. R., Hill, P. R., (Eds.), *Sediments, Morphology and Sedimentary Processes on Continental Shelves: Advances in Technologies, Research, and Applications*, 295-310.
- Kraemer, E., 2003. Orogenic shortening and the origin of the Patagonian orocline (56 degrees S. Lat). *Journal of South American Earth Sciences* 15, 731-748.

- Kraemer, P.E., Riccardi, A.C., 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma, Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52, 333-360.
- Kraus, M.J., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews*, 47(1-2), 41-70.
- Kraus, M.J., Wells, T.M., 1999. Recognizing avulsion deposits in the ancient stratigraphical record. *Fluvial sedimentology VI*, 251-268.
- Kraus, M.J., Davies-Vollum, K.S., 2004. Mudrock-dominated fills formed in avulsion splay channels: examples from the Willwood Formation, Wyoming. *Sedimentology*, 51(5), 1127-1144.
- Krause, J.M., Umazano, A.M., Bellosi, E.S., White, T.S., 2014. Hydromorphic paleosols in the upper Puesto La Paloma Member, Cerro Barcino Formation, mid Cretaceous, Patagonia Argentina: environmental and stratigraphic significance. *Actas de la XIV RAS, Puerto Madryn*, 146-147.
- Krause, J. M., Ramezani, J., Umazano, A. M., Pol, D., Carballido, J. L., Sterli, J., Bellosi, E. S., 2020. High-resolution chronostratigraphy of the Cerro Barcino Formation (Patagonia): Paleobiologic implications for the mid-Cretaceous dinosaur-rich fauna of South America. *Gondwana Research*, 80, 33-49.
- Křížek, M., Krbcová, K., Mida, P., Hanáček, M., 2017. Micromorphological changes as an indicator of the transition from glacial to glaciofluvial quartz grains: Evidence from Svalbard. *Sedimentary Geology*, 358, 35-43.
- Kurcinka, C., Dalrymple, R.W., Gugliotta, M., 2018. Facies and architecture of river-dominated to tide-influenced mouth bars in the lower Lajas Formation (Jurassic), Argentina. *AAPG Bulletin*, 102, 885-912.
- Kvale, E.P., 2006. The origin of neap-spring tidal cycles. *Marine Geology*, 235, 5-18.

- Kvale, E.P., 2012. Tidal constituents of modern and ancient tidal rhythmites: criteria for recognition and analyses. En: Davis, R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Dordrecht, Springer, Netherlands, 1-17 pp.
- La Croix, A.D., Dashtgard, S.E., 2014. Of sand and mud: sedimentological criteria for identifying the turbidity maximum zone in a tidally influenced river. *Sedimentology*, 61, 1961-1981.
- La Croix, A. D., Dashtgard, S. E., 2015. A synthesis of depositional trends in intertidal and upper subtidal sediments across the tidal-fluvial transition in the Fraser River, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 85(6), 683-698.
- Lamb, M.P., Myrow, P.M., Lukens, C., Houck, K., Strauss, J., 2008. Deposits from wave influenced turbidity currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 78, 480-498.
- Lang, J., Winsemann, J., 2013. Lateral and vertical facies relationships of bedforms deposited by aggrading supercritical flows: from cyclic steps to humpback dunes. *Sedimentary Geology*, 296, 36-54.
- Leavesley, G.H., Lusby, G.C., Lichty, R.W., 1989. Infiltration and erosion characteristics of selected tephra deposits from the 1980 eruption of Mount St. Helens, Washington, USA. *Journal of Hydrology*, 34, 339-353.
- Leclair, S.F., Bridge, J.S., 2001. Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *Journal of Sedimentary Research*, 71(5), 713-716.
- Leeder, M.R., 1973. Fluvial fining-upwards cycles and the magnitude of palaeochannels. *Geological Magazine*, 110(3), 265-276.
- Leeder, M.R., 2011. Tectonic sedimentology: sediment systems deciphering global to local tectonics. *Sedimentology*, 58, 2-56.
- Leeder, M.R., Harris, T., Kirkby, M.J., 1998. Sediment supply and climate change: implications for basin stratigraphy. *Basin research*, 10, 7-18.

- Lesta, P., Ferello, R., 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A. (Ed.), *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Córdoba: 601-653.
- Lewin, J., Ashworth, P.J., 2014. The negative relief of large river floodplains. *Earth Science Reviews*, 129, 1-23.
- Li, M., Zhang, Y., Huang, C., Ogg, J., Hinnov, L., Wang, Y., Zou, Z., Li, L., 2017. Astronomical tuning and magnetostratigraphy of the Upper Triassic Xujiahe Formation of South China and Newark Supergroup of North America: implications for the Late Triassic time scale. *Earth Planetary Science Letters*, 475, 207-223.
- Li, M., Huang, C., Ogg, J., Zhang, Y., Hinnov, L., Wu, H., Zou, Z., 2019. Paleoclimate proxies for cyclostratigraphy: Comparative analysis using a Lower Triassic marine section in South China. *Earth-Science Reviews*, 189, 125-146.
- Li, S., Li, S., Shan, X., Gong, S., Yu, X., 2017. Classification, formation and transport mechanisms of mud clasts. *International Geology Review*, 59, 1609-1620.
- Lin, W., Bhattacharya, J.P., 2021. Storm-flood-dominated delta: a new type of delta in stormy oceans. *Sedimentology*, 68(3), 1109-1136.
- Lizzoli, S., Raigemborn, M.S., Varela, A.N., 2021a. Controls of pedogenesis in a fluvial-eolian succession of Cenomanian age in northern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 577, 110549.
- Lizzoli, S., Raigemborn, M. S., Varela, A. N., 2021b. Silcretes Cenomanianos en el sur de la cuenca del Golfo San Jorge. XVII Reunión Argentina de Sedimentología, Entre Ríos.
- Lizzoli, S., Varela, A.N., Raigemborn, M.S., Richiano, S.M., Santamarina, P., Perez Loinaze, V.S., 2024a. Reconstruction of a deep-time critical zone in southern Patagonia (mid-high paleolatitude) during the mid-Cretaceous greenhouse. *Catena*, 241, 108054.

- Lizzoli, S., Paredes, J.M., Raigemborn, M.S., Varela, A.N., 2024b. Pedogénesis en la Formación Bajo Barreal (sur de la Cuenca del Golfo San Jorge). XI Jornadas de las Ciencias de la Tierra “Dr. Eduardo Musacchio”, Comodoro Rivadavia, Chubut.
- Llasat, M.C., Marcos, R., Turco, M., Gilabert, J., Llasat-Botija, M., 2016. Trends in flash flood events versus convective precipitation in the Mediterranean region: The case of Catalonia. *Journal of Hydrology*, 541, 24-37.
- Locardi, E., 1967. Uranium and thorium in the volcanic processes. *Bulletin Volcanologique*, 31, 235-260.
- Locardi, E., Mittempergher, M., 1967. Relationship between some trace elements and magmatic processes. *Geologische Rundschau*, 57, 313-334.
- Lovborg, L., 1984. The calibration of portable and airborne gamma-ray spectrometers-theory, problems, and facilities (RISO-M--2456). Denmark.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 52(1), 279-297.
- Lowright, R., Williams, E.G., Dacheille, F., 1972. An analysis of factors controlling deviations in hydraulic equivalence in some modern sands. *Journal of Sedimentary Research*, 42(3).
- Lukas, J., Harding, B., 2020. Current Understanding of Colorado River Basin Climate and Hydrology. En: Lukas, J, Payton, E. (Eds.), *Colorado River Basin Climate and Hydrology: State of the Science*. Western Water Assessment, University of Colorado Boulder, 42-81 pp.
- Lunt, I.A., Bridge, J.S., 2007. Formation and preservation of open-framework gravel strata in unidirectional flows. *Sedimentology*, 54, 71-87.
- Ma, Y., Fan, M., Lu, Y., Guo, X., Hu, H., Chen, L., Wang, C., Liu, X., 2016. Geochemistry and sedimentology of the Lower Silurian Longmaxi mudstone in southwestern China:

- Implications for depositional controls on organic matter accumulation. *Marine and Petroleum Geology*, 75, 291-309.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., 2008. The role of ichnology in refining shallow marine facies models. In: Hampson, G.J., Steel, R.J., Burgess, P.M., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy*. SEPM Special Publication, 90, 73-116.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Bhattacharya, J.P., Howell Jr., C.D., 2005. Ichnology of deltas: organism responses to the dynamic interplay of rivers, waves, storms and tides. En: Giosan, L., Bhattacharya, J.P. (Eds.), *River Deltas: Concepts, Models and Examples*, vol. 83. Society for Sedimentary Geology, Special Publication, 49-85.
- Macklin, M.G., Lewin, J., Woodward, J.C., 2012. The fluvial record of climate change. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 370(1966), 2143-2172.
- Malkowski, M.A., Sharman, G.R., Graham, S.A., Fildani, A., 2017. Characterisation and diachronous initiation of coarse clastic deposition in the Magallanes-Austral foreland basin, Patagonian Andes. *Basin Research*, 29, 298-326.
- Mange, M.A., Morton, A.C., 2007. Geochemistry of heavy minerals. *Developments in sedimentology*, 58, 345-391.
- Manna, M. O., dos Santos Scherer, C. M., Bállico, M. B., dos Reis, A. D., Moraes, L. V., Ferrari, L. A. B., de Oliveira, V. G., 2021. Changes in fluvial architecture induced by discharge variability, Jaicós Formation (Silurian-Devonian), Parnaíba Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 420, 105924.
- Manville, V., Segschneider, B., White, J.D.L. 2002. Hydrodynamic behaviour of Taupo 1800a pumice: implications for the sedimentology of remobilized pyroclasts. *Sedimentology*, 49(5), 955-976.

- Manville, V., Németh, K., Kano, K., 2009a. Source to sink: a review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology*, 220(3-4), 136-161.
- Manville, V., Segschneider, B., Newton, E., White, J.D.L., Houghton, B.F., Wilson, C.J.N., 2009b. Environmental impact of the 1.8 ka Taupo eruption, New Zealand: Landscape responses to a large-scale explosive rhyolite eruption. *Sedimentary Geology*, 220(3-4), 318-336.
- Marinone, S.G., 2003. A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108, 3325-3344.
- Martin, A.J., 2000. Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example. *Sedimentary Geology*, 136(1-2), 1-5.
- Massari, F., Capraro, L., Rio, D., 2007. Climatic modulation of timing of systems-tract development with respect to sea-level changes (middle Pleistocene of Crotona, Calabria, southern Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 77, 461-468.
- McArthur, A., Cas, R., Orton, G., 1998. Distribution and significance of crystalline, perlitic and vesicular textures in the Ordovician Garth Tuff (Wales). *Bulletin of Volcanology*, 60, 260-285.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991. Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 102(3-4), 358-374.
- McGowen, J.H., Garner, L.E., 1970. Physiographic features and stratification types of coarse-grained point bars: modern and ancient examples. *Sedimentology*, 14, 77-111.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(4).
- McLeod, J.S., Wood, J., Lyster, S.J., Valenza, J.M., Spencer, A.R., Whittaker, A.C., 2023. Quantitative constraints on flood variability in the rock record. *Nature Communications*, 14(1), 3362.

- Mejia-Olivares, C.J., Haigh, I.D., Angeloudis, A., Lewis, M.J., Neill, S.P., 2020. Tidal range energy resource assessment of the Gulf of California, Mexico. *Renewable Energy*, 155, 469-483.
- Meldahl, K.H., 1995. Pleistocene shoreline ridges from tide-dominated and wave-dominated coasts: northern Gulf of California and western Baja California, Mexico. *Marine Geology*, 123(1-2), 61-72.
- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22(4), 261-308.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer, Berlín, 582 pp.
- Miall, A.D., 2009. Initiation of the Western Interior foreland basin. *Geology*, 37(4), 383-384.
- Miall, A.D., 2010. *The geology of stratigraphic sequences*. Springer Verlag, Berlin, 522 pp.
- Miall, A.D., 2013. *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. Springer, 316 pp.
- Miall, A.D., 2016. *Stratigraphy: A modern synthesis*. Springer International Publishing, Cham, pp. 341-417.
- Middleton, G.V., 1991. A short historical review of clastic tidal sedimentology. En: Smith, D.G., Reinson, G.E. (Eds): *Clastic Tidal Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 9-15.
- Millard, C., Hajek, E., Edmonds, D.A., 2017. Evaluating controls on crevasse-splay size: implications for floodplain-basin filling. *Journal of Sedimentary Research*, 87(7), 722-739.
- Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310(5752), 1293-1298.

- Mitten, A.J., Howell, L.P., Clarke, S.M., Pringle, J.K., 2020. Controls on the deposition and preservation of architectural elements within a fluvial multi-storey sandbody. *Sedimentary Geology*, 401, 105629.
- Mohrig, D., Heller, P.L., Paola, C., Lyons, W.J., 2000. Interpreting avulsion process from ancient alluvial sequences: Guadalupe-Mataranya system (Northern Spain) and Wasatch Formation (Western Colorado). *Geological Society of America Bulletin*, 112 (12), 1787-1803.
- Moreno, C.J., Horton, B.K., Caballero, V., Mora, A., Parra, M., Sierra, J., 2011. Depositional and provenance record of the Paleogene transition from foreland to hinterland basin evolution during Andean orogenesis, northern Middle Magdalena Valley Basin, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(3), 246-263.
- Morozova, G.S., Smith, N.D., 2000. Holocene avulsion styles and sedimentation patterns of the Saskatchewan River, Cumberland Marshes, Canada. *Sedimentary Geology*, 130(1-2), 81-105.
- Morris, E.A., Hodgson, D.M., Flint, S.S., Brunt, R.L., Butterworth, P.J., Verhaeghe, J., 2014. Sedimentology, stratigraphic architecture, and depositional context of submarine frontal-lobe complexes. *Journal of Sedimentary Research*, 84(9), 763-780.
- Morton, A.C., Hallsworth, C.R., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124(1-4), 3-29.
- Mothes, P.A., Hall, M.L., Janda, R.J. 1998. The enormous Chillos Valley lahar: an ashflow-generated debris flow from Cotopaxi volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 59, 233-244.
- Moyano Paz, D., Tettamanti, C., Varela, A.N., Poiré, D.G., 2018. Depositional processes and stratigraphic evolution of the Campanian deltaic system of La Anita Formation, Austral

- Basin, Patagonia, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 25(2), 69-92.
- Moyano Paz, D., Richiano, S., Varela, A.N., Dacál, A.R.G., Poire, D.G., 2020. Ichnological signatures from wave-and fluvial-dominated deltas: the La Anita formation, Upper Cretaceous, Austral Basin, Patagonia. *Marine and Petroleum Geology*, 114, 104168.
- Moyano Paz, D., Isla, M.F., MacEachern, J.A., Richiano, S., Gómez-Dacal, A.R., Varela, A.N., Poiré, D.G., 2022. Evolution of an aggradational wave-dominated delta: Sediment balance and animal-substrate dynamics (Upper Cretaceous La Anita Formation, Southern Patagonia). *Sedimentary Geology*, 437, 106193.
- Mpodosis, 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), 481-497.
- Mueller, E.R., Schmidt, J.C., Topping, D.J., Shafroth, P.B., Rodríguez-Burgueño, J.E., Ramírez-Hernández, J., Grams, P.E., 2017. Geomorphic change and sediment transport during a small artificial flood in a transformed post-dam delta: The Colorado River delta, United States and Mexico. *Ecological Engineering*, 106, 757-775.
- Mulder, T., 2011. Gravity processes and deposits on continental slope, rise and abyssal plains. En: Hüneke, H., Mulder, T. (Eds.). *Deep-Sea Sediments, Developments in Sedimentology*, Vol. 63. Elsevier, Amsterdam, 25-148 pp.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48(2), 269-299.
- Mulder, T., Syvitski, J.P., Migeon, S., Faugères, J.C., Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8), 861-882.

- Muller, V.A., Calderón, M., Fosdick, J.C., Ghiglione, M.C., Cury, L.F., Massonne, H.J., et al., 2021. The closure of the Rocas Verdes Basin and early tectono-metamorphic evolution of the Magallanes Fold-and-Thrust Belt, southern Patagonian Andes (52-54° S). *Tectonophysics*, 798, 228686.
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., Cavanna, G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8), 733-755.
- Myers, K.J., Wignall, P.B., 1987. Understanding Jurassic organic-rich mudrocks: new concepts using gamma-ray spectroscopy and palaeo-ecology: examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. En: Leggett, J.K., Zuffa, G.G. (Eds.) *Marine Clastic Sedimentology: Concepts and Case Studies*. Graham and Trotman, London, 172-189.
- Myrow, P.M., Southard, J.B., 1991. Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Research*, 61(2), 202-210.
- Nadoll, P., Angerer, T., Mauk, J.L., French, D., Walshe, J., 2014. The chemistry of hydrothermal magnetite: A review. *Ore Geology Reviews*, 61, 1-32.
- Naipauer, M., Ghiglione, M.C., Senger, M.H., Albano, J., Aramendía, I., Ronda, G., Valencia, V.A., 2024. Early development of the Patagonian fold and thrust belt and the onset of foreland sedimentation in the Austral basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 133, 104721.
- Nakayama, K., Yoshikawa, S., 1997. Depositional processes of primary to reworked volcanoclastics on an alluvial plain; an example from the Lower Pliocene Ohta tephra bed of the Tokai Group, central Japan. *Sedimentary Geology*, 107(3-4), 211-229.

- Navarrete, C.R., Gianni, G. M., Folguera, A., 2015. Tectonic inversion events in the western San Jorge Gulf Basin from seismic, borehole and field data. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 486-497.
- Navarrete, C.R., Gianni, G., Encinas, A., Márquez, M., Kamerbeek, Y., Valle, M., Folguera, A., 2019. Triassic to Middle Jurassic geodynamic evolution of southwestern Gondwana: From a large flat-slab to mantle plume suction in a rollback subduction setting. *Earth-Science Reviews*, 194, 125-159.
- Navarrete, C.R., Gianni, G., Massafiero, G., Butler, K., 2020. The fate of the Farallon slab beneath Patagonia and its links to Cenozoic intraplate magmatism, marine transgressions and topographic uplift. *Earth-Science Reviews*, 210, 103379.
- Navarrete, C.R., Massafiero, G.I., Gianni, G.A., Lastra, M.B., 2023. The slab gap-related Late Cretaceous-Paleocene magmatism of southern Patagonia. *Journal of Geodynamics*, 147, 101869.
- Navarrete, C.R., Gianni, G., Tassara, S., Zaffarana, C., Likerman, J., Márquez, M., Wostbrock, J., Planavsky, N., Tardani, D., Pérez Frassetto, M.J., 2023. Massive Jurassic slab break-off revealed by a multidisciplinary reappraisal of the Chon Aike silicic large igneous province. *Earth-Science Reviews*, 104651.
- Nelson, S.M., Fielding, E.J., Zamora-Arroyo, F., Flessa, K., 2013a. Delta dynamics: Effects of a major earthquake, tides, and river flows on Ciénega de Santa Clara and the Colorado River Delta, Mexico. *Ecological Engineering*, 59, 144-156.
- Nelson, S.M., Zamora-Arroyo, F., Ramírez-Hernández, J., Santiago-Serrano, E., 2013b. Geomorphology of a recurring tidal sandbar in the estuary of the Colorado River, Mexico: Implications for restoration. *Ecological Engineering*, 59, 121-133.
- Nicholson, U., Poynter, S., Cliff, P.D., Macdonald, D.I., 2014. Tying catchment to basin in a giant sediment routing system: a source-to-sink study of the Neogene–Recent Amur River and

- its delta in the North Sakhalin Basin. Geological Society, London, Special Publications, 386(1), 163-193.
- North, C.P., Taylor, K.S., 1996. Ephemeral-fluvial deposits: integrated outcrop and simulation studies reveal complexity. AAPG Bulletin 80, 811-830.
- Olariu, C., Bhattacharya, J.P., 2006. Terminal distributary channels and delta front architecture of river-dominated delta systems. Journal of Sedimentary Research, 76, 212-233.
- Olariu, C., Bhattacharya, J.P., Leybourne, M.I., Boss, S.K., Stern, R.J., 2012. Interplay between river discharge and topography of the basin floor in a hyperpycnal lacustrine delta. Sedimentology, 59(2), 704-728.
- Olivo, M.S., Kietzmann, D.A., Schencman, L.J., Minisini, D., Espinola, J., Waldmann, N.D., 2020. Characterizing scales of sedimentary heterogeneity in a fluvial-estuarine reservoir analog: An example from the Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. Marine and Petroleum Geology, 121, 104604.
- Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. Sedimentology, 40(3), 475-512.
- Ottone, E.G., Aguirre Urreta, M.B., 2000. Palinomorfos cretácicos de la Formación Springhill en Estancia El Salitral, Patagonia Austral, Argentina. Ameghiniana, 37, 379-382.
- Owen, A., Nichols, G.J., Hartley, A.J., Weissmann, G.S., Scuderi, L.A., 2015. Quantification of a distributive fluvial system: the Salt Wash DFS of the Morrison Formation, SW USA. Journal of Sedimentary Research, 85(5), 544-561.
- Pánek, T., Břežný, M., Smedley, R., Winocur, D., Schönfeldt, E., Agliardi, F., Fenn, K., 2023. The largest rock avalanches in Patagonia: Timing and relation to Patagonian Ice Sheet retreat. Quaternary Science Reviews, 302, 107962.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C., Riley, T.R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: a silicic

- large igneous province. *Journal of volcanology and geothermal research*, 81(1-2), 113-136.
- Pantopoulos, G., Vakalas, I., Maravelis, A., Zelilidis, A., 2013. Statistical analysis of turbidite bed thickness patterns from the Alpine fold and thrust belt of western and southeastern Greece. *Sedimentary geology*, 294 37-57.
- Paredes, J.M., 2023. Analogs in the study of fluvial successions: Conceptual framework and examples from the Chubut Group (Cretaceous) of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 123, 104202.
- Paredes, J.M., Foix, N., Colombo Piñol, F., Nillni, A., Allard, J.O., Marquillas, R.A., 2007. Volcanic and climatic controls on fluvial style in a high-energy system: the Lower Cretaceous Matasiete Formation, Golfo San Jorge basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 202(1-2), 96-123.
- Paredes, J.M., Plazibat, S., Crovetto, C., Stein, J., Cayo, E. y Schiuma, A. 2013. Fault kinematics and depocenter evolution of oil-bearing, continental successions of Mina del Carmen Formation (Albian) in the Golfo San Jorge basin, Argentina. *Journal of South America Earth Sciences*, 46, 63-79
- Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O., Colombo, F., Tunik, M.A., 2015. Alluvial architecture of reworked pyroclastic deposits in peri-volcanic basins: Castillo Formation (Albian) of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(1), 38-58.
- Paredes, J.M., Foix, N. y Allard, J.O. 2016. Sedimentology and alluvial architecture of the Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous) in the Golfo san Jorge basin: outcrop analogues of the richest oil-bearing fluvial succession in Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 72, 317-335.

- Paredes, J.M., Foix, N., Allard, J.O., Valle, M.N., Giordano, S.R., 2018a. Complex alluvial architecture, paleohydraulics and controls of a multichannel fluvial system: Bajo Barreal Formation (Upper Cretaceous) in the Cerro Ballena anticline, Golfo San Jorge Basin, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 85, 168-190.
- Paredes, J.M., Giordano, S.R., Valle, M.N., Allard, J.O., Foix, N., 2018b. Spectral Gamma-ray logging of Cerro Ballena Anticline, Santa Cruz Province: an outcrop analogue to subsurface characterization and well-log correlation of fluvial sandstone reservoirs. 10^o Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de Evaluación de Formaciones, pp. 189-206.
- Paredes, J.M., Giordano, S.R., Olazábal, S.X., Valle, M.N., Allard, J.O., Foix, N., Tunik, M.A., 2020. Climatic control on stacking and connectivity of fluvial successions: Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation of the Golfo San Jorge basin, Patagonia. *Marine and Petroleum Geology*, 113, 104116.
- Paredes, J.M., Allard, J.O., Olazábal, S.X., Foix, N., Valle, M.N., Tunik, M.A., 2024. Drainage reorganization and alluvial architecture of endorheic basins: The Lower Cretaceous record of the Chubut Group in the Golfo San Jorge Basin (Patagonia, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 105031.
- Passalia, M.G., 2007. A mid-Cretaceous flora from the Kachaike Formation, Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research*, 28(5), 830-840.
- Passalia, M.G., 2009. Cretaceous pCO₂ estimation from stomatal frequency analysis of gymnosperm leaves of Patagonia, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273(1-2), 17-24.
- Passalia, M.G., Llorens, M., Césari, S.N., Limarino, C.O., Pérez Loinaze, V. S., Vera, E. I., 2016. Revised stratigraphic framework of the Cretaceous in the Bajo Grande area (Argentinean Patagonia) inferred from new U–Pb ages and palynology. *Cretaceous Research*, 60, 152-166.

- Pattison, S.A., 2019. Using classic outcrops to revise sequence stratigraphic models: reevaluating the Campanian Desert Member (Blackhawk Formation) to lower Castlegate Sandstone interval, Book Cliffs, Utah and Colorado, USA. *Geology*, 47(1), 11-14.
- Pearce, T.J., Wray, D.S., Ratcliffe, K.T., Wright, D.K., Moscariella, A., 2005. Chemostratigraphy of the upper carboniferous schooner formation, southern North Sea. En: Colinson, J.D., Evans, D.J., Holiday, D.W., Jones, N.S. (Eds.), *Carboniferous hydrocarbon geology: The southern North Sea and surrounding onshore areas*. Yorkshire Geological Society, Occasional Publication Series, 7, 147-164 pp.
- Pearce, T.J., Martin, J.H., Cooper, D., Wray, D.S., 2010. Chemostratigraphy of upper carboniferous (Pennsylvanian) sequences from the southern North Sea (United Kingdom). En: Ratcliffe, K.T., Zaitlin B.A. (Eds.), *Modern alternative stratigraphic techniques; Theory and case histories*. SEPM Special Publication N°. 94, 109-129 pp.
- Peng, Y., Steel, R.J., Rossi, V.M., Olariu, C., 2018. Mixed-energy process interactions read from a compound-clinoform delta (paleo-Orinoco Delta, Trinidad): preservation of river and tide signals by mud-induced wave damping. *Journal of Sedimentary Research*, 88(1), 75-90.
- Peng, Y., Olariu, C., Steel, R.J., 2020. Recognizing tide-and wave-dominated compound deltaic clinothems in the rock record. *Geology* 48(12), 1149-1153.
- Pérez Loinaze, V.S., Archangelsky, S., Cladera, G., 2012. Palynostratigraphic study of the early Cretaceous Río Mayer and Kachaike formations at the Quebrada el Moro section, Austral Basin, southwestern Argentina. *Cretaceous Research*, 34, 161-171.
- Pérez Loinaze, V. S., Llorens, M., Cuitiño, J. I., Guler, M. V., Villán, J. C., 2021. Palynostratigraphy of the Lower Cretaceous Río Mayer Formation in the Río Lista area, Austral Basin, southwestern Argentina. *Cretaceous Research*, 126, 104916.
- Petrinovic, I.A., D'Elia, L., 2018. Rocas volcánicas. Depósitos, Procesos y Modelos de Facies. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial N°3.

- Pierson, T.C., Scott, K.M., 1985. Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research*, 21(10), 1511-1524.
- Pierson, T.C., Major, J.J., 2014. Hydrogeomorphic effects of explosive volcanic eruptions on drainage basins. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42, 469-507.
- Plink-Björklund, P., 2012. Effects of tides on deltaic deposition: Causes and responses. *Sedimentary Geology*, 279, 107-133.
- Plink-Björklund, P. 2015. Morphodynamics of rivers strongly affected by monsoon precipitation: review of depositional style and forcing factors. *Sedimentary Geology*, 323, 110-147.
- Plink-Björklund, P., Mapes, A., O'Halloran, M., Slawson, J., Li, H., 2024 River responses to climate change: lessons from ancient river records, modern river discharge analyses and experiments, EGU General Assembly 2024, Vienna, Austria, 14-19 Apr 2024, EGU24-11891.
- Plint, G.A., 1988. Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.) *Sea Level Changes - An Integrated Approach*, Special Publication, vol. 42, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), 357-370 pp.
- Plint, G.A., 2014. Mud dispersal across a Cretaceous prodelta: storm-generated, wave-enhanced sediment gravity flows inferred from mudstone microtexture and microfacies. *Sedimentology*, 61(3), 609-647.
- Poiré, D.G., Franzese, J.R., 2010. Mesozoic clastic sequences from a Jurassic rift to a Cretaceous foreland basin, Austral Basin, Patagonia, Argentina. En: C. del Papa y R. Astini (Eds.), *Field Excursion Guidebook*, 18th International Sedimentological Congress, Mendoza, Argentina, 1-53 pp.

- Poiré, D.G., Iglesias, A., Varela, A.N., Richiano, S., Ibañez Mejías, M., Strömberg, C.A.E., 2017. Edades U-Pb en zircones de tobas de la Fm. Piedra Clavada, Pcia. de Santa Cruz, Argentina: Un marcador Albiano tardío para la evolución tectónica y biológica de la Cuenca Austral. En: Actas del XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, pp. 95-98.
- Ponce, J.J., Carmona, N., Jait, D., Cevallos, M., Rojas, C., 2024. Sedimentological and ichnological characterization of delta front mouth bars in a river-dominated delta (Upper Cretaceous) from the La Anita Formation, Austral Basin, Argentina. *Sedimentology*, 71(1), 27-53.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *AAPG Bulletin*, 76(11), 1687-1709.
- Postma, G., 1990. An analysis of the variation in delta architecture. *Terra Nova*, 2(2), 124-130.
- Postma, G., 2001. Physical climate signatures in shallow-and deep-water deltas. *Global and Planetary Change*, 28(1-4), 93-106.
- Postma, G., van den Berg, A.P., van Saparoea, B., 2008. Impact of Discharge, Sediment Flux and Sea-Level Change on Stratigraphic Architecture of River-Delta-Shelf Systems. En: *Analogue and Numerical Modelling of Sedimentary Systems: From Understanding to Prediction*, Springer, 191-205.
- Potter, P.E., 1978. Petrology and chemistry of modern big river sands. *The Journal of Geology*, 86(4), 423-449.
- Preston, J., Hartley, A., Hole, M., Buck, S., Bond, J., Mange, M., Still, J., 1998. Integrated whole-rock trace element geochemistry and heavy mineral chemistry studies; aids to the correlation of continental red-bed reservoirs in the Beryl Field, UK North Sea. *Petroleum Geoscience*, 4(1), 7-16.

- Priddy, C.L., Clarke, S.M., 2020. The sedimentology of an ephemeral fluvial-aeolian succession. *Sedimentology*, 67(5), 2392-2425.
- Pugh, D.T., 1987. *Tides, Surges and Mean Sea Level*. John Wiley & Sons, London
- Purkait, B., Majumdar, D.D., 2014. Distinguishing different sedimentary facies in a deltaic system. *Sedimentary Geology*, 308, 53-62.
- Raigemborn, M., Brea, M., Zucol, A., Matheos, S., 2009. Early Paleogene climate at mid latitude in South America: Mineralogical and paleobotanical proxies from continental sequences in Golfo San Jorge basin (Patagonia, Argentina). *Geologica Acta*, 7(1-2), 125-145.
- Raigemborn, M.S., Lizzoli, S., Moyano-Paz, D., Varela, A.N., Poiré, D.G., Loinaze, V.P., Novas, F., 2023. Paleosols of the Maastrichtian dinosaur-bearing Chorrillo Formation (southern Patagonia, Argentina): Paleoenvironmental and paleoclimate implications. *Cretaceous Research*, 150, 105587.
- Ramkumar, M., 2015. *Chemostratigraphy: Concepts, techniques, and applications*. Elsevier, Amsterdam, 380 pp.
- Ramos, M.E., Suárez, R., Boixart, G., Ghiglione, M., Ramos, V.A., 2019. The structure of the northern Austral Basin: Tectonic inversion of Mesozoic normal faults. *Journal of South American Earth Sciences*, 94, 102197.
- Ramos, V.A., 1979. Tectónica de la región del río y lago Belgrano, cordillera patagónica, Argentina. *Segundo Congreso Geológico Chileno, Actas, I (B): 1-32*, Santiago.
- Ramos, V.A., 1982. Geología de la región del lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37(1), 23-49.
- Ramos, V.A., 1989. Foothills structure in Northern Magallanes Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 73, 887-903.

- Ramos, V.A., 2015. Evolución de la Cuenca Golfo San Jorge: su estructuración y régimen tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 72(1), 12-20.
- Ramos, V.A., 2022. La Evolución Tectónica de la Provincia de Chubut. Relatorio del XXI Congreso Geológico Argentino. Puerto Madryn, Chubut. 1372-1397.
- Ramos, V.A., Drake, R., 1987. Edad y significado de la Formación Río Tarde (Cretácico), Lago Posadas, Provincia de Santa Cruz. X Congreso Geológico Argentino, Actas I, 143-147, Buenos Aires, Argentina.
- Ramos, V.A., Kay, S.M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation: backarc testimony of ridge collisions. *Tectonophysics*, 205(1-3), 261-282.
- Ramos, V.A., Niemeyer, H., Skarmeta, J., Mun, J., 1982. Magmatic evolution of the austral patagonian Andes. *Earth-Science Reviews*, 18(3-4), 411-443.
- Ramsay, J.G., 1961. The effects of folding upon the orientation of sedimentation structures. *The Journal of Geology*, 69(1), 84-100.
- Ratcliffe, K.T., Morton, A.C., Ritcey, D.H., Evenchick, C.A., 2007. Whole-rock geochemistry and heavy mineral analysis as petroleum exploration tools in the Bowser and Sustut basins, British Columbia, Canada. *Bulletin of Canadian petroleum geology*, 55(4), 320-336.
- Ray, D.C., van Buchem, F.S., Baines, G., Davies, A., Gréselle, B., Simmons, M.D., Robson, C., 2019. The magnitude and cause of short-term eustatic Cretaceous sea-level change: A synthesis. *Earth-Science Reviews*, 197, 102901.
- Rebasa, M., 1982. Análisis estratigráfico y paleoambiental de la Formación Kachaíke, aflorante en la Barranca epónima, provincia de Santa Cruz. Tesis inédita, Universidad de Buenos Aires.
- Reesink, A.J.H., Bridge, J.S., 2007. Influence of superimposed bedforms and flow unsteadiness on formation of cross strata in dunes and unit bars. *Sedimentary Geology*, 202(1-2), 281-296.

- Regenspurg, S., Margot-Roquier, C., Harfouche, M., Froidevaux, P., Steinmann, P., Junier, P., Bernier-Latmani, R., 2010. Speciation of naturally-accumulated uranium in an organic-rich soil of an alpine region (Switzerland). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(7), 2082-2098.
- Reimchen, A.P., Hubbard, S.M., Stright, L., Romans, B.W., 2016. Using sea-floor morphometrics to constrain stratigraphic models of sinuous submarine channel systems. *Marine and Petroleum Geology*, 77, 92-115.
- Reineck, H.E., Wunderlich, F., 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11, 99-104.
- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1973. Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics. Springer Science & Business Media, Springer, Berlin, 439 pp.
- Remírez, M.N., Algeo, T.J., 2020. Paleosalinity determination in ancient epicontinental seas: A case study of the T-OAE in the Cleveland Basin (UK). *Earth-Science Reviews*, 201, 103072.
- Retallack, G.J., 2001. *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*. Second ed. Blackwell Science Ltd, London, 404 pp.
- Rey, F-M., 2021. Anatomy of Deltaic Compound Clinoforms; Colorado Delta in Baja California, Mexico, Pliocene Colorado Delta in Fish Creek-Vallecito Basin, California, USA, and a Review of Modern Examples. University of Texas at Austin, Tesis inédita, 138 pp.
- Riccardi, A.C., 1971. Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha: Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo de La Plata*, VII, 61, 246-323.
- Riccardi, A.C., Rolleri, E.O., 1980. Cordillera Patagónica Austral, Segundo Simposio Geología Regional Argentina. La Paz: Academia Nacional de Ciencias, 1174-1306.

- Richiano, S., 2015. Environmental factors affecting the development of the Zoophycos ichnofacies in the lower cretaceous Río Mayer Formation (Austral Basin, Patagonia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 439, 17-26.
- Richiano, S., Varela, A.N., Cereceda, A., Poiré, D.G., 2012. Evolución paleoambiental de la formación Río Mayer, cretácico inferior, cuenca austral, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 19(1), 3-26.
- Richiano, S., Poiré, D.G., Varela, A.N., 2013. Icnología de la formación Río Mayer, cretácico inferior, sudoeste de Gondwana, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana*, 50(3), 273-286.
- Richiano, S., Varela, A.N., Gómez-Peral, L.E., Cereceda, A., Poiré, D.G., 2015. Composition of the Lower Cretaceous source rock from the Austral Basin (Río Mayer Formation, Patagonia, Argentina): regional implication for unconventional reservoirs in the Southern Andes. *Marine and Petroleum Geology*, 66, 764-790.
- Richiano, S., Varela, A.N., Poiré, D.G. 2016. Heterogeneous distribution of trace fossils across initial transgressive deposits in rift basins: an example from the Springhill Formation, Argentina. *Lethaia*, 49, 524-539.
- Richiano, S., Gómez-Peral, L.E., Varela, A.N., Dacal, A.R.G., Cavarozzi, C.E., Poiré, D.G., 2019. Geochemical characterization of black shales from the Río Mayer Formation (Early Cretaceous), Austral Basin, Argentina: provenance response during Gondwana break-up. *Journal of South American Earth Sciences*, 93, 67-83.
- Rider, M.H., 1990. Gamma-ray log shape used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified methodology. *Geological Society, London, Special Publications*, 48(1), 27-37.
- Rider, M.H. 1996. *The geological interpretation of well logs*: Caithness, Whittles Publishing, VIII, 1-280 pp.

- Riezebos, P.A., 1979. Compositional downstream variation of opaque and translucent heavy residues in some modern Rio Magdalena sands (Colombia). *Sedimentary Geology*, 24(3-4), 197-225.
- Riggi, J.C. 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12: 65-97.
- Robustelli, G., Scarciglia, F., Muto, F., 2005. Sedimentology and fabric characteristics of subaerial slope and alluvial cone deposits in northern Calabria (Southern Italy). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 28(2), 219-227.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, London.
- Romans, B.W., Fildani, A., Hubbard, S.M., Covault, J.A., Fosdick, J.C., Graham, S.A., 2011. Evolution of deep-water stratigraphic architecture, Magallanes Basin, Chile. *Marine and Petroleum Geology*, 28(3), 612-628.
- Ronda, G., Ghiglione, M.C., Barberón, V., Coutand, I., Tobal, J., 2019. Mesozoic-Cenozoic evolution of the Southern Patagonian Andes fold and thrust belt (47°-48° S): influence of the Rocas Verdes Basin inversion and onset of Patagonian glaciations. *Tectonophysics*, 765, 83-101.
- Rosholt, J.N., 1992. Mobilization and weathering. En: Ivanovich, M., Harmon, R.S. (Eds.), *Uranium-Series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences*. Clarendon Press, Oxford, 167-178.
- Rosselo, E.A., Haring, C.E., Cardinali, G., Suárez, F., Laffite, G.A., Nevistic, A.V., 2008. Hydrocarbons and petroleum geology of Tierra del Fuego, Argentina. *Geologica Acta*, 6(1), 69-83.

- Rossi, V.M., Steel, R.J., 2016. The role of tidal, wave and river currents in the evolution of mixed-energy deltas: Example from the Lajas Formation (Argentina). *Sedimentology*, 63(4), 824-864.
- Roy, D.K., Roser, B.P., 2013. Climatic control on the composition of Carboniferous-Permian Gondwana sediments, Khalaspir basin, Bangladesh. *Gondwana Research*, 23(3), 1163-1171.
- Ruffell, A., 2016. Do spectral gamma ray data really reflect humid-arid palaeoclimates? A test from Palaeogene Interbasaltic weathered horizons at the Giant's Causeway, N. Ireland. *Proceedings of the Geologists' Association*, 127(1), 18-28.
- Ruffell, A., Worden, R., 2000. Palaeoclimate analysis using spectral gamma-ray data from the Aptian (Cretaceous) of southern England and southern France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 155, 265-283.
- Ruffell, A., Worden, R.H., Evans, R., 2003. Paleoclimate control on spectral gamma-ray radiation from sandstones. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 34, 93-108.
- Sachse, V.F., Strozyk, F., Anka, Z., Rodríguez, J.F., Di Primio, R., 2016. The tectono-stratigraphic evolution of the Austral Basin and adjacent areas against the background of Andean tectonics, southern Argentina, South America. *Basin Research*, 28(4), 462-482.
- Sato, T., Taniguchi, K., Takagawa, T., Masuda, F., 2011. Generation of tidal bedding in a circular flume experiment: Formation process and preservation potential of mud drapes. *Geo-Marine Letters*, 31, 101-108.
- Scamardo, J.E., Wohl, E., 2024. Recognizing the ephemeral stream floodplain: Identification and importance of flood zones in drylands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 49(1), 210-235.

- Scherer, C.M., Mello, R.G., Ferronato, J.P., Amarante, F.B., Reis, A.D., Souza, E.G., Goldberg, K., 2020. Changes in prevailing surface-palaeowinds of western Gondwana during Early Cretaceous. *Cretaceous Research*, 116, 104598.
- Schlunegger, F., Kober, F., Zeilinger, G., Von Rotz, R., 2010. Sedimentology-based reconstructions of paleoclimate changes in the Central Andes in response to the uplift of the Andes, Arica region between 19 and 21 S latitude, northern Chile. *International Journal of Earth Sciences*, 99, 123-137.
- Schnyder, J., Ruffell, A., Deconinck, J. F., Baudin, F., 2006. Conjunctive use of spectral gamma-ray logs and clay mineralogy in defining late Jurassic-early Cretaceous palaeoclimate change (Dorset, UK). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229(4), 303-320.
- Schumacher, R., Schmincke, H.U., 1995. Models for the origin of accretionary lapilli. *Bulletin of Volcanology*, 56, 626-639.
- Schumm, S.A., 2005. River variability and complexity. Cambridge University Press. 236 pp.
- Schwarz, E., Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Massaferro, J.L., 2011. The transgressive infill of an inherited-valley system: The Springhill Formation (lower Cretaceous) in southern Austral Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 28(6), 1218-1241.
- Secretaría de Energía de la Nación, 2022. Informe Estadístico Anual 2022. <https://www.argentina.gob.ar/produccion/energia/hidrocarburos/balances-energeticos>.
- Serra, O., 1984. Fundamentals of well log interpretation En: 7 The Acquisition of Logging Data Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam, 107 pp.
- Shank, J.A., Plint, A.G., 2013, Allostratigraphy of the Upper Cretaceous Cardium Formation in subsurface and outcrop in southern Alberta, and correlation to equivalent strata in northwestern Montana: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 61, 1-40.

- Shanley, K.W., McCabe, P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG Bulletin*, 78(4), 544-568.
- Sheldon, N.D., 2006. Quaternary glacial-interglacial climate cycles in Hawaii. *The Journal of Geology*, 114(3), 367-376.
- Sickmann, Z.T., Schwartz, T.M., Malkowski, M.A., Dobbs, S.C., Graham, S.A., 2019. Interpreting large detrital geochronology data sets in retroarc foreland basins: An example from the Magallanes-Austral Basin, southernmost Patagonia. *Lithosphere*, 11(5), 620-642.
- Simícek, D., Babek, O., Leichmann, J., 2012. Outcrop gamma-ray logging of siliciclastic turbidites: separating the detrital provenance signal from facies in the foreland-basin turbidites of the Moravo-Silesian basin, Czech Republic. *Sedimentary Geology*, 262, 50-64.
- Simon, N., Worden, R.H., Muhammed, D.D., Utleý, J.E.P., Verhagen, I.T.E., Griffiths, J., Wooldridge, L.J., 2021. Sediment textural characteristics of the Ravenglass Estuary; Development of a method to predict palaeo sub-depositional environments from estuary core samples. *Sedimentary Geology*, 418, 105906.
- Slingerland, R., 1984. Role of hydraulic sorting in the origin of fluvial placers. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1), 137-150.
- Slingerland, R., Smith, N.D., 2004. River avulsions and their deposits. *Annual Reviews Earth Planetary Science*, 32, 257-285.
- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment: terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97(1), 1-10.
- Smith, G.A., 1988. Sedimentology of proximal to distal volcanoclastics dispersed across an active foldbelt: Ellensburg Formation (late Miocene), central Washington. *Sedimentology*, 35(6), 953-977.

- Smith, G.A., 1991. Facies sequences and geometries in continental volcanoclastic sediments. In: Fisher, R.V., Smith, G.A. (Eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 45, 10-25 pp., Tulsa.
- Smith, G.A., Lowe, D.R., 1991. Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. En: Fisher, R.V., Smith, G.A. (Eds.), *Sedimentation in Volcanic Settings: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication*, 45, 59-70.
- Sohn, Y.K., 1997. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 67(3), 502-509.
- Sohn, Y.K., Choe, M.Y., Jo, H.R., 2002. Transition from debris flow to hyperconcentrated flow in a submarine channel (the Cretaceous Cerro Toro Formation, southern Chile). *Terra Nova*, 14(5), 405-415.
- Soutter, E.L., Bell, D., Cumberpatch, Z.A., Ferguson, R.A., Spychala, Y.T., Kane, I.A., Eggenhuisen, J.T., 2021. The influence of confining topography orientation on experimental turbidity currents and geological implications. *Frontiers in Earth Science*, 8, 540633.
- Spalletti, L.A., Cingolani, C.A., Varela, R., Cuerda, A.J., 1989. Sediment gravity flow deposits of an Ordovician deep-sea fan system (western Precordillera, Argentina). *Sedimentary Geology*, 61(3-4), 287-301.
- Spalletti, L.A., Matheos, S.D., Sánchez, E., Oyarzábal, F., 2006. Análisis diagenético de la Formación Springhill (Santa Cruz, Argentina). *Boletín de Informaciones Petroleras Nueva Serie*, 4, 60-73.
- Spencer, J.E., 2000. Possible origin and significance of extension-parallel drainages in Arizona's metamorphic core complexes. *Geological Society of America Bulletin*, 112(5), 727-735.

- Spicer, R.A., 1989. The formation and interpretation of plan fossil assemblages. *Advances in Botanical Research*, 16, 95-191.
- Spychala, Y.T., Hodgson, D.M., Prélat, A., Kane, I.A., Flint, S.S., Mountney, N.P., 2017. Frontal and lateral submarine lobe fringes: comparing sedimentary facies, architecture and flow processes. *Journal of Sedimentary Research*, 87(1), 75-96.
- Sruoga, P., Busteros, A., Giacosa, R., Martínez, H., Kleiman, L., Japas, S., Maloberti, A., Gayone, M.R., 2008. Análisis litofacial y estructural del Complejo Volcánico Bahía Laura en el área El Dorado-Monserrat, provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63(4), 653-664.
- Ståhle, L., Wold, S., 1989. Analysis of Variance (ANOVA). *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 6, 259-272.
- Stanton, T.W., 1901. The marine Cretaceous invertebrates. Rep. Princetown Univ., Expedition to Patagonia, 1896-1899, 4, (1), 1-43, Princeton.
- Steel, R.J., Plink-Bjorklund, P., Aschoff, J., 2012. Tidal deposits of the Campanian Western Interior Seaway, Wyoming, Utah and Colorado, USA. En: Davis Jr., R. A., Dalrymple, R. W., (Eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, 437-471
- Storey, B.C., Vaughan, A.P., Riley, T.R., 2013. The links between large igneous provinces, continental break-up and environmental change: evidence reviewed from Antarctica. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 104(1), 17-30.
- Stow, D., Smillie, Z., 2020. Distinguishing between deep-water sediment facies: Turbidites, contourites and hemipelagites. *Geoscience*, 10, 68-92.
- Suárez, M., Gressier, J.B., Rossel, P., De la Cruz, R., 2023. Lower Cretaceous missing volcanic arc. A migrating arc, central Patagonian cordillera, Chile: Detrital zircon U-Pb geochronology. *International Journal of Earth Sciences*, 1-17.

- Suárez, R., González, P.D., Ghiglione, M.C., 2019. A review on the tectonic evolution of the Paleozoic-Triassic basins from Patagonia: Record of protracted westward migration of the pre-Jurassic subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 95, 102256.
- Suárez, R., Ghiglione, M.C., Sue, C., Quezada, P., Roy, S., Rojo, D., Calderón, M., 2021. Paleozoic-early Mesozoic structural evolution of the West Gondwana accretionary margin in southern Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 106, 103062.
- Swanson, S.K., 2007. Lithostratigraphic controls on bedding-plane fractures and the potential for discrete groundwater flow through a siliciclastic sandstone aquifer, southern Wisconsin. *Sedimentary Geology* 197(1-2), 65-78.
- Swift, D.J. P, Dill, C.E., McHone J., 1971. Hydraulic fractionation of heavy minerals suites on an unconsolidated retreating coast. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41, 683-690.
- Sztano, O., De Boer, P.L., 1995. Basin dimensions and morphology as controls on amplification of tidal motions (the Early Miocene North Hungarian Bay). *Sedimentology*, 42(4), 665-682.
- Tal, M., Gran, K., Murray, A.B., Paola, C., Hicks, D.M., 2004. Riparian vegetation as a primary control on channel characteristics in multi-thread rivers. In: Bennett, S. J., Simon, A. (Eds.), *Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology*. Water Science and Application, Vol. 8, American Geophysical Union. Washington, DC, 43-58 pp.
- Talling, P.J., Masson, D.G., Sumner, E.J., Malgesini, G., 2012. Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types. *Sedimentology*, 59, 1937-2003.
- Tandon, S.K., Sinha, R., 2007. Geology of large river systems. En: Avijit, Gupta (Ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, England, 7-25 pp.

- Taylor, A.M., Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150(1), 141-148.
- Teixeira, B.M., Astini, R.A., Gomez, F.J., Morales, N., Pimentel, M.M., 2018. Source-to-sink analysis of continental rift sedimentation: Triassic Cuyo basin, Precordillera Argentina. *Sedimentary Geology*, 376, 164-184.
- ten Veen, J., Postma, G., 1996. Astronomically forced variations in gamma-ray intensity: Late Miocene hemipelagic successions in the eastern Mediterranean basin as a *test case*. *Geology*, 24(1), 15-18.
- Terwindt, J.H.J., Breusers, H.N.C., 1972. Experiments on the origin of flaser, lenticular and sand-clay alternating bedding. *Sedimentology*, 19(1-2), 85-98.
- Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Calverley-Range, E.A., Koster, E.H., 1987. Inclined heterolithic stratification-terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, 53(1-2), 123-179
- Tooth, S., 2000a. Process, form and change in dryland rivers: a review of recent research. *Earth-Science Reviews*, 51(1-4), 67-107.
- Tooth, S., 2000b. Downstream changes in dryland river channels: the Northern Plains of arid central Australia. *Geomorphology*, 34(1-2), 33-54.
- Torres-Carbonell, P.J., Dimieri, L.V., Olivero, E.B., Bohoyo, F., Galindo-Zaldívar, J., 2014. Structure and tectonic evolution of the Fuegian Andes (southernmost South America) in the framework of the Scotia Arc development. *Global and Planetary Change* 123 (B): 174-188.
- Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B., 2019. Tectonic control on the evolution of depositional systems in a fossil, marine foreland basin: example from the SE Austral Basin, Tierra del Fuego, Argentina. *Marine and Petroleum Geology*, 104, 40-60.

- Tribovillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232(1-2), 12-32.
- Tribovillard, N., Algeo, T.J., Baudin, F., Riboulleau, A.J.C.G., 2012. Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum-uranium covariation: Applications to Mesozoic paleoceanography. *Chemical Geology*, 324, 46-58.
- Tukey, J.W., 1949. Comparing individual means in the analysis of variance. *Biometrics* 5(2), 99-114.
- Tukey, J.W., 1977. *Exploratory Data Analysis*. Reading, Mass.: Addison-Wesley Publishing Co.
- Tunbridge, I.P., 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, UK. *Sedimentology*, 31(5), 697-715.
- Turbeville, B.N., 1991. The influence of ephemeral processes on pyroclastic sedimentation in a rift-basin, volcanoclastic-alluvial sequence, Espanola basin, New Mexico. *Sedimentary Geology*, 74(1-4), 139-155.
- Uddin, M.K., 2017. A review on the adsorption of heavy metals by clay minerals, with special focus on the past decade. *Chemical Engineering Journal*, 308, 438-462.
- Uehara, K., Saito, Y., 2003. Late Quaternary evolution of the Yellow/East China Sea tidal regime and its impacts on sediments dispersal and seafloor morphology. *Sedimentary Geology*, 162(1-2), 25-38.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G., Melchor, R.N., 2008. Mechanisms of aggradation in fluvial systems influenced by explosive volcanism: an example from the Upper Cretaceous Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology*, 203(3-4), 213-228.
- Umazano, A.M., Bellosi, E.S., Visconti, G., Jalfin, G.A., Melchor, R.N., 2009. Sedimentary record of a Late Cretaceous volcanic arc in central Patagonia: petrography, geochemistry and

- provenance of fluvial volcanoclastic deposits of the Bajo Barreal Formation, San Jorge Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 30(3), 749-766.
- Umazano, A. M., Bellosi, E.S., Visconti, G., Melchor, R.N., 2012. Detecting allocyclic signals in volcanoclastic fluvial successions: Facies, architecture and stacking pattern from the Cretaceous of central Patagonia, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 40, 94-115.
- Umazano, A. M., Melchor, R. N., Bedatou, E., Bellosi, E. S., Krause, J. M., 2014. Fluvial response to sudden input of pyroclastic sediments during the 2008–2009 eruption of the Chaitén Volcano (Chile): The role of logjams. *Journal of South American Earth Sciences*, 54, 140-157.
- Umazano, A.M., Krause, J.M., Bellosi, E.S., Perez, M., Visconti, G., Melchor, R.N., 2017. Changing fluvial styles in volcanoclastic successions: A cretaceous example from the Cerro Barcino Formation, Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 77, 185-205.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S.I., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. *AAPG Memoir*, 26, 63-81
- Valenza, J.M., Edmonds, D.A., Hwang, T., Roy, S., 2020. Downstream changes in river avulsion style are related to channel morphology. *Nature Communications*, 11(1), 2116.
- Valenza, J.M., Edmonds, D.A., Weissmann, G.S., 2022. Quantifying river avulsion activity from satellite remote sensing: Implications for how avulsions contribute to floodplain stratigraphy in foreland basins. *Journal of Sedimentary Research*, 92(6), 487-502.
- Valle, M.N., Paredes, J.M., Foix, N., Frasette, M.J.P., 2024. Sedimentology and stratigraphic evolution of the Early Cretaceous regressive cycle at the northern edge of the Austral Basin, Santa Cruz, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 135, 104812.

- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. In: American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series. vol. 7, 55 pp.
- Varela, A.N., 2015. Tectonic control of accommodation space and sediment supply within the Mata Amarilla Formation (lower Upper Cretaceous) Patagonia, Argentina. *Sedimentology*, 62(3), 867-896.
- Varela, A.N., Poiré, D.G., Martin, T., Gerdes, A., Goin, F.J., Gelfo, J.N., Hoffmann, S., 2012a. U-Pb zircon constraints on the age of the Cretaceous Mata Amarilla Formation, Southern Patagonia, Argentina: its relationship with the evolution of the Austral Basin. *Andean Geology*, 39(3), 359-379.
- Varela, A.N., Veiga, G.D., Poiré, D.G., 2012b. Sequence stratigraphic analysis of Cenomanian greenhouse palaeosols: a case study from southern Patagonia, Argentina. *Sedimentary Geology*, 271, 67-82.
- Varela, A.N., Raigemborn, M.S., Richiano, S., White, T., Poiré, D.G., Lizzoli, S., 2018. Late cretaceous paleosols as paleoclimate proxies of high-latitude southern hemisphere: Mata Amarilla Formation, Patagonia, Argentina. *Sedimentary Geology*, 363, 83-95.
- Varela, A.N., Richiano, S., Moyano Paz, D., Tettamanti, C., Poiré, D.G., 2019. Sedimentology and stratigraphy of the Puesto El Moro Formation, Patagonia, Argentina: Implications for upper cretaceous paleogeographic reconstruction and compartmentalization of the Austral Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 92, 466-480.
- Varela, A.N., Yeste, L.M., Viseras, C., García-García, F., Moyano Paz, D., 2021. Implications of palaeosols in low net-to-gross fluvial architecture reconstruction: Reservoir analogues from Patagonia and Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 577, 110553.

- Ventra, D., Nichols, G.J., 2014. Autogenic dynamics of alluvial fans in endorheic basins: Outcrop examples and stratigraphic significance. *Sedimentology*, 61, 767-791.
- Vepraskas, M.J., Lindbo, D.L., Stolt, M.H., 2018. Redoximorphic features. En: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*, second ed. Elsevier, Oxford, 425-446.
- Villegas, P., Umazano, A.M., Krause, J.M., Melchor, R.N., Bedatou, E., 2023. Paleosuelos volcaniclásticos de la Formación Cerro Barcino, Cretácico de la Patagonia. XVIII RAS, La Plata, 203 pp.
- Villegas, P., Umazano, A.M., 2024. Volcaniclastic input and environmental responses of fluvial systems: exploring a Cretaceous example from Patagonia. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 31(1), 13-42.
- Walker, R.G., James, N.P., 1992. *Facies Models: response to sea-level changes*. Geological Association of Canada, 407 pp.
- Walker, S., Holbrook, J., 2022. Structures, architecture, vertical profiles, palaeohydrology and taphonomy of an upper-flow-regime-dominated fluvial system, the Triassic Dockum Group of the Palo Duro Canyon, Texas. *Sedimentology*, 70(3), 645-684.
- Walpole, R., Myers, R., Myers, S., 2012. *Probabilidad y estadística para ingeniería y ciencias*. Pearson Educación, 816 pp.
- Wang, L., Ding, L., Garzanti, E., Shen, L., Nulay, P., Siritongkham, N., 2022. Mid-Cretaceous drainage reorganization and exorheic to endorheic transition in Southeast Tibet. *Sedimentary Geology*, 439, 106221.
- Wei, W., Algeo, T.J., 2020. Elemental proxies for paleosalinity analysis of ancient shales and mudrocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 287, 341-366.

- Weissmann, G.S., Hartley, A.J., Nichols, G.J., Scuderi, L.A., Olson, M., Buehler, H., Banteah, R., 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. *Geology*, 38(1), 39-42.
- Willis, B.J., Bhattacharya, J.P., Gabel, S.L., White, C.D., 1999. Architecture of a tide-influenced river delta in the Frontier Formation of central Wyoming, USA. *Sedimentology*, 46(4), 667-688.
- Wilson, M.J., 1999. The origin and formation of clay minerals in soils: past, present and future perspectives. *Clay minerals*, 34(1), 7-25.
- 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(1), 98-111.
- Wold, S., Esbensen, K., Geladi, P., 1987. Principal Component Analysis. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems*, 2, 37-52.
- Wright, L.D., 1985. River deltas. En: Davis Jr., R.A. (Ed.), *Coastal Sedimentary Environments*, Second Ed., Springer, New York, 1-76 pp.
- Wright, V.P., Marriott, S.B., 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary geology*, 86, 203-210.
- Yang, C.S., Nio, S.D., 1985. The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology*, 32, 41-57.
- Yeste, L.M., Varela, A.N., Viseras, C., Mcdougall, N.D., García-García, F., 2020. Reservoir architecture and heterogeneity distribution in floodplain sandstones: key features in outcrop, core and wireline logs. *Sedimentology*, 67(7), 3355-3388.
- Yi, L., Yu, H., Ortiz, J.D., Xu, X., Qiang, X., Huang, H., Shi, X. and Deng, C., 2012. A reconstruction of late Pleistocene relative sea level in the south Bohai Sea, China, based on sediment grain-size analysis. *Sedimentary Geology* 281, 88-100.

- Yingling, V.L., Heller, P.L., 1992. Timing and record of foreland sedimentation during the initiation of the Sevier orogenic belt in central Utah. *Basin research*, 4(3-4), 279-290.
- Young, K.E., Evans, C.A., Hodges, K.V., Bleacher, J.E., Graff, T.G., 2016. A review of the handheld X-ray fluorescence spectrometer as a tool for field geologic investigations on Earth and in planetary surface exploration. *Applied Geochemistry*, 72, 77-87.
- Yuill, B.T., Nichols, M.H., 2011. Patterns of grain-size dependent sediment transport in low-ordered, ephemeral channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(3), 334-346.
- Zanella, A., Cobbold, P.R., Rojas, L., 2014. Beef veins and thrust detachments in Early Cretaceous source rocks, foothills of Magallanes-Austral Basin, southern Chile and Argentina: Structural evidence for fluid overpressure during hydrocarbon maturation. *Marine and Petroleum Geology*, 55, 250-261.
- Zarei, I., Pourkhabbaz, A., Khuzestani, R.B., 2014. An assessment of metal contamination risk in sediments of Hara Biosphere Reserve, southern Iran with a focus on application of pollution indicators. *Environmental Monitoring and Assessment*, 186(10), 6047-6060.
- Zavala, C., Arcuri, M., Gamero, M., Contreras, C., Di Meglio, M., 2011. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits. En: Slatt, R. M., Zavala, C (Eds.), *Sediment Transfer from Shelf to Deep Water—Revisiting the Delivery System*, American Association of Petroleum Geologists, *Studies in Geology*, Vol. 61 (2011), 31-51.
- Zavala, C., Arcuri, M., Zorzano, A., Trobbiani, V., Torresi, A., Irastorza, A., 2024. Deltas: New paradigms. *The Depositional Record*, 1-37.
- Zecchin, M., Catuneanu, O., Caffau, M., 2017. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves V: criteria to discriminate between stratigraphic sequences and sedimentological cycles. *Marine and Petroleum Geology*, 85, 259-271.

- Zhang, Y., Pe-Piper, G., Piper, D.J., 2014. Sediment geochemistry as a provenance indicator: Unravelling the cryptic signatures of polycyclic sources, climate change, tectonism and volcanism. *Sedimentology*, 61(2), 383-410.
- Zhao, K., Lanzoni, S., Gong, Z., Coco, G., 2021. A numerical model of bank collapse and river meandering. *Geophysical Research Letters*, 48, e2021GL093516.
- Zhao, M.Y., Zheng, Y.F., 2015. The intensity of chemical weathering: Geochemical constraints from marine detrital sediments of Triassic age in South China. *Chemical Geology*, 391, 111-122.
- Zuchuat, V., Steel, E., Mulligan, R.P., Collins, D.S., Green, J.M., 2022. Tidal dynamics in palaeoseas in response to changes in physiography, tidal forcing and bed shear stress. *Sedimentology*, 69, 1861-1890.