



Estratigrafía del Cretácico Superior-Cenozoico de las cuencas Austral-Malvinas en los Andes Fueguinos: actualización y síntesis

Eduardo B. OLIVERO^{1,2}, Pablo J. TORRES CARBONELL¹, Erika L. BEDOYA AGUDELO¹, Cecilia I. GUTIÉRREZ^{1,2} y Victoria MOSQUEIRA GONZÁLEZ¹

¹Laboratorio de Geología Andina, CADIC-CONICET, B.A. Houssay 200, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.

²Universidad Nacional de Tierra del Fuego, UNTdF-ICPA, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.

E-mail autor correspondiente: emolivero@gmail.com

Editor: Ricardo A. Astini

Recibido: 13/09/2024

Aceptado: 31/03/2025

RESUMEN

Sobre la base de nuevos datos de campo, bioestratigrafía de nanoplancton calcáreo, palinomorfos, moluscos y vertebrados, junto con edades radiométricas, se brinda una síntesis y actualización de la compleja estratigrafía del Cretácico Superior-Cenozoico de las cuencas de antepaís Austral y Malvinas en Tierra del Fuego. El tratamiento de la estratigrafía se simplifica integrando 30 formaciones geológicas en cuatro grupos distintivos que caracterizan los principales acontecimientos de la evolución tectónica, sedimentológica y arquitectural de los sistemas depositacionales del Cretácico Superior-Cenozoico de los Andes Fueguinos. En el curso del crecimiento del orógeno fueguino, distintas etapas de deformación contraccional durante dos eventos tectónicos (colisión arco-continente y formación de la faja corrida y plegada) controlaron el desarrollo de cuatro cuñas clásticas, separadas por las discordancias mayores u1, u3-u4 y u5. Estas cuñas clásticas, corresponden a las cuatro unidades estratigráficas mayores reconocidas en este trabajo: i) Grupo San Diego, nuevo nombre, Cretácico Superior-Daniano; ii) Grupo Río Claro, Paleoceno-Eoceno inferior a medio; iii) Grupo La Despedida, Eoceno medio-Oligoceno y iv) Grupo Cabo Domingo, Oligoceno-Mioceno. Los cuatro grupos están constituidos predominantemente por depósitos de sistemas turbidíticos axiales (dispersión paralela a la antifosa, principalmente al sureste y este) y de fan-delta transversales (dispersión perpendicular a la antifosa, con componente noreste y norte).

Palabras clave: Grupo San Diego; Grupo Río Claro; Grupo La Despedida; Grupo Cabo Domingo; Edades U-Pb; Bioestratigrafía.

ABSTRACT

Upper Cretaceous-Cenozoic stratigraphy of the Austral-Malvinas basins in the Fuegian Andes: review and synthesis.

Based on new field data, biostratigraphy from nannoplankton, dinocysts, mollusks, and vertebrates, as well as zircon U-Pb geochronology, this study presents a synthesis of the complex Upper Cretaceous-Cenozoic stratigraphy of the Austral and Malvinas foreland basins in Tierra del Fuego. To simplify the analysis, thirty geological formations are grouped into four higher-rank stratigraphic units that reflect the major tectonic, sedimentological, and architectural characteristics of the Fuegian Andes' depositional systems during this time. The orogenic evolution of the Fuegian Andes was punctuated by multiple phases of contractional deformation, associated with two primary tectonic events: an arc-continent collision and the development of a fold-and-thrust belt. These events generated four major clastic wedges, bounded by key regional unconformities (u1, u3-u4, and u5), corresponding to the following stratigraphic groups: i) San Diego Group (Upper Cretaceous-Danian), ii) Río Claro Group (Paleocene-early to middle Eocene), iii) La Despedida Group (middle Eocene-Oligocene), and iv) Cabo Domingo Group (Oligocene-Miocene). The sedimentary deposits of these groups are primarily turbiditic, comprising both axial (southeast- and east-directed, parallel to the foredeep) and transverse (northeast- and north-directed, perpendicular to the foredeep) depositional systems.

Keywords: San Diego Group; Río Claro Group; La Despedida Group; Cabo Domingo Group; U-Pb dating; Biostratigraphy.

INTRODUCCIÓN

Durante más de 50 años y hasta el inicio del siglo XXI el trabajo pionero de Furque y Camacho (1949) permaneció como la única referencia geológica de la región atlántica austral de los Andes Fueguinos. En ese trabajo, la compleja geología de la Faja Corrida y Plegada Fueguina entre la punta Gruesa y el cabo San Diego (Figs. 1, 2) se resumía en cuatro unidades estratigráficas referidas al Cretácico Superior: i) Estratos de Bahía Thetis (Tethys en el original), Campaniano; ii) Estratos de Policarpo, Campaniano; iii) Estratos de Leticia, Maastrichtiano y iv) Estratos de Río Bueno, Daniano (en ese momento considerado el piso más joven del Cretácico). La columna estratigráfica del Cretácico-Cenozoico de la costa atlántica se completaba (Fig. 2b) con los “depósitos Magallanios”, situados al NO de la punta Gruesa.

Los variados intentos de buscar una correspondencia estratigráfica entre esta columna de los Andes Fueguinos (Fig. 2b) y aquella del Cretácico Superior-Cenozoico mejor conocida en el subsuelo del norte de Tierra del Fuego, produjeron inicialmente interpretaciones ambiguas (véase Criado Roque et al. 1959; Yrigoyen 1962; Fig. 2c), particularmente debido a la falta de control geológico, de nuevos datos de cartografía geológica de superficie, de perfiles tipo y de estudios bioestratigráficos. Salvo pocas excepciones (e.g., Manson 1961; Codignotto y Malumián 1981; Malumián 1989) que aportaron nuevos datos geológicos y bioestratigráficos, la ausencia de información geológica de superficie estuvo en parte condicionada por la escasez y reducida extensión de afloramientos en la estepa fueguina, que ocupa la región norte de la isla. Por otra parte, la idea seguida en ese entonces de una continuidad directa de litologías entre las unidades estratigráficas de superficie y subsuelo del Cretácico Superior-Cenozoico, estuvo posiblemente influenciada por falta de la concepción más moderna que en las cuencas de antepaís, como Austral y Malvinas, las sucesiones de techo de cuña, antefosa y rampa de antepaís tienen comúnmente litologías, arquitecturas y relaciones estratigráficas muy distintas (e.g., Allen y Homewood 1986; Decelles y Giles 1996).

En particular, y con posterioridad al estudio de Furque y Camacho (1949), la remota región de la Península Mitre, situada en el extremo sureste de los Andes Fueguinos (Fig. 1), no tuvo nuevos trabajos publicados hasta mediados de 1990, cuando el Laboratorio de Geología Andina (CADIC) inició investigaciones sistemáticas sobre su geología que continúan hasta el presente. Luego de los primeros trabajos que demostraron una edad eocena de la Formación Leticia (Malumián et al. 1994; Olivero y Malumián 1999) y una mayor complejidad

estratigráfica de la sucesión cretácica-cenozoica (e.g., Martinioni et al. 1998, 1999; Olivero et al. 1999, 2002, 2003; Olivero y Medina 2001; Malumián y Olivero 2006), se presentó un mapa geológico regional (Olivero et al. 2007) y una síntesis de la estratigrafía cretácica-cenozoica de los Andes Fueguinos (Olivero y Malumián 2008), estableciendo correlaciones con la sucesión de igual edad conocida en el subsuelo.

En sucesivos trabajos posteriores se revisó parte de la sucesión estratigráfica del Eoceno-Mioceno del área situada entre: i) los cabos Leticia-Malengüena y la punta Gruesa (Torres Carbonell 2010; Torres Carbonell et al. 2009; Torres Carbonell y Olivero 2012; Bedoya Agudelo et al. 2018, 2021, 2023; Bedoya Agudelo 2019); ii) el cabo San Pablo y San Sebastián (Ponce et al. 2008; Ponce 2009; Olivero y López Cabrera 2020; Olivero y Torres Carbonell 2021); iii) la boca oriental del Estrecho de Magallanes (Olivero et al. 2015; Bargo et al. 2018); y iv) la parte central de Tierra del Fuego (Martinioni 2010; Martinioni et al. 2013; Mosqueira González et al. 2021; Mosqueira González 2023). También se interpretó la estructura y el control tectónico sobre la sedimentación y estratigrafía (Torres Carbonell et al. 2011, 2017a; Torres Carbonell y Olivero 2019). Además, se obtuvieron nuevos datos bioestratigráficos (Bedoya Agudelo 2019; Bedoya Agudelo et al. 2018, 2021, 2023), edades isotópicas (Barbeau et al. 2009; Olivero et al. 2020 y datos inéditos de los autores), y de geología de superficie, particularmente en la región cercana al límite norte de la Faja Corrida y Plegada Fueguina (véase Gutiérrez et al. 2024). Este cúmulo de información geológica ilustra adecuadamente, aunque todavía a una escala de resolución media, la complejidad estratigráfica y estructural de la sucesión cretácica-cenozoica de superficie de la Provincia de Tierra del Fuego. Como ejemplo, basta mencionar que la sucesión sedimentaria comprendida en las cinco unidades estratigráficas definidas originalmente por Furque y Camacho (1949) alcanza en la actualidad a 30 formaciones geológicas (Fig. 2).

Dado que esta información novedosa, posterior al esquema de Olivero y Malumián (2008), resulta en modificaciones parciales de la constitución y edad de diversas formaciones geológicas, y plantea la necesidad de adecuar la nomenclatura estratigráfica a las normas del Código Argentino de Estratigrafía (1992), el objetivo del presente trabajo es brindar una síntesis y actualización de la estratigrafía del Cretácico Superior-Cenozoico de Tierra del Fuego, aportando además nuevos datos de edades radiométricas. Además, y con el objetivo de simplificar el tratamiento de la estratigrafía, se integran las 30 formaciones reconocidas en este trabajo en cuatro grupos distintivos, separados por discordancias regionales importantes: i) Grupo San Diego, nuevo nombre, Cretácico Supe-

rior-Daniano; ii) Grupo Río Claro, Paleoceno-Eoceno inferior a medio; iii) Grupo La Despedida, Eoceno medio-Oligoceno y iv) Grupo Cabo Domingo, Oligoceno-Mioceno (Fig. 2).

MARCO GEOLÓGICO

Los Andes Fueguinos tienen rasgos geológicos distintivos que los diferencian de la mayor parte de los Andes de América del Sur. Entre estos rasgos sobresalen: i) un metamorfismo regional con un núcleo de alto grado con protolitos tan jóvenes como Jurásico-Cretácico Temprano en facies de anfibolita, con desarrollo de gneises con silimanita, cianita y estaurólita (Dalziel 1981; Kohn et al. 1995; Hervé et al. 2010a); ii) una columna de sedimentitas marinas, en su mayor parte de ambiente marino profundo, casi completa desde el Cretácico Tardío al Mioceno Temprano tardío (Olivero y Malumián 2008; Torres Carbonell y Olivero 2019); iii) un estilo estructural de tipo Alpino (colisión arco-continente del Cretácico Tardío, Nelson et al. 1980; Klepeis et al. 2010; Torres Carbonell et al. 2020); y iv) un sistema de fallas transformante activo, expuesto en el continente, que separa las placas tectónicas Sudamericana y Scotia (Klepeis 1994; Lodolo et al. 2003; Torres Carbonell et al. 2008, 2014). En este trabajo desarrollamos en detalle la estratigrafía, ambientes sedimentarios y controles tectónicos de la columna sedimentaria del Cretácico Superior-Mioceno de la cuenca de antepaís Austral (o Magallanes)-Malvinas, de manera que en este punto solo mencionamos brevemente los restantes rasgos geológicos.

La estratigrafía de las rocas expuestas en los Andes Fueguinos de Argentina y Chile refleja una compleja sucesión de eventos tectónicos previos al desarrollo de las cuencas de antepaís Austral y Malvinas que constituyen depocentros de un mismo sistema de cuenca de antepaís, y están parcialmente conectadas en su borde sur (Biddle et al. 1986; Galeazzi 1998; Torres Carbonell y Olivero 2012, 2019). Sintéticamente, estos eventos comprenden el desarrollo de: i) un basamento paleozoico; ii) una sucesión volcano-sedimentaria jurásica de rift (formaciones Lapataia y Lemaire); iii) una cuenca marginal con formación de corteza oceánica (Ofiolita Tortuga) y desarrollo de volcanismo de arco durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Formación Hardy); y iv) una fase de cierre de la cuenca marginal, obducción y metamorfismo regional del basamento y cobertura hacia el inicio del Cretácico Tardío (véase Kranck 1932; Dalziel et al. 1974; Bruhn et al. 1978; Suárez et al. 1985; Dalziel 1981; Caminos et al. 1981; Hanson y Wilson 1991; Kohn et al. 1995; Hervé et al. 2007, 2010a,b; Klepeis et al. 2010; González Guillot et al. 2016; Torres Carbonell et al. 2017b, 2020; Cao 2019; Cao et al. 2018, 2022).

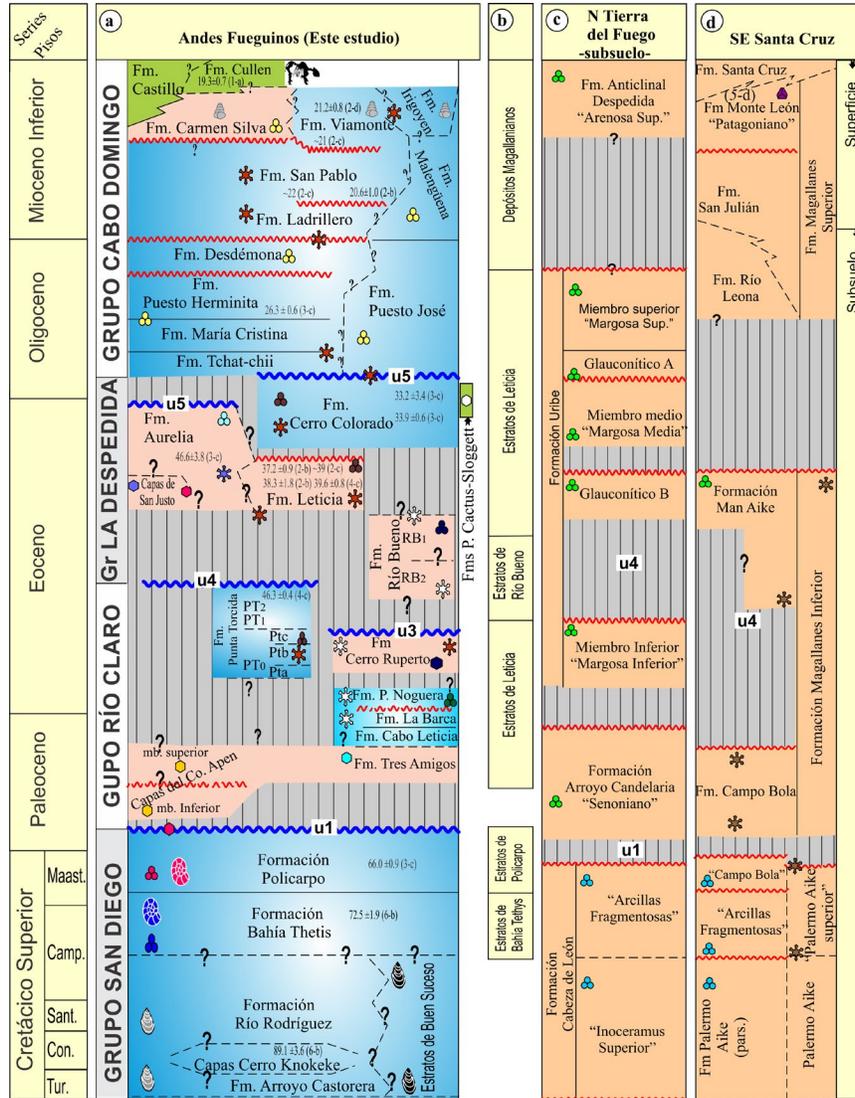
El cierre de la cuenca marginal Rocas Verdes, acompañado de la colisión arco-continente, obducción y metamorfismo regional de grado medio a alto del basamento paleozoico y la cobertura, se produjo desde los ca. 100-90 Ma hasta 73 Ma en los Andes Fueguinos chilenos (cf. Kohn et al. 1995; Klepeis et al. 2010; Maloney et al. 2011). En el sector argentino, el metamorfismo regional resultante de la colisión arco-continente es de bajo grado, particularmente en los niveles estructurales más altos de la cuenca Rocas Verdes, correspondientes a las formaciones Yahgan y Beauvoir (Torres Carbonell et al. 2020). La continuación de la deformación contraccional más frágil durante el Paleógeno dio origen a la Faja Corrida y Plegada Fueguina, con el concomitante avance de la deformación hacia el norte, i.e., hacia el antepaís (Mosqueira González et al. 2021; Cao et al. 2023). Este avance dio lugar a sucesivos depocentros rellenados principalmente por sedimentitas de sistemas turbidíticos marinos profundos que caracterizan a las cuencas Austral y Malvinas.

METODOLOGÍA

A la escala del mapa geológico presentado (Fig. 1) el cúmulo de información disponible impide cartografiar todas las formaciones geológicas. Por tal motivo y para simplificar la lectura del mapa, la distribución de unidades estratigráficas, con excepción de las formaciones Punta Cactus y Sloggett, se indica a nivel de grupos i.e., Grupo San Diego, Grupo Río Claro, Grupo La Despedida y Grupo Cabo Domingo. No obstante, en el cuadro estratigráfico del Cretácico Superior-Cenozoico (Fig. 2) se muestran todas las formaciones geológicas que componen los cuatro grupos estratigráficos reconocidos.

Las edades asignadas a las distintas formaciones marinas están basadas principalmente en estudios realizados por distintos autores en bioestratigrafía de foraminíferos, nanoplankton calcáreo y palinomorfos, y en algunos casos en fauna de amonites e inocerámidos. Las edades asignadas a las formaciones continentales están basadas en estudios de polen, esporas y vertebrados terrestres. En cada caso, la fuente se indica con un símbolo distintivo en el cuadro estratigráfico (Fig. 2). En muchos casos, las edades basadas en bioestratigrafía están controladas con dataciones radiométricas, provenientes de distintos métodos (principalmente U-Pb en circones) y autores, los que se indican también con un símbolo distintivo en el cuadro estratigráfico. En este trabajo se aportan tres nuevas edades de U-Pb en circones detríticos para unidades de los grupos La Despedida y Cabo Domingo (véase Material Suplementario).

Sólo en unos pocos casos las dataciones de U-Pb han



Ambiente

Fluvial

Marino somero

Marino profundo

Contactos

Hiato

Discordancia

Discordancia inferida

Discordancia principal (límite de Grupo)

Contacto con control de edad

Contacto con edad incierta

Contacto desconocido

Edad incierta

Datasiones Radiométricas

(1-a): Fuente (1) - Método (a)

Bioestratigrafía

Foraminíferos, Dinosaurios, Nanoplancton calcáreo, Palinomorfos, Amonites, Bivalvos, Gastrópodos, Vertebrados terrestres

Flores et al. (1973); Malumíán (1990)
 Codignotto y Malumíán (1981), Malumíán (1989)
 Olivero et al. (1998)
 Martinioni et al. (1998)
 Olivero y Malumíán (1999); Malumíán et al. (2014)
 Malumíán (1999, 2002)
 Martinioni et al. (1999)
 Barreda y Palamarczuk (2000)
 Olivero y Medina (2001)
 Olivero et al. (2002)

Olivero et al. (2003)
 Malumíán y Olivero (2006); Torres Carbonell et al. (2009);
 Malumíán et al. (2009)
 Martinioni et al. (2013)
 Pérez Panera (2009, 2013)
 Olivero et al. (2015)
 Bedoya Agudelo (2018)
 López Cabrera y Olivero (2021)
 Bedoya Agudelo et al. (2018, 2023)
 Gutiérrez et al. (2024)

Datasiones Radiométricas

(1-a): Caviglia (2014)-K/Ar Roca Total
 (2-b): Este trabajo-U/Pb Y3Go
 (2-c): Este trabajo-U/Pb Rel. Prob. Peak
 (2-d): Este trabajo-YC1σ
 (3-c): Barbeau et al. (2009)-U/Pb Rel. Prob. Peak
 (4-c): Olivero et al. (2020)-U/Pb Rel. Prob. Peak
 (5-d): Parras y Cuitiño (2018)-Isótopos de Sr
 (6-b): Mosqueira González (2023)-U/Pb Y3Go

Figura 2. Cuadro estratigráfico del Cretácico Superior-Cenozoico de Tierra del Fuego (a, b, c) y SE de Santa Cruz (d). b. Equivalencia entre la nomenclatura estratigráfica original de Furque y Camacho (1949) y la estratigrafía actualmente reconocida.

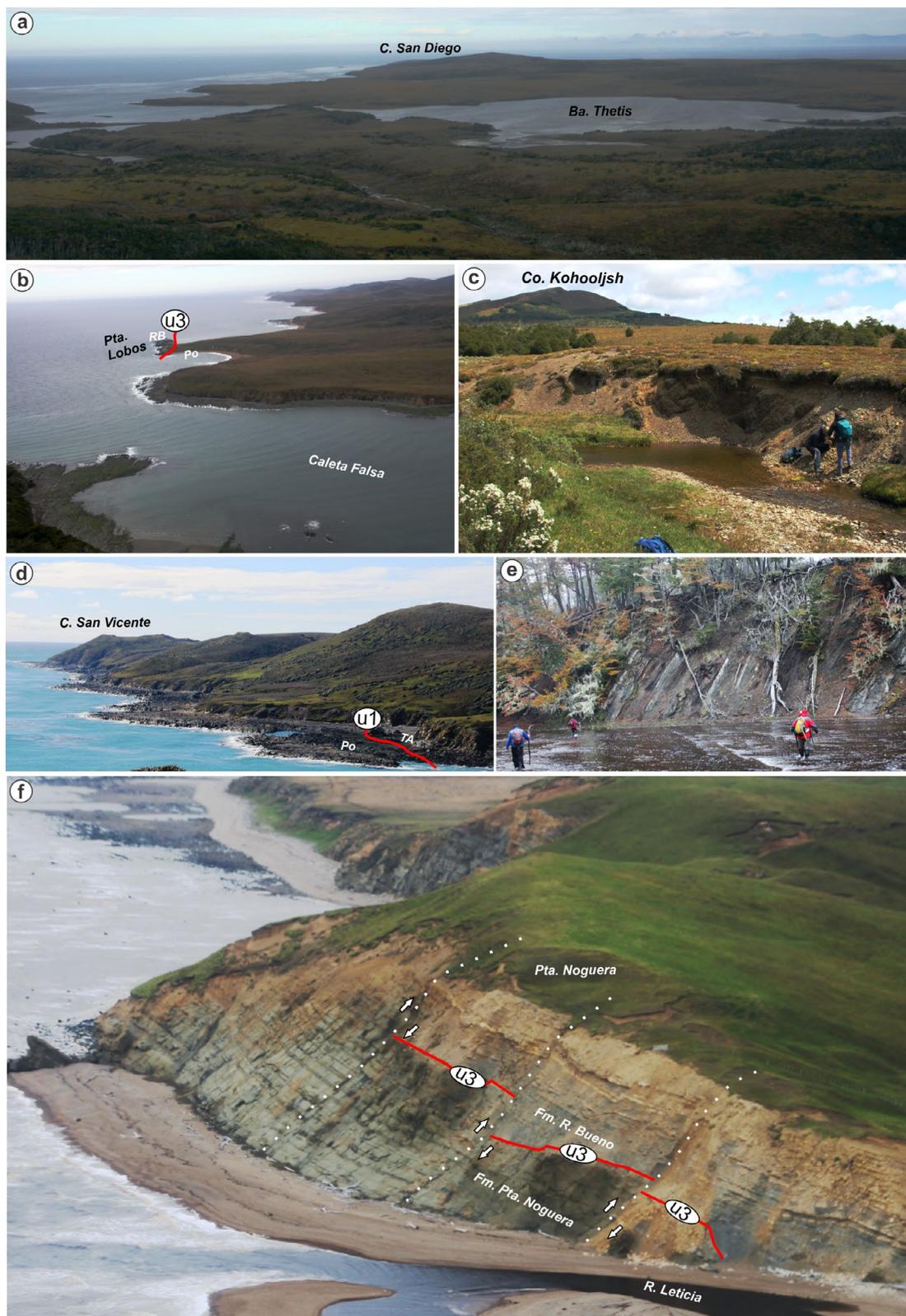


Figura 3. Afloramientos de los grupos San Diego y Río Claro, y Formación Río Bueno. a). Formación Bahía Thetis entre el cabo San Diego y la bahía Thetis; note en el fondo la silueta de la Isla de los Estados. b, c, d). Formación Policarpo (Po) en caleta Falsa, en contacto discordante con la Formación Río Bueno (RB, discordancia u3) (b), en el Co. Kohooljsh, con fangolitas paleocenas del Grupo Río Claro en primer plano (c) y entre el C. San Vicente y Puesto Tres Amigos, en contacto discordante (discordancia u1) con la Formación Tres Amigos (TA) (d). e, f). Formación Punta Noguera en el río Malengüena (e) y en su área tipo de la Pta. Noguera (f), cubierta discordantemente (discordancia u3) por la Formación Río Bueno. Note las fallas subverticales (flechas) que cortan ambas formaciones.



Figura 4. Rasgos generales de los afloramientos de los grupos Río Claro, La Despedida y Cabo Domingo. a. Vista panorámica mirando al NO, mostrando sucesivamente el anticlinal Campo del Medio, cabo Irigoyen y cabo San Pablo, con afloramientos de la Formación Punta Torcida (Pt), Grupo Río Claro y discordancia u4; formaciones Leticia (Le) y Cerro Colorado (CC), Grupo La Despedida; y las formaciones Desdémona (De), Ladrillero (La) y San Pablo (SP). b. Contacto tectónico de la Formación Leticia, separada por dos ramificaciones del retrocorrimiento Malengüena (flechas) de las formaciones Punta Noguera (PN) y La Barca (LB). Modificado de Torres Carbonell et al. (2009). c. Perfil tipo de la Formación Aurelia mostrando los miembros informales *Lower Sand* (Sb), *Shale* (Si) y *Upper Sand* (Ss). d, e. Formación Leticia en su perfil tipo, mostrando canales mareales con estratificación heterolítica inclinada (flecha) del paquete tobáceo superior (d) y barras mareales con estratificación cruzada (flecha) en su parte basal (e). El acantilado al fondo y a la derecha en (d) comprende la Formación Cerro Colorado, Mbros CCa. Escalas: cuaderno en (d), 20 cm; altura del acantilado en (e): ca. 5 m.

sido realizadas en circones provenientes de depósitos volcánoclasticos que evidencian volcanismo sinsedimentario (e.g., Olivero et al. 2020). En su mayoría, sin embargo, las edades resultan de circones detríticos resedimentados, que solo indican la máxima edad depositacional. Esta limitación en la resolución de la edad de cada formación no permite establecer en el cuadro estratigráfico (Fig. 2) una columna de edades absolutas en millones de años. De manera que en lugar de establecer en dicho cuadro un rígido marco cronológico de referencia, para el cual no se tiene resolución suficiente, la posición de cada formación se ha generalizado dentro de los límites cronológicos de Series o Pisos, tratando de respetar los límites de resolución indicados por los distintos métodos utilizados.

El conocimiento de las distintas unidades estratigráficas que se muestran en el mapa geológico (Fig. 1) y cuadro estratigráfico (Fig. 2) está basado principalmente en estudios efectuados a lo largo de la costa atlántica fueguina, donde están los mejores afloramientos (e.g., Figs. 3, 4). Su extensión hacia el interior de la isla resulta de la proyección de afloramientos siguiendo criterios geológicos y estructurales de uso estándar en cartografía geológica, con controles de campo en afloramientos naturales aislados y en localidades donde se han producido destapes realizados durante la construcción de obras viales.

Aquellas formaciones en las que no hubo cambios sustanciales respecto a la información contenida en el trabajo de Olivero y Malumián (2008) se describen aquí brevemente, mencionando solamente sus rasgos esenciales de manera de tener un panorama completo de la estratigrafía del Cretácico Superior-Cenozoico. En el caso particular de los afloramientos de los grupos Río Claro, La Despedida y Cabo Domingo expuestos en la región del centro-oeste de Tierra del Fuego, solo se mencionan aquí sus rasgos generales. Los detalles de la estratigrafía y estructura de este sector se brindan en el trabajo de Gutiérrez et al. (2024). Solo en los casos de información novedosa se brindan mayores detalles.

ESTRATIGRAFÍA

La estratigrafía de la cuenca de antepaís de los Andes Fueguinos está caracterizada por cuatro cuñas clásticas principales (Olivero y Malumián 2008), que estuvieron controladas por el desarrollo de dos fases tectónicas bien diferenciadas que originaron las discordancias mayores u1, u3-u4, y u5 (Torres Carbonell y Olivero 2019; Torres Carbonell et al. 2020). Estas cuñas clásticas están representadas mayormente por espesas sucesiones sedimentarias dominadas por

sistemas turbidíticos de ambiente marino profundo y, subordinadamente, por depósitos marinos relativamente someros. La mayoría de las 30 formaciones geológicas reconocidas en estas cuñas clásticas se agrupan en cuatro unidades sucesivas de jerarquía mayor, denominadas Grupo San Diego, Grupo Río Claro, Grupo La Despedida y Grupo Cabo Domingo (Figs. 1, 2), los que se describen a continuación.

Grupo San Diego, nuevo nombre

Se incluye en este nuevo grupo un conjunto de formaciones que afloran en una faja relativamente continua, de orientación general ONO-ESE, desde el límite internacional con Chile hasta el cabo San Diego. La faja de afloramientos del Grupo San Diego está adosada al flanco norte de la región central de los Andes Fueguinos, en el sector interno de la Faja Corrida y Plegada Fueguina (Fig. 1). El nombre se debe al cabo epónimo situado en el extremo oriental de la Isla Grande de Tierra del Fuego, donde afloran depósitos espesos del Grupo San Diego (Figs. 1, 3a-c). La base del grupo no está bien expuesta y su techo está limitado por la discordancia u1 (Fig. 2).

Las formaciones que componen el Grupo San Diego son predominantemente pelíticas, con participación subordinada de areniscas gradadas y conglomerados lenticulares, originados en ambiente marino profundo. Dataciones por U-Pb en circones detríticos y datos paleontológicos de palinomorfs, foraminíferos, nanoplancton calcáreo, amonites y bivalvos inocerámidos indican para el grupo una edad comprendida entre el Turoniano y el Daniano. El Grupo San Diego incluye a las siguientes unidades estratigráficas (Fig. 2): estratos de Buen Suceso (Turoniano-Campaniano), restringidos al sector oriental y cronológicamente equivalentes a las formaciones Arroyo Castorera y Río Rodríguez y a las capas del Cerro Knokeke, expuestas en el sector central de la isla; Formación Bahía Thetis (Campaniano-Maastrichtiano); y Formación Policarpo (Maastrichtiano-Daniano). El espesor mínimo agregado del Grupo San Diego alcanzaría entre 1.500 y 2.000 m.

Estratos de Buen Suceso. Olivero y Malumián (2008).

Comprende dos paquetes mayormente de fangolitas, plegados y fallados con frecuentes venas principalmente cuarzosas, ca. 250-300 m de espesor mínimo, expuestos en la bahía Buen Suceso y cercanías (cf. Olivero y Medina 2001; Olivero y Malumián 2008; Torres Carbonell et al. 2017b). La base y el techo de estos paquetes no están expuestos.

El paquete inferior consta de margas, areniscas muy finas limosas, fangolitas y bancos delgados de tobas líticas. Preservan el bivalvo inocerámido *Tethyoceras madagascariensis* del Turoniano-Coniaciano y amonites heteromorfs no determinados (Olivero y Medina 2001; Olivero et al. 2009).

El paquete superior consta de areniscas finas fangosas, con bioturbación de *Zoophycos*, *Planolites*, *Palaeophycus*, *Chondrites* y *Rhizocorallium*; fangolitas limosas; y tobas líficas. Preservan los bivalvos inocerámidos *Inoceramus* (*Platyceramus*) sp. y *Sphenoceramus* sp. del Santoniano-Campaniano inferior (Olivero y Medina 2001; Olivero et al. 2009).

Los estratos de Buen Suceso se correlacionan parcialmente en el subsuelo con la Formación Cabeza de León en el norte de Tierra del Fuego y con la Formación Palermo Aike en el sur de Santa Cruz (Fig. 2). En superficie, son parcialmente contemporáneos con las formaciones Arroyo Castorera y Río Rodríguez y con las capas del Cerro Knokeke, expuestas en el sector central de Tierra del Fuego (Fig. 2).

Formaciones Arroyo Castorera y Río Rodríguez. Martinioni et al. (2013). Ambas formaciones se exponen en una faja situada en el flanco norte de la sierra Beauvoir, y están notablemente plegadas y limitadas por fallas. La Formación Arroyo Castorera comprende ca. 300 m mayormente de fangolitas (pizarras) oscuras y en forma subordinada areniscas muy finas limosas y tobas. La base y el techo no están expuestos y su perfil tipo está en el arroyo Castorera cerca de su confluencia con el río Claro (Martinioni 2010; Martinioni et al. 2013; Mosqueira González et al. 2021; Mosqueira González 2023). El contenido de fósiles se restringe a bioturbación difusa, donde se reconocen *Chondrites*, *Planolites* y *Palaeophycus*, y niveles con los bivalvos *Inoceramus hobetsensis* e *Inoceramus* cf. *lamarcki* referidos al Turoniano (Martinioni 2010; Martinioni et al. 2013).

La Formación Río Rodríguez consta de ca. 300 m de espesor mínimo de areniscas muy finas y limolitas con gradación normal, intercaladas entre bancos más espesos de fangolitas. Los contactos de base y techo no se observan y su perfil tipo está en el tramo inferior del río Rodríguez, cerca de su confluencia con el río Claro. Tiene escasos horizontes con bioturbación, donde se reconocen *Planolites* y *Chondrites* y fragmentos de bivalvos inocerámidos, comparables con *Cremnoceramus waltersdorfensis* e *Inoceramus andinus*, que sugieren una edad coniaciana-campaniana temprana (Martinioni et al. 2013).

Las formaciones Arroyo Castorera y Río Rodríguez se correlacionan con parte de las formaciones de superficie Cerro Matrero y Río García, expuestas en el sector chileno aldeaño de Tierra del Fuego, y con los estratos de Buen Suceso de Península Mitre. En el subsuelo se correlacionan con la Formación Cabeza de León del norte de Tierra del Fuego, y con la Formación Palermo Aike del sur de Santa Cruz (Fig. 2).

Capas del Cerro Knokeke. Mosqueira González (2023). Esta unidad aflora en el cerro epónimo situado al norte de la sierra Lucio López y al este del lago Fagnano, donde forma

un depósito aislado que alcanza 42 m de espesor. La unidad comprende bancos tabulares de orientación meridional, formados por brechas sedimentarias y areniscas masivas de grano medio a grueso, que contienen clastos de origen metamórfico y fragmentos volcánicos frescos. Dentro de la sucesión se encuentran niveles subordinados de limolitas laminadas y fangolitas masivas. El contacto con las infrayacentes pizarras de la Formación Beauvoir está cubierto y el techo no aflora.

Estas capas se han asignado al Coniaciano temprano en base a una datación U-Pb en circones detríticos, la cual dio una edad de 89.1 ± 3.6 Ma (Mosqueira González 2023). Este resultado sitúa a las capas del Cerro Knokeke en un contexto temporal similar al de otros depósitos clásticos gruesos de la cuenca Austral, los que constituyen los primeros sistemas depositacionales relacionados a la erosión del orógeno durante sus etapas iniciales de exhumación (cf. Olivero et al. 2003; McAtamney et al. 2011). Las capas del Cerro Knokeke se correlacionan con parte de las formaciones Arroyo Castorera y Río Rodríguez, en la sierra de Beauvoir; Cabeza de León, en el norte de Tierra del Fuego y Palermo Aike en el sur de Santa Cruz.

Formación Bahía Thetis. Furque y Camacho (1949); nom. subst. Olivero et al. (2003) para Estratos de Bahía Tethys. Comprende una sucesión notoriamente plegada y fallada de más de 250 m de espesor de areniscas con gradación normal e inversa y pelitas, con participación subordinada de conglomerados gruesos, con clastos de metaríolitas y pizarras con radiolarios, derivados de rocas foliadas del Jurásico-Cretácico de los Andes Fueguinos. En su área tipo de la bahía Thetis (Figs. 1, 3a) los "Estratos de Bahía Tethys" de Furque y Camacho (1949) fueron estudiados con más detalle por Olivero et al. (2003); Olivero y Malumián (2008) y Torres Carbonell et al. (2017b). La base no está expuesta y el techo es transicional con la Formación Policarpo. Recientemente, la formación fue reconocida también en el flanco norte de la sierra Beauvoir, donde presenta caracteres litológicos y estructurales semejantes a los del área tipo (Mosqueira González et al. 2021; Mosqueira González 2023).

La Formación Bahía Thetis contiene escasos amonites, niveles con fragmentos de bivalvos inocerámidos y foraminíferos, referidos al Campaniano tardío-?Maastrichtiano temprano (Olivero et al. 2003). Esta edad es coherente con una datación U-Pb en circones detríticos que dio un resultado de 72.5 ± 1.9 Ma (Mosqueira González 2023). La Formación se correlaciona en el subsuelo del norte de Tierra del Fuego con la parte superior de la Formación Cabeza de León (Fig. 2). En Chile se correlaciona en parte con las formaciones Cerro Matrero y Río García.

Formación Policarpo. Furque y Camacho (1949); nom.

subst. **Olivero et al. (2002) para Estratos de Policarpo.** Esta unidad comprende un espesor mínimo entre 700-1.000 m, mayormente de fangolitas bioturbadas, areniscas tobáceas gradadas y muy subordinadamente conglomerados, que afloran de manera casi continua entre el extremo oriental de la Península Mitre y el límite con Chile (Figs. 1 y 3b-d). Tiene niveles con amonites, gastrópodos, bivalvos, equinoideos, foraminíferos y dinoquistes (Fig. 2) del Maastrichtiano-Daniano y un profuso moteado por bioturbación (Olivero et al. 2002, 2003, 2009; Martinioni et al. 2013). Dataciones por U-Pb en circones detríticos dieron una edad de 66.0 ± 0.9 Ma (Barbeau et al. 2009).

La base de la formación es transicional con la Formación Bahía Thetis y el techo infrayace en discordancia a la Formación Tres Amigos del Grupo Río Claro (equivalente a las capas del Cerro Apen) del Paleoceno (discordancia u1; Figs. 2, 3d). En localidades de Península Mitre (Olivero et al. 2002; Torres Carbonell 2010), la formación infrayace en discordancia (discordancia u3, Figs. 2, 3a) a calcáreos de la Formación Río Bueno. La Formación Policarpo se correlaciona en el subsuelo del norte de Tierra del Fuego con la parte más alta de la Formación Cabeza de León y con la Formación Campo Bola-Palermo Aike Superior en el subsuelo de Santa Cruz (Fig. 2). En Chile se correlaciona con la Formación Cerro Cuchilla.

Grupo Río Claro. Olivero et al. (2002); nom. subst. Malumián y Olivero (2006), Olivero y Malumián (2008)

El Grupo Río Claro corresponde a la denominada cuña clástica del Paleoceno superior-Eoceno inferior (Olivero y Malumián 1999; Olivero et al. 2002) hasta Eoceno medio inferior (Olivero et al. 2020) y fue nombrado como tal por Malumián y Olivero (2006) y Olivero y Malumián (2008). Su nombre es una adaptación de la denominada "Serie del Río Claro" (Furque y Camacho 1949) que originalmente abarcaba capas de arenisca expuestas al norte del lago Fagnano, parte de las cuales se incluyen actualmente en el Grupo Río Claro. Los estratos del grupo se exponen en una faja de orientación ONO-ESE mayormente adosada al límite norte del Grupo San Diego, con sus mejores exposiciones en el sector SE sobre la costa atlántica y en el sector NO al norte del lago Fagnano (Fig. 1). Las litologías dominantes del Grupo Río Claro son conglomerados, areniscas, y areniscas gradadas intercaladas con fangolitas. Las unidades basales, dominadas por conglomerados y areniscas gruesas corresponden a ambientes de fan-delta. El resto del grupo, de mayor espesor, corresponde en su mayor parte a sistemas turbidíticos de ambiente marino profundo. La base del Grupo está marcada por

la discordancia u1 y su techo por las discordancias u3 y u4 (Figs. 2, 3d).

En el sector de la costa atlántica fueguina este grupo supera los 1.500 m de espesor e incluye a las formaciones Tres Amigos (Paleoceno), Cabo Leticia (Paleoceno), La Barca (Paleoceno-Eoceno temprano), Punta Noguera (Eoceno temprano), Cerro Ruperto (Eoceno temprano) y Punta Torcida (Eoceno temprano-Eoceno medio temprano) (Fig. 2). Al norte del lago Fagnano, el grupo alcanza más de 1.400 m de espesor agregado e incluye a la Formación Tres Amigos (Paleoceno), al conjunto de afloramientos aislados de areniscas y fangolitas del Paleoceno asignadas a la Formación La Barca y del Eoceno inferior asignadas a las capas del Puesto Astrid, y la espesa sucesión dominada por areniscas gradadas del Puesto Laura Grande (Paleoceno?-Eoceno temprano, Torres Carbonell et al. 2022), tentativamente asignada a la Formación Punta Noguera (cf. Gutiérrez et al. 2024).

Formación Tres Amigos. Olivero et al. (2003). El perfil tipo de la Formación Tres Amigos está en Península Mitre en cercanías del puesto epónimo, donde alcanza un espesor mínimo de 50 m. Consiste de una sucesión bien estratificada de conglomerados, areniscas y paquetes de alternancia rítmica de fangolitas y areniscas muy finas (Olivero et al. 2003). En cercanías de la costa atlántica se conocen otras exposiciones en el cerro Malvinera (espesor > 75 m), situado entre los ríos Irigoyen y Udaeta (Torres Carbonell et al. 2008). Al norte del lago Fagnano se conocen sucesiones más espesas (>380 m) de litología semejante, denominadas capas del Cerro Apen (Martinioni et al. 1999, 2013). Las mejores exposiciones están en los cerros Apen y Atukoyak, y en cercanías del extremo sudoccidental del lago Yehuín (Fig. 1, Martinioni 2010; Martinioni et al. 2013; Mosqueira González 2023). En el cerro Apen hay dos paquetes de litología semejante, separados por una superficie erosiva, que se diferencian como miembros inferior (140 m, predominantemente arenoso) y superior (>240 m), de conglomerados, areniscas, y fangolitas (Martinioni et al. 1999).

Dinoquistes recuperados en la sección tipo de la Formación Tres Amigos sugieren una edad paleocena tardía (Olivero et al. 2003). Dinoquistes recuperados en las capas del Cerro Apen sugieren una edad daniana-paleocena tardía para el miembro inferior y paleocena tardía para el miembro superior (Martinioni et al. 1999). La base de estas sucesiones se apoya en discordancia sobre la Formación Policarpo (discordancia u1) y el techo no aflora. Esta unidad se correlaciona en Chile con las capas del Cabo Nariz del Paleoceno (Sánchez et al. 2010).

Formación Cabo Leticia. Olivero et al. (2002). Esta formación se conoce en su área tipo del cabo Leticia y en el río Malengüena. En el perfil tipo alcanza un espesor mínimo de

150 m, con base no expuesta y techo transicional a la Formación La Barca. Se compone de bancos espesos de areniscas medianas y gruesas masivas y areniscas gruesas conglomerádicas masivas, brechas con intraclastos de fangolita, y conglomerados finos-medianos. Las capas contienen abundantes fragmentos de conchillas de moluscos y están afectadas por un sistema de fracturas, frecuentemente rellenas de calcita esparítica. En el río Malengüena dominan bancos espesos de areniscas y brechas y la formación alcanza mayor espesor (>500 m).

Los diminutos fragmentos fósiles que contiene no poseen elementos diagnósticos, pero por relaciones estratigráficas con la Formación La Barca se estima una edad paleocena.

Formación La Barca. Olivero et al. (2002). La Formación La Barca se conoce en su área tipo del cabo Leticia (Olivero et al. 2002), en la punta Ainol y el río Malengüena (Torres Carbonell et al. 2009; Bedoya Agudelo et al. 2018), en el río Irigoyen, aguas arriba de su confluencia con el río Udaeta (Olivero y Malumián 2008; Torres Carbonell et al. 2008), y en exposiciones reducidas en las cuencas de los ríos de la Turba y Apen (cf. Gutiérrez et al. 2024). En el perfil tipo se reconocen dos miembros transicionales: LB1 (espesor 120 m) constituido por areniscas medianas-finas, tobáceas y fangolitas negras, y LB2 (espesor >100 m) constituido por fangolitas negras masivas. Las fangolitas del miembro LB2 tienen superficies erosivas internas, con relieves superiores al metro. La base es transicional con la Formación Cabo Leticia y el techo infrayace en discordancia (discordancia u4) a rocas del Grupo La Despedida, expuestas cerca de la punta Ainol. El contacto con la Formación Punta Noguera no está expuesto, pero se ha inferido una discordancia entre ambas unidades (Fig. 2, Torres Carbonell et al. 2009).

La formación posee escasos restos de moluscos fósiles. Su edad se ha asignado al Paleoceno mediante foraminíferos (Olivero et al. 2002; Malumián y Caramés 2002; Torres Carbonell et al. 2009) y al Paleoceno hasta Eoceno temprano basal mediante nanoplancton calcáreo (Bedoya Agudelo et al. 2018, 2023; Gutiérrez et al. 2024) y palinofórmos (Quattrocchio 2017, 2020). En Chile se correlaciona con la Formación Chorrillo Chico y parte inferior de la Formación Agua Fresca (Quattrocchio et al. 2024).

Formación Punta Noguera. Olivero et al. (2002). El perfil tipo de la formación se sitúa en la punta epónima donde alcanza un espesor mínimo de 380 m. La base no está expuesta y el techo subyace en discordancia angular a la Formación Río Bueno (discordancia u3, Fig. 3f; Furque y Camacho 1949; Olivero et al. 2002). Otras secciones bien expuestas (Torres Carbonell et al. 2009; Torres Carbonell y Olivero 2012, 2019; Torres Carbonell et al. 2022) se encuentran en la punta Ainol

(Fig. 4b, espesor mínimo >450 m) y río Malengüena (espesor mínimo >430 m). En cercanías del límite con Chile, al norte del cerro Kohooljsh (Fig. 1), las capas del Puesto Laura Grande (espesor >1.100 m) se asignan también a la Formación Punta Noguera.

La formación tiene notorias variaciones litológicas laterales en sus áreas de distribución, desde la punta Noguera en el SE hasta el Puesto Laura Grande en el NO (Torres Carbonell et al. 2022). En el perfil tipo, dominan areniscas masivas espesas de composición volcanoclástica y paquetes arenosos espesos con bancos deslizados y deformados, con participación subordinada de conglomerado y fangolita. En los perfiles de punta Ainol y el río Malengüena dominan bancos delgados de areniscas con gradación normal y fangolitas, con intervalos subordinados de areniscas espesas y conglomerados. En el perfil del Puesto Laura Grande se encuentran los mayores espesores, con dominio de paquetes de areniscas muy delgadas intercaladas con fangolitas. Las sedimentitas de la formación constituyen un sistema turbidítico cuyos distintos perfiles se interpretan como depósitos de talud con espesos deslizamientos sinsedimentarios (punta Noguera) y depósitos de complejos de canal-albardón, dominados por turbiditas clásicas y turbiditas delgadas (río Malengüena y Puesto Laura Grande, Torres Carbonell et al. 2022).

Las turbiditas arenosas espesas contienen detritos de valvas de moluscos. En niveles localizados, hay trazas fósiles de grafoglíptidos. Sobre la base de foraminíferos (Malumián et al. 2009), dinoflagelados (Olivero et al. 2002), y nanoplancton calcáreo (Bedoya Agudelo et al. 2023) la Formación Punta Noguera se refiere al Eoceno temprano. La sección del Puesto Laura Grande se refiere por sus palinomorfos al Paleoceno?-Eoceno inferior (Pérez Panera et al. 2018), y los afloramientos laterales a esa sección tienen una datación en circones detríticos con el circón más joven de 56.4 ± 2.8 Ma (Barbeau et al. 2009, véase Gutiérrez et al. 2024). Por su contenido de foraminíferos la Formación Punta Noguera se correlaciona con la parte inferior de la Formación Agua Fresca de Chile (Malumián et al. 2013).

Formación Cerro Ruperto. Olivero et al. (2002). Esta formación se conoce solamente en su sección tipo del cerro Ruperto, situado sobre la costa atlántica inmediatamente al este del río Bueno. Comprende un espesor mínimo de 200 m de areniscas finas glauconíticas y limolitas, bioturbadas y con abundantes fósiles de corales solitarios, gastrópodos, bivalvos, radiolarios, foraminíferos, dinoflagelados y madera carbonizada. La composición es predominantemente volcanoclástica (Olivero 2002; Olivero et al. 2002). La base no está expuesta y el techo está cubierto discordantemente por la Formación

Río Bueno (discordancia u3).

La formación corresponde a depósitos marinos relativamente someros, originados por debajo del tren de olas de buen tiempo (Olivero et al. 2002). Por su contenido de foraminíferos y principalmente por sus dinoquistes y nanoplancton calcáreo se refiere al Eoceno temprano (Olivero et al. 2002; Bedoya Agudelo et al. 2023).

Formación Punta Torcida. Olivero y Malumián (1999).

El perfil tipo de esta unidad está en el cabo Campo del Medio, en la costa atlántica (Fig. 4a). Se conocen otros afloramientos en cercanías del cabo Irigoyen y de la punta Gruesa. En su perfil tipo tiene un espesor mínimo de 450 m; su mitad inferior (Tramo PT0, Fig. 2) está compuesta de fangolitas y areniscas finas delgadas con gradación normal, y su mitad superior (Tramos PT1 y PT2, Fig. 2) por paquetes lenticulares espesos de areniscas gradadas (Olivero y Malumián 1999). En el techo hay un espeso nivel tobáceo (Olivero et al. 2020). La base no está expuesta y el techo subyace en discordancia angular (discordancia u4, Figs. 2, 4a) a la Formación Leticia del Grupo La Despedida. Los depósitos de la formación se interpretan como un sistema turbidítico con elementos de albardón-intercanal (Tramo PT0) y de canales (Tramos PT1 y PT2) (Torres Carbonell y Olivero 2012).

La Formación Punta Torcida tiene escasos gastrópodos y bivalvos fósiles, y trazas fósiles referidas a *Ophiomorpha rudis* y grafoglíptidos como *Paleodictyon*, *Helicolithus*, *Helicorhaphe*, *Megagraption*, *Urohelminthoida*, entre otros (López Cabrera et al. 2008). Sobre la base de la abundante microfau-na de foraminíferos planctónicos, radiolarios y ostrácodos del tramo PT0, la Formación Punta Torcida se refiere al Eoceno temprano (Olivero y Malumián 1999; Jannou y Olivero 2001; Malumián et al. 2014; Jannou et al. 2022). Dataciones por U-Pb en circones detríticos arrojaron edades máximas depositacionales de 47.3 ± 0.8 Ma para una arenisca situada al norte del cabo Irigoyen (Barbeau et al. 2009). En el perfil tipo, el nivel volcániclastico del techo de la formación (tramo PT2) dio una edad U-Pb de 46.3 ± 0.4 Ma (Olivero et al. 2020). De tal manera la edad de la Formación Punta Torcida queda incluida en el lapso Eoceno temprano-Eoceno medio temprano. La Formación Punta Torcida se correlaciona con la parte inferior de la Formación Uribe (Margosa Inferior) del subsuelo del norte de Tierra del Fuego, con parte de la Formación Magallanes inferior en el subsuelo de Santa Cruz (Fig. 2) y con parte de la Formación Agua Fresca en la región de Magallanes (Chile). Las capas del Puesto Astrid se correlacionan tentativamente con la Formación Punta Torcida por el contenido de nanoplancton calcáreo (Gutiérrez et al. 2024).

Grupo La Despedida (Codignotto y Malumián,

1981; nom. transl. Olivero y Malumián 1999, 2008)

Este grupo debe su nombre a las sedimentitas denominadas “Capas de La Despedida” por Doello Jurado (1922), que se exponen en el río de La Turba o Menéndez en cercanías de la Estancia La Despedida, y cuya nomenclatura formal fue establecida por Codignotto y Malumián (1981). La denominación fue tomada para caracterizar al Grupo La Despedida (Olivero y Malumián 1999), el que en adición a las capas epónimas incluía originalmente a toda la sucesión sedimentaria expuesta en el cabo Campo del Medio y cercanías i.e., formaciones Punta Torcida, Leticia y Cerro Colorado (Fig. 4). Posteriormente, se excluye del Grupo La Despedida a la Formación Punta Torcida integrándola al Grupo Río Claro (Olivero y Malumián 2008). Dataciones radiométricas por U-Pb en circones detríticos y datos paleontológicos de palinomorfos, foraminíferos y nanoplancton calcáreo indican para el grupo una edad comprendida entre el Eoceno medio y el Oligoceno temprano. La base del grupo está marcada por las discordancias u3-u4 y su techo por la discordancia u5 (Fig. 2).

Las sedimentitas del Grupo La Despedida se distribuyen dentro de la Faja Corrida y Plegada Fueguina con una orientación ONO-ESE, adosada al margen N del Grupo Río Claro y extendida desde el límite occidental con Chile hasta la costa atlántica (Fig. 1). La sucesión más espesa y continua del grupo (> 1.400 m de espesor) aflora en los cabos Campo del Medio (Fig. 4a) y José, en la subcuenca de techo de cuña María Luisa, donde comprende a las formaciones Leticia y Cerro Colorado (Olivero y Malumián 1999, 2008; Torres Carbonell et al. 2009). En su área de distribución más representativa, la base del grupo está señalada por la discordancia regional u4, la cual marca un cambio de facies sedimentarias notorio entre las turbiditas del techo del Grupo Río Claro (Formación Punta Torcida), y la unidad basal del Grupo La Despedida (Formación Leticia), conformada predominantemente por areniscas de ambientes marinos someros. La parte superior del Grupo La Despedida comprende espesos depósitos de sistemas turbidíticos de ambiente marino profundo. Cerca del límite occidental con Chile, al sur del río Grande, los mejores afloramientos se encuentran en el valle del río Menéndez o de La Turba (Fig. 1), donde comprende a la Formación Aurelia (Fig. 4c).

La sucesión de conglomerados, areniscas y, muy subordinadamente, pelitas expuesta en cercanías del límite con Chile en la Estancia San Justo, al sur del río Grande, fue inicialmente asignada a la Formación Ballena, originalmente definida en Chile (Martinioni et al. 1998). No obstante, dado que esa unidad ha sido interpretada de maneras muy diversas en Chi-

le (véase Gutiérrez et al. 2024), aquí se denomina informalmente como capas de San Justo a la sucesión mencionada (Figs. 1 y 2). Tentativamente también se incluyen en el Grupo La Despedida a los depósitos calcáreos de la Formación Río Bueno, que afloran en la costa atlántica entre el río Leticia y la caleta Falsa.

Formación Río Bueno. Furque y Camacho (1949); nom. subst. **Olivero et al. (2002) para Estratos de Río Bueno.** Son rocas calcáreas que se distribuyen en la Faja Corrida y Plegada Fueguina a lo largo de la costa atlántica entre el cabo Leticia y la caleta Falsa (Figs. 1, 3). El perfil tipo se sitúa entre el río Bueno y la punta Noguera, donde la formación alcanza un espesor mínimo de ca. 80 m y conforma los miembros RB1 y RB2, cuyo contacto no aflora. El miembro RB1 consta de coquinas mono-específicas de valvas desarticuladas de ostreidos afines al género *Pycnodonte* (Furque y Camacho 1949), grainstones con bioclastos dominantes de briozoarios y equinoideos, y wackestones. El miembro RB2 consta de una repetición cíclica de mudstones y wackestones, con escasos niveles de grainstones (Olivero et al. 2002). En cercanías de la caleta Falsa (Fig. 3b) la formación incluye además niveles basales potentes de brechas, con clastos derivados de las sedimentitas subyacentes. En el perfil tipo, la formación se apoya en discordancia angular (discordancia u3) sobre distintas sedimentitas cretácicas o paleógenas: formaciones Policarpo, La Barca, Punta Noguera (Fig. 3f) y Cerro Ruperto. El techo no había sido observado, pero recientemente los autores (EBO, PJTC y CG) encontraron en su área tipo un paquete de fangolitas que cubre a la Formación Río Bueno, cuya edad se está analizando actualmente.

Por sus relaciones de contacto basal y por su contenido de foraminíferos y nanoplancton calcáreo se la asigna al Eoceno, probablemente Eoceno temprano tardío o Eoceno medio temprano (Olivero et al. 2002; Malumián y Jannou 2010; Bedoya Agudelo et al., 2023). No obstante, dada la magnitud del hiato representado por la discordancia u3 se necesitan más datos bioestratigráficos que los disponibles para determinar una edad más precisa.

Capas de San Justo, nom. nov. para Formación Ballena sensu Martinioni et al. (1998). Se nombra informalmente como capas de San Justo a la sucesión de conglomerados polimícticos, areniscas y fangolitas, sin base ni techo expuestos, de ca. 40 m de espesor, que aflora en cercanías de la Estancia San Justo (Fig. 1) y que anteriormente fuera asignada a la Formación Ballena (Martinioni et al. 1998). El área tipo de la Formación Ballena fue definida por Barwick y García (1950) entre el paraje Miraflores y el lago Lynch, y luego por Barwick (1955) entre ese lago y los cerros de Ballena, al oeste del lago Blanco en Tierra del Fuego chilena (véase también

Prieto y Moraga 1990). Sin embargo, la Formación Ballena ha sido interpretada de maneras muy diversas en Chile (véase Gutiérrez et al. 2024) y para evitar ambigüedades se utiliza la denominación informal de capas de San Justo para los afloramientos aquí mencionados (Figs. 1, 2).

En el área tipo de la Estancia San Justo, los bancos de conglomerados están intercalados con areniscas conglomerádicas y tienen estratificación cruzada de escala media a grande, e imbricación de clastos (Fig. 5d), estructuras que indican dispersión sedimentaria hacia el N. En niveles localizados de arenisca conglomerádica-arenisca gruesa hay galerías de *Ophiomorpha nodosa*. Sobre la base de escasos dinoquistes comunes esta sucesión fue considerada tentativamente como de edad equivalente a la Formación Leticia, i.e. Eoceno medio tardío (S. Palamarczuk en Martinioni et al. 1998). Nuevos estudios registran para esta sucesión una asociación de dinoquistes del Lutetiano-Bartoniano (véase Gutiérrez et al. 2024). En superficie, las capas de San Justo se correlacionan con la Formación Leticia y parte inferior de la Formación Aurelia.

Formación Leticia. Furque y Camacho (1949); emend. **Olivero y Malumián (1999, 2008).** El perfil tipo de la formación está en el anticlinal Campo del Medio (Fig. 4a), donde alcanza ca. 520 m constituidos predominantemente de areniscas, en parte totalmente bioturbada (Olivero y Malumián 1999, 2008). En el techo de la formación hay un nivel tobáceo que tiene notables cuerpos lenticulares con estratificación cruzada de tipo epsilon (Fig. 4d). Otro afloramiento de reducido espesor se conoce poco al ESE del cabo José, donde la formación está en contacto tectónico mediante retrocorrimientos con las formaciones Punta Noguera y La Barca (Fig. 4b, Torres Carbonell et al. 2009). En su perfil tipo la formación se asienta sobre la discordancia regional u4 de notable relieve erosivo, que se traduce en marcadas diferencias de espesor de la formación en ambos limbos del anticlinal Campo del Medio (Olivero et al. 2020). Las areniscas de la formación se interpretan como originadas en ambientes marinos relativamente someros, que contrastan notablemente con los sistemas turbidíticos de las formaciones Punta Torcida y Cerro Colorado. Cerca de la base de la formación hay areniscas con estratificación cruzada de escala media, que se interpretan como probables barras tidales (Fig. 4e) y los cuerpos lenticulares del techo se interpretan como probables canales mareales con barras de punta (Olivero et al. 2020).

En su perfil tipo, la formación contiene niveles con abundantes fósiles de foraminíferos, braquiópodos, moluscos, equinoideos (Furque y Camacho 1999; Olivero y Malumián 1999) y vertebrados, que incluyen restos del pingüino fósil *Palaeudyptes gunnari* (Wiman) y de tortugas dermoquéli-

das (Acosta Hospitaleche y Olivero 2016, Bona et al. 2024). Contiene también abundantes icnofósiles de la icnofacies de Cruziana, entre los que se destacan *Curvolithus*, *Diplocraterion*, *Euflabella*, *Gyrochorte*, *Macaronichnus*, *Tasselia*, *Thalassinoides*, entre otros (López Cabrera et al. 2008; Olivero y López Cabrera 2010, 2013). La edad de la formación fue establecida originalmente mediante foraminíferos y nanoplankton calcáreo y referida al Eoceno medio tardío (Malumián et al. 1994; Olivero y Malumián 1999). Nuevos datos provenientes de bioestratigrafía de nanoplankton calcáreo (Bedoya Agudelo 2019), dinoflagelados (Amenábar et al. 2022) y dos dataciones isotópicas por U-Pb (Olivero et al. 2020; Fig. 2, Material Suplementario B) con valores de edades entre 37.2 ± 0.9 y 38.3 ± 1.8 Ma (promedios ponderados de granos de circones más jóvenes) y ca. 39 y 39.6 ± 0.82 (pico de gráfico de probabilidad relativa) confirman una edad eocena media tardía para la formación.

La Formación Leticia se correlaciona (Fig. 2) con la parte inferior de la Formación Aurelia y con las capas de San Justo (asignadas previamente a la Formación Ballena) en la superficie de Tierra del Fuego, con el horizonte denominado Glauconítico B y parte de la Formación Uribe en el subsuelo del norte de Tierra del Fuego, y con la Formación Man Aike y parte de la Formación Magallanes Inferior en el subsuelo del SE de Santa Cruz.

Formación Aurelia. Manson (1961); nom. subst. **en este trabajo para Sección Aurelia.** Corresponde a las capas denominadas Formación La Despedida por Codignotto y Malumián (1981). Como este nombre fue transferido a una unidad de rango mayor (Grupo La Despedida), se utiliza la denominación original de Manson (1961). Con anterioridad, De Ferrariis (en Fossa Mancini et al. 1938) incluyó estas capas en sus “Estratos del Río Turba”, designación que abarca un conjunto variado de areniscas y pelitas, que actualmente comprenden varias formaciones (Formación Aurelia, parte del Grupo Río Claro y parte del Grupo Cabo Domingo) expuestas en el valle del río Menéndez. Se prefiere el nombre dado por Manson (1961) por ser más específico y porque este autor delimitó en forma muy precisa sus afloramientos en un mapa geológico y describió detalladamente el perfil tipo.

El perfil tipo de la formación está sobre la margen derecha del río Menéndez (Fig. 4c), en cercanías del puente de la ruta nacional complementaria “b”, frente a la Estancia Aurelia (Manson 1961; Codignotto y Malumián 1981; Malumián 1989). En el perfil tipo la formación alcanza un espesor mínimo de ca. 400 m, y probablemente más de 500 m proyectando las partes cubiertas, de areniscas y pelitas, con conglomerados y coquinas subordinados. Consta de una sucesión basal de areniscas, espesor ca. 240 m (denominada facies “Lower

Sand” por Manson 1961) sin base expuesta; otra intermedia de pelitas, espesor ca. 120 m (facies “Shale” de Manson); y una superior de areniscas, fangolitas y conglomerados de intraclastos pelíticos, espesor ca. 25 m (facies “Upper Sand” de Manson, Fig. 4c). Las dos primeras sucesiones integran el miembro inferior de Malumián (1989). Aguas arriba del puente sobre la ruta “b”, hay afloramientos saltuarios de areniscas y coquinas (el miembro superior de Malumián 1989), que culminan con la discordancia regional u5 sobre la que se asienta la Formación Tchat-chii del Grupo Cabo Domingo. Otros afloramientos de la Formación Aurelia se conocen también en cercanías de la Estancia La Despedida, en el valle del río Menéndez, más al sur del perfil tipo, y en los valles de los ríos Ona y Bella Vista (véase Gutiérrez et al. 2024).

Los perfiles más completos conforman una sucesión probablemente de ambiente deltaico, que contiene niveles con fósiles marinos, entre los que se mencionan dinoquistes, foraminíferos, nanoplankton calcáreo, moluscos y crinoideos, referidos al Eoceno medio-superior (Codignotto y Malumián 1981; Malumián 1989; Amenábar et al. 2022; véase Gutiérrez et al. 2024). Por sectores son comunes los icnofósiles, particularmente *Ophiomorpha nodosa*, *Tasselia ordamensis* y *Paradictyodora antarctica*. La Formación Aurelia se correlaciona con las capas de San Justo y con las formaciones Leticia y Cerro Colorado (miembros CCa-CCc). En el subsuelo de Tierra del Fuego es equivalente al Glauconítico B y se correlaciona con la Margosa Media, o miembro Medio de la Formación Uribe, y con parte de la Formación Man Aike en el subsuelo de Santa Cruz (Fig. 2).

Formación Cerro Colorado. Olivero y Malumián (1999). Los mejores afloramientos de la Formación Cerro Colorado (Figs. 5, 6) se conocen en la subcuenca María Luisa; en su perfil tipo, situado en el cerro epónimo, la formación alcanza 855 m de espesor (Olivero y Malumián 1999) y en el cabo José alcanza 935 m de espesor (Torres Carbonell et al. 2009). Otros afloramientos se conocen en el ambiente de antifosa de la punta Guesa (Malumián y Olivero 2006; Ponce et al. 2007). En el perfil tipo se reconocen cuatro miembros –CCa, CCb, CCc y CCd– conformados por sucesiones grano y estratocrecientes, que pasan de base a techo de fangolitas con escasos bancos delgados de areniscas finas gradadas a bancos potentes de arenisca masiva o con estratificación paralela, ondulosa o dunas escalantes. En la subcuenca María Luisa, los depósitos de la formación constituyen un sistema turbidítico de ambiente marino profundo, dominado por depósitos de albardones y canales (Torres Carbonell et al. 2009; Olivero et al. 2010; Torres Carbonell y Olivero 2012), y en parte por depósitos de lóbulo de avulsión de gran espesor (Olivero y Torres Carbonell 2022). En el ambiente de antefo-

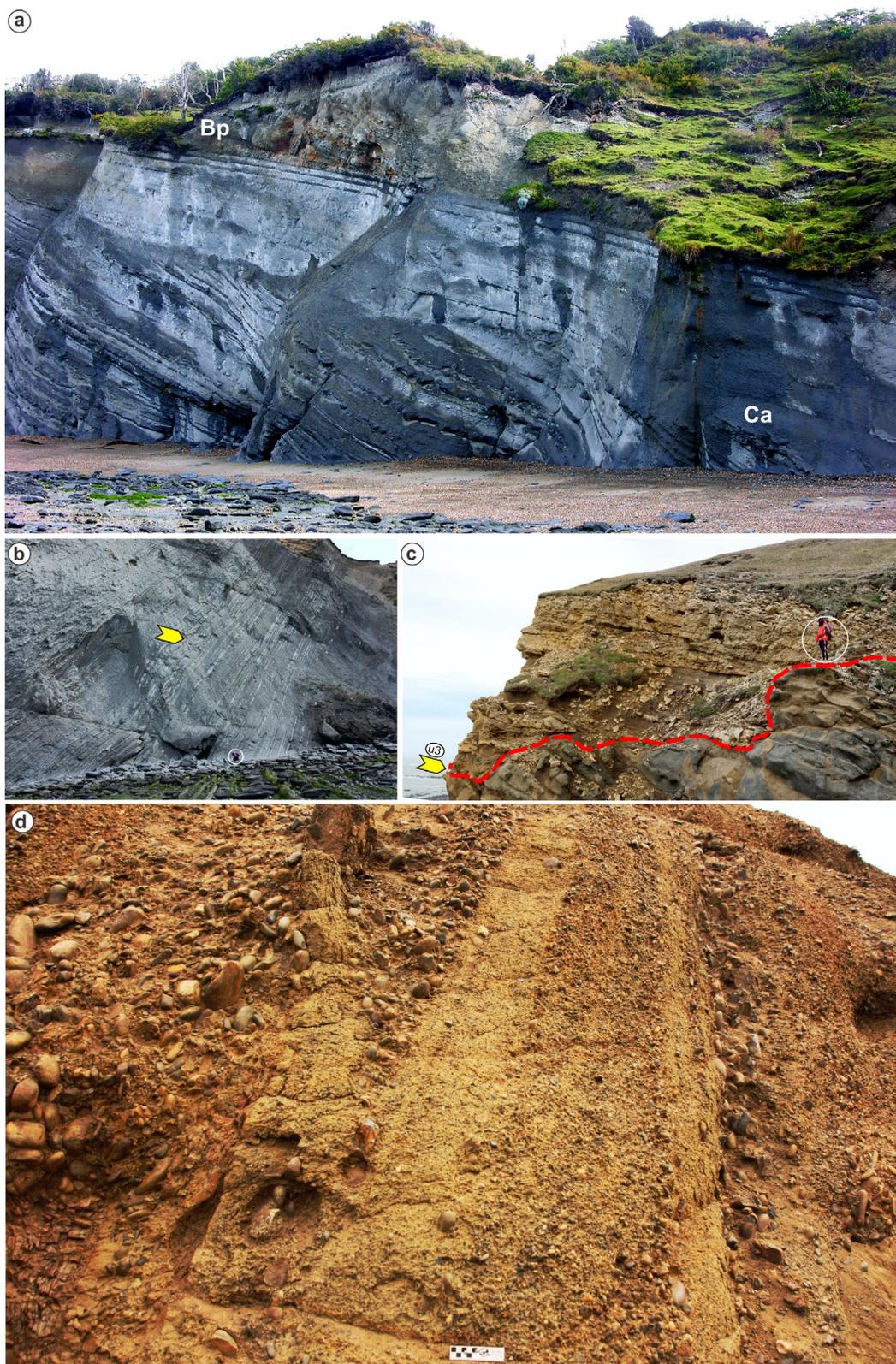


Figura 5. Rasgos generales del Grupo La Despedida. a, b). Formación Cerro Colorado, complejo turbidítico de canal-albardón. Canal (Ca), con base erosiva y lentes de conglomerados con restos fósiles en la base, sucedidos por paquetes de acreción lateral interpretados como depósitos de barra de punta (Bp), cabo José, altura del acantilado ca. 8 m (a). Turbiditas delgadas, con niveles internos deslizados (flecha) interpretadas como depósitos de albardón, cerro Colorado (b). c). Formación Río Bueno sobrepuesta a la discordancia angular u3 (flecha) labrada en la Formación Punta Noguera, note el marcado relieve de la discordancia. d). Capas de San Justo, conglomerados y areniscas conglomerádicas con estructura de estratificación cruzada, escala 10 cm. En (b) y (c) persona (círculo) de escala.

sa, los depósitos de la formación se interpretan como lóbulos turbidíticos (Ponce et al. 2007).

En el perfil tipo, el Miembro CCa apoya discordantemente sobre la Formación Leticia (Fig. 4d), marcando un abrupto cambio de facies sedimentarias –depósitos mareales cubiertos por turbiditas marinas profundas– que denota una rápida profundización de la subcuenca María Luisa. Sobre el Miembro CCd, un nivel paraconcordante (Fig. 6b-d) del Conglomerado Tchat-chii continúa con areniscas gruesas de la Formación María Cristina (Malumián y Olivero 2006; Olivero y Malumián 2008). En el perfil del cabo José, la formación se apoya en discordancia angular (discordancia u4) sobre la Formación La Barca (Torres Carbonell et al. 2009). En la base hay un paquete tobáceo retrabajado de 5 a 6 m de espesor, con bivalvos, corales solitarios y nautiloideos, que fue inicialmente asignado a la Formación Leticia (Torres Carbonell et al. 2009), pero que se reinterpreta aquí como un residuo basal de la erosión total de la Formación Leticia. Hacia arriba continúan facies semejantes a las del perfil tipo, con depósitos de albardón, canales y barras de punta (Fig. 5a, b). En este perfil el techo de la formación subyace en probable paraconcordancia a la Formación Puesto José (Torres Carbonell et al. 2009).

La Formación Cerro Colorado tiene trazas fósiles de la icnofacies de Nereites, incluyendo grafogliptidos como *Cosmorhapse*, *Desmograpton*, *Glockerichnus*, *Helicolithus*, *Helminthorhapse*, *Paleodictyon*, *Urohelminthoida*, abundantes fragmentos retrabajados de moluscos y escasos niveles con crinoideos, asteroideos y huesos de cetáceos (López Cabrera et al. 2008; Olivero y Malumián 2008; Olivero et al. 2010). Sobre la base de la bioestratigrafía de foraminíferos la edad de la formación se asigna al Eoceno medio tardío-Eoceno tardío, tanto en su perfil tipo como en la punta Gruesa (Olivero y Malumián 1999, 2008; Malumián y Olivero 2006; Malumián y Jannou 2010) y en el cabo José (Torres Carbonell et al. 2009). El nanoplancton calcáreo, por otra parte, indica para el perfil tipo una edad eocena tardía-oligocena temprana (Bedoya Agudelo et al. 2021). Dos dataciones isotópicas por U-Pb en circones en los miembros CCa y CCc confirman estas edades, con picos más jóvenes de 33.9 ± 0.6 y $33.2 \pm .4$ Ma (Barbeau et al., 2009, Fig. 2). Parte de la formación se correlaciona con el tramo superior de la Formación Aurelia, y con la Margosa Media (Formación Uribe, Miembro medio) del subsuelo de Tierra del Fuego (Fig. 2; Olivero y Malumián 1999, 2008).

Grupo Cabo Domingo (Malumián 1999; emend. Malumián y Olivero 2006, este trabajo)

Este grupo comprende a la cuña clástica más joven de los Andes Fueguinos que se depositó durante las etapas fina-

les y poco después de la finalización de la deformación contraccional en la Faja Corrida y Plegada. Agrupa una variada sucesión litológica que alcanza más de 1.500-2.000 m, dependiendo del área y rellena la última antifosa de la cuenca y la parte superior de la subcuenca de techo de cuña María Luisa. El grupo se distribuye en dos sectores principales: uno en una faja de orientación general NO-SE, situada dentro o en el límite de la Faja Corrida y Plegada Fueguina y otro de mayor extensión, situado al norte de esta faja y distribuido en la región septentrional de la isla de Tierra del Fuego (Fig. 1).

La parte del grupo que está restringida a la Faja Corrida y Plegada Fueguina, o situada en su límite, comprende a las formaciones Tchat-chii, María Cristina, Puesto Herminita, Desdémona, Puesto José, Malengüena, e Irigoyen, (Fig. 2). Estas formaciones componen un conjunto litológico variado dominado por fangolitas y localmente por areniscas y conglomerados. En su mayor parte, se interpretan como depósitos de sistemas turbidíticos dominados por fangolitas de talud depositacional y, en forma subordinada, por sistemas de fan-delta y de relleno de canales, dominados por areniscas y conglomerados. La otra parte del grupo, distribuida al norte de la Faja Corrida y Plegada Fueguina, comprende a las formaciones Ladrillero, San Pablo, Viamonte, Carmen Silva, Castillo y Cullen (Fig. 2). Las tres primeras incluyen depósitos predominantemente arenosos de sistemas turbidíticos de ambiente marino profundo con elementos de lóbulos, complejos de canal-albardón, y depósitos deformados de talud depositacional y relleno de cañones. Las dos últimas formaciones del grupo comprenden fangolitas, tobas, y areniscas que representan ambientes deltaicos y fluviales, con los que se completa el relleno de la antifosa.

El Grupo Cabo Domingo se asienta sobre la discordancia u5 labrada en el techo del Grupo La Despedida. En la región central de la Faja Corrida y Plegada Fueguina esta discordancia es muy notoria y la base del grupo está marcada por bancos espesos de conglomerado grueso de la Formación Tchat-chii (Fig. 6a). Hacia la región oriental, esta formación pierde espesor hasta casi desaparecer y el contacto entre los grupos La Despedida y Cabo Domingo es menos evidente (Fig. 6b-d). Por el contenido de foraminíferos, nanoplancton calcáreo y moluscos fósiles las sedimentitas marinas del grupo se asignan al lapso Oligoceno-Mioceno Temprano (Malumián y Olivero 2006; Scarpa y Malumián 2008; Torres Carbonell et al. 2009; Malumián y Jannou 2010; Bedoya Agudelo 2019; López Cabrera y Olivero 2021). Las sedimentitas fluviales cuspidales del grupo preservan vertebrados continentales del Mioceno Temprano tardío (Olivero et al. 2015; Bargo et al. 2018). Las edades resultantes de dataciones isotópicas utilizando varios métodos son coherentes con los datos pa-

leontológicos (Fig. 2 y Material Suplementario C y D).

Formación Tchat-chii. Malumián (1989). El perfil tipo de la Formación Tchat-chii está situado en el cerro epónimo, donde la formación alcanza más de 60 m de espesor mínimo. La formación está constituida predominantemente por conglomerados gruesos, polimícticos, matriz sostén, dispuestos en bancos espesos, y subordinadamente bancos de conglomerados clastos sostén y areniscas conglomerádicas. La mayoría de los bancos conglomerádicos están mal seleccionados, dominan clastos de tamaño guijarro con variaciones entre guija y bloque (Fig. 6a). Algunos bancos de conglomerados clasto-sostén tienen clastos imbricados, que indican dispersión hacia el N-NO. La base está dada por la discordancia u5, labrada en la Formación Aurelia (Fig. 6a), y el techo no está expuesto, pero probablemente pasa en forma transicional a las formaciones María Cristina y Puesto Herminita (Malumián y Olivero 2006). La facies dominante de conglomerado matriz sostén se interpreta como depósitos de flujos hiperconcentrados, originados en la parte submarina profunda de ambientes de fan-delta. Los conglomerados clasto-sostén y areniscas conglomerádicas se interpretan como depósitos de turbiditas de alta densidad.

Fuera del perfil tipo se conocen otros afloramientos aislados en los valles de los ríos Menéndez y Ona y en sectores cercanos (véase Gutiérrez et al. 2024). En la costa atlántica hay un nivel de conglomerado matriz sostén, interpuesto entre las formaciones Cerro Colorado (Miembro CCd) y María Cristina (Fig. 6c), que se interpreta como equivalente a la Formación Tchat-chii (Malumián y Olivero 2006). Sobre la base del contenido de foraminíferos y nanoplancton calcáreo de las formaciones infra y suprayacentes la formación se asigna al Oligoceno (Malumián y Olivero 2006; Scarpa y Malumián 2008; Bedoya Agudelo et al. 2021). Previamente, la formación había sido identificada con el Glauconítico A, Oligoceno temprano, del subsuelo de Tierra del Fuego (Manson 1961; Fig. 2).

Formación María Cristina. Malumián y Olivero (2006), nom. subst. **este trabajo, para las capas de la Estancia María Cristina.** La formación está constituida por una sucesión grano y estrato decreciente de areniscas y fangolitas, que está distribuida tanto en la subcuenca María Luisa como en la antifosa oligocena. En razón que su distribución en ambientes distintos de la cuenca está acompañada de variaciones litológicas y de espesor notables, se designa un perfil tipo compuesto, que incluye secciones tipo en dos localidades. En la subcuenca, su perfil tipo se sitúa en el cerro Colorado, donde expone una sucesión de areniscas medianas-gruesas en la base y pelitas en el techo (> 130 m de espesor), que incluye niveles con asentamientos sinsedimentarios (Fig. 6b,

d). En los afloramientos de antifosa de la punta Gruesa, otro perfil representativo (paraestratotipo) expone una sucesión similar, la que alcanza 170 m de espesor. Otros afloramientos menores, predominantemente de pelitas, se conocen sobre la Ruta Nacional N° 3 y en otros sectores del interior de la isla (Malumián y Olivero 2006). La base de la formación sucede transicionalmente a la Formación Tchat-chii y el techo se interpreta como transicional con la Formación Puesto Herminita. En el perfil de la punta Gruesa, la falla del límite norte de la Faja Corrida y Plegada (Fig. 1) pone a la Formación María Cristina sobre la Formación Puesto Herminita.

La formación representa un fuerte pulso de subsidencia y profundización, con paleobatimerías dentro de la profundidad de compensación del carbonato de calcio (CCD, por su sigla en inglés). Contiene foraminíferos y nanoplancton calcáreo que indican una edad oligocena temprana (Malumián y Olivero 2006; Scarpa y Malumián 2008; Bedoya Agudelo et al. 2021). La formación se correlaciona con parte de la Formación Puesto José (Torres Carbonell et al. 2009), con la Margosa Superior o miembro Superior de la Formación Uribe y con el Glauconítico A, en el subsuelo de Tierra del Fuego (Malumián y Olivero 2006). Dataciones isotópicas U-Pb en circones detríticos de las formaciones infra- y suprayacentes son coherentes con la asignación de la Formación María Cristina al Oligoceno temprano (Fig. 2).

Formación Puesto Herminita. Malumián y Olivero (2006), nom. subst. **este trabajo, para las capas del Puesto Herminita.** La formación consta de una sucesión de capas plegadas predominantemente de fangolitas, con areniscas intercaladas subordinadas. Sus mejores perfiles se sitúan en las cercanías del Puesto Herminita (más de 200 m de espesor) y en la punta Gruesa, en proximidades del límite norte de la Faja Corrida y Plegada Fueguina (Fig. 1). En este último sitio, la formación aflora en ambos limbos de un anticlinal, que se designa como su perfil tipo. En el limbo sur del anticlinal, limitado por falla debajo de la Formación María Cristina, se exponen c. 200 m de areniscas y fangolitas (Malumián y Olivero 2006). En el limbo norte la formación expone un perfil más completo, ca. 425 m de espesor, dominado por fangolitas, con bancos de areniscas subordinados hasta la mitad del perfil y con frecuentes niveles de asentamientos sinsedimentarios en su parte superior (Ponce 2009). Otros afloramientos se conocen en el cerro Colorado, sobre la costa atlántica y en el interior de la isla (Malumián y Olivero 2006; Olivero y Malumián 2008).

La base de la formación sigue en forma transicional a la Formación María Cristina en el perfil del cerro Colorado, subcuenca María Luisa. El techo de la formación no está bien expuesto, pero en la antifosa oligocena, al norte de la punta

Gruesa, ha sido interpretado como discordante por debajo de la Formación Desdémona (Malumián y Olivero 2006; Ponce et al. 2008). Las sedimentitas de la formación corresponden a depósitos marinos profundos, originados por debajo de la CCD (Malumián y Olivero 2006). Su parte superior con asentamientos sinsedimentarios se ha interpretado como originada en un talud depositacional (Ponce 2009). Contiene niveles con gastrópodos y bivalvos fósiles. Por su contenido de foraminíferos se refiere al Oligoceno tardío inferior (Malumián y Olivero 2006; Malumián y Jannou 2010). Por su contenido de nanoplancton calcáreo la formación se refiere al Oligoceno (Bedoya Agudelo 2019). Una datación de U-Pb en circones detríticos de edad 26.3 ± 0.3 en su perfil tipo (Barbeau et al. 2009) es consistente con estas edades. La Formación Puesto Herminita se correlaciona con parte de la Formación Puesto José. En el subsuelo se correlaciona con la Margosa Superior o Formación Uribe Superior del norte de Tierra del Fuego y tentativamente con las formaciones Magallanes Superior y Río Leona en el sur de Santa Cruz (Fig. 2).

Formación Desdémona. Malumián y Olivero (2006). Comprende una sucesión suavemente plegada, de aproximadamente 220 m de espesor, compuesta predominantemente de fangolitas con concreciones, con frecuentes asentamientos sinsedimentarios (Fig. 6e), e intercalación de bancos delgados, densamente bioturbados, de areniscas glauconíticas hacia el techo. Se la conoce solamente en su perfil tipo, en la antifosa oligocena al norte de la punta Gruesa (Malumián y Olivero 2006). La base no está bien expuesta, pero se interpreta como una discordancia relacionada al crecimiento de una pendiente depositacional en un frente de deformación activo. Su techo es cubierto discordantemente por la Formación Ladrillero (Ponce et al. 2008). Se la interpreta como depósitos de talud, originados en la lisoclina y por su contenido de foraminíferos se refiere al Oligoceno tardío-Mioceno Temprano basal (Malumián y Olivero 2006; Malumián y Jannou 2010). Igual edad se infiere por su contenido de nanoplancton calcáreo (Bedoya Agudelo 2019). Se correlaciona con la parte superior de la Formación Puesto José y con las formaciones Magallanes Superior y Río Leona-San Julián en el sur de Santa Cruz (Fig. 2).

Formación Puesto José. Torres Carbonell et al. (2009). Comprende más de 1.600 m, y probablemente más de 1.800 m, predominantemente de fangolitas con intercalación de turbiditas delgadas y, hacia el techo, bancos lenticulares de areniscas. Tiene frecuentes horizontes espesos de depósitos de remoción en masa submarinos. Se la conoce solamente en su perfil tipo de la costa atlántica, en cercanías del Puesto José en la subcuenca de techo de cuña (*wedge top*) María Luisa (Fig. 1). La base es paraconcordante con la Formación Cerro

Colorado y el techo ha sido interpretado como discordante (Torres Carbonell et al. 2009; Malumián y Jannou 2010). Observaciones recientes indican, sin embargo, un contacto de techo transicional con la Formación Malengüena, con erosión localizada en la base de cuerpos sedimentarios canalizados (Fig. 2).

La formación se refiere al Oligoceno por su contenido de foraminíferos (Torres Carbonell et al. 2009) y de nanoplancton calcáreo (Bedoya Agudelo 2019). En superficie, la formación es un equivalente lateral del conjunto de formaciones María Cristina hasta Desdémona; en el subsuelo de Tierra del Fuego equivale al Glauconítico A y parte superior de la Formación Uribe (Margosa Superior) y en el subsuelo de Santa Cruz a la Formación Magallanes Superior (Fig. 2).

Formación Malengüena. Torres Carbonell et al. (2009). Comprende una sucesión de ca. 350 m de espesor mínimo de conglomerados, en ocasiones con abundantes fragmentos de moluscos y equinoideos, areniscas medias-gruesas y escasos niveles de pelitas. Se la conoce solamente en su área tipo del cabo Malengüena y la punta Isleta. Los cuerpos de conglomerados y areniscas tienen geometría lenticular y arreglo interno grano-estrato decreciente y se interpretan como relleno de canales de un sistema turbidítico originado al pie de un talud depositacional. De acuerdo a nuevas observaciones se reinterpretan sus relaciones de base y techo; la base apoya transicionalmente sobre la Formación Puesto José en la punta Isleta sur y su techo no está expuesto, ya que la parte superior de la formación en el perfil de la punta Isleta norte, originalmente separada como estratos innominados, se reinterpreta como parte integral de la Formación Malengüena.

Entre los numerosos fragmentos de moluscos, la mayoría indeterminados, se reconoce abundantes conchillas de *Turritella* sp. Algunos niveles tienen abundantes trazas de *Ophiomorpha rudis*, y de los icnogéneros *Chondrites* y *Phymatoderma*. Su contenido de foraminíferos sugiere una edad post-chatiana temprana (Oligoceno tardío) y probablemente miocena (Torres Carbonell et al. 2009). Dada la interpretación actual de sus relaciones estratigráficas de base, transicional con la Formación Puesto José, se sugiere como más probable su asignación al Oligoceno tardío-Mioceno Temprano. La formación se correlaciona con parte de la Formación Magallanes Superior (formaciones San Julián-Monte León) del subsuelo de Santa Cruz (Fig. 2).

Formación Irigoyen. Malumián y Olivero (2005); emend. este trabajo. El perfil tipo de la formación está sobre la costa atlántica, al NO de la desembocadura del río Irigoyen, donde se exponen ca. 75 m de sedimentitas subhorizontales, con ligera inclinación de 3-5° hacia el NNO (Figs. 1, 7). La base y el techo no están expuestos. La formación está afectada

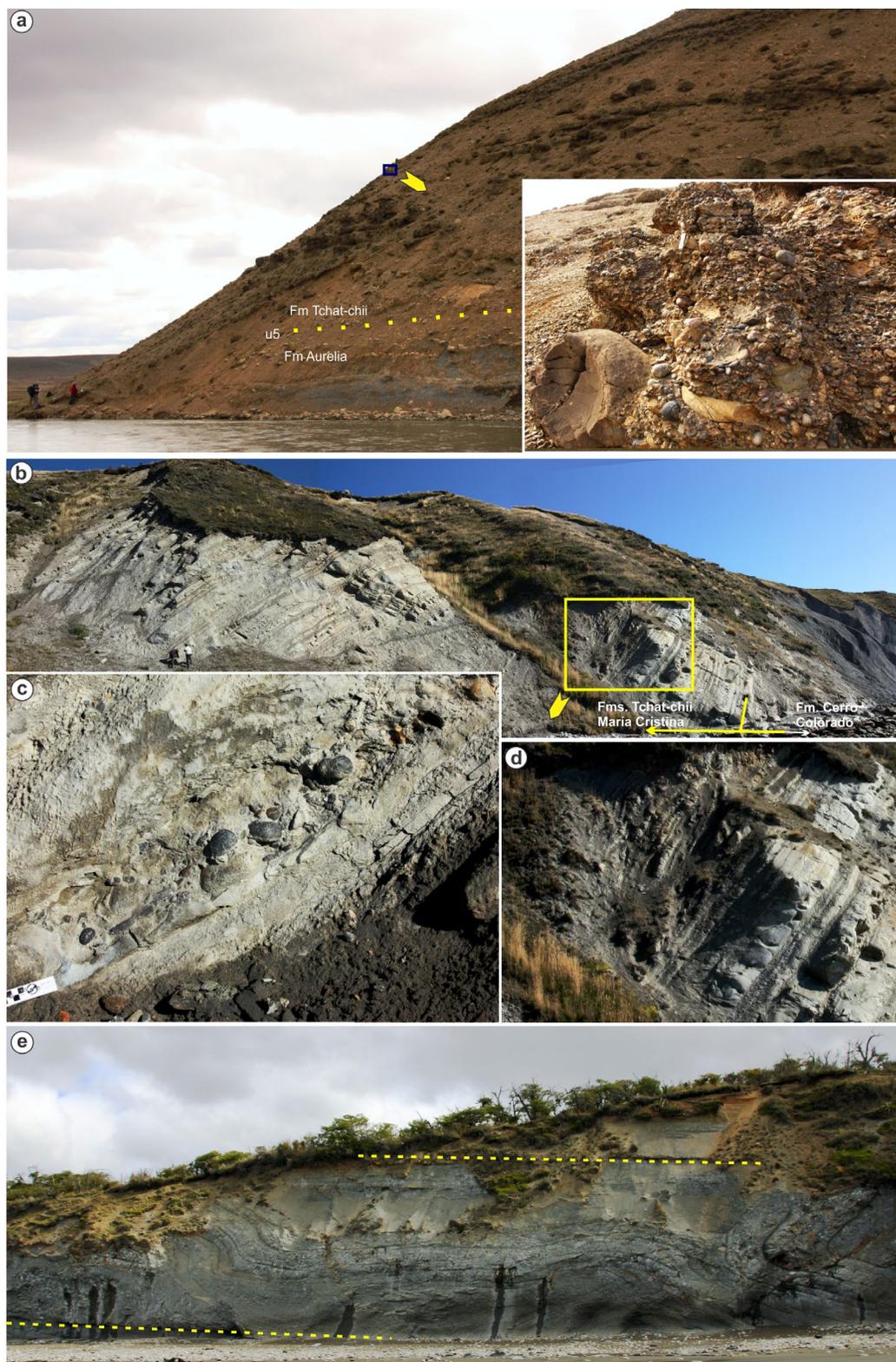


Figura 6. Contacto discordante entre los grupos Cabo Domingo y La Despedida. Depósitos de remoción en masa submarinos. a). Río Menéndez-cerro Tchat-chii, contacto discordante (discordancia u5) entre las formaciones Aurelia (Grupo La Despedida) y Tchat-chii (Grupo Cabo Domingo). El recuadro sitúa el detalle de un banco de conglomerado de la Formación Tchat-chii. b, c, d). Cerro Colorado, costa atlántica, contacto paraconcordante entre la Formación Cerro Colorado, Miembro CCd (Grupo La Despedida) y las formaciones Tchat-chii y María Cristina (b); detalle del nivel de conglomerado de la Formación Tchat-chii (c), escala en cm; y detalle del nivel con asentamientos sinsedimentarios en la Formación María Cristina (d). Personas de escala en (a) y (b). El recuadro en (b) muestra la situación del detalle en (d). e). Formación Desdémona, depósitos de remoción en masa submarinos, intercalados entre fangolitas suavemente inclinadas (línea de guiones amarillos). Altura acantilado ca. 12 m.

por un sistema de fallas subverticales –con desplazamientos de hasta una decena de metros– de las cuales solamente se muestran las fallas principales en la figura 7. En el valle del río Irigoyen, hasta ca. 5 km aguas arriba de su desembocadura, en las curvas externas de los meandros hay afloramientos aislados de la formación.

El perfil tipo tiene dos secciones bien diferenciadas (Fig. 7d). La sección inferior (entre 0.50 m) tiene en la base bancos espesos lenticulares de conglomerados polimícticos, con clastos redondeados, seguidos de depósitos espesos de brechas sinsedimentarias, con grandes bloques replegados, abundantes intraclastos de madera carbonizada y moluscos fósiles. Escasos bancos delgados de areniscas con gradación normal tienen turboglifos y ondulitas escalantes, que indican paleocorrientes dirigidas hacia el NNO. Siguen areniscas finas, rítmicamente estratificadas, que traslapan notoriamente sobre el paquete de brechas, y fangolitas con niveles localizados de depósitos deformados. Continúan areniscas finas-medias con lentes conglomerádicos, seguidos de depósitos heterolíticos de arenisca fina-limolita arenosa, canalizados y con estratificación cruzada. La sección inferior culmina con bancos espesos de conglomerados lenticulares fosilíferos, de base notoriamente erosiva, con intercalación de lentes de brechas, con repliegues sinsedimentarios y bloques de grandes concreciones. La sección superior (ca. 50-75 m) está separada de la anterior por una falla importante y se compone predominantemente de bancos fosilíferos alternantes de areniscas muy finas limosas y limolitas. En su porción estratigráficamente más alta hay bancos subordinados de conglomerados finos y areniscas con estructuras de estratificación cruzada de escala media a grande.

La presencia relativamente común de espesos niveles localizados de capas deformadas, interpretadas como deslizamientos sinsedimentarios, sugieren para la sección inferior un ambiente marino de talud deposicional, en parte surcado por canales pandos submarinos y situado por debajo de la profundidad de acción de olas. La porción estratigráficamente más alta de la sección inferior y la sección superior, con conglomerados lenticulares fosilíferos, areniscas rítmicamente estratificadas y estructuras de estratificación cruzada de escala media a grande, sugieren ambientes más someros con probable influencia de mareas que habrían elaborado canales rellenos con conglomerados fosilíferos y depósitos heterolíticos con estructuras de acreción lateral (Fig. 7d).

Nuevos perfiles realizados en el área tipo (López Cabrera y Olivero 2021; este trabajo), resultan en un nuevo arreglo para los tramos estratigráficos previamente reconocidos en la formación. En particular, el tramo con las muestras 430 y 431 de Malumián y Olivero (2005), situado anteriormente entre ca.

15-40 m (Fig. 7d), en realidad se sitúa estratigráficamente por encima, entre ca. 50-70 m del perfil. La formación contiene abundantes moluscos fósiles, la mayoría de ellos conocidos también para la Formación Carmen Silva, entre los que sobresalen los gastrópodos *Perissodonta ameghinoi* (López Cabrera y Olivero 2021), *Turritella* sp., *Cirsotrema* sp. y grandes conchillas de volútidios semejantes a *Miomelon castilloensis*, escafópodos, serpúlidos, corales solitarios y fragmentos de conchillas de bivalvos. En la sección superior se han reconocido gastrópodos (*Chenopus* sp.), bivalvos (*Nucula* sp. aff. *N. grandis*), equinoideos irregulares, braquiópodos terebratulidos y corales solitarios. Se conocen además foraminíferos, parte de ellos también característicos de la Formación Carmen Silva (Malumián y Olivero 2005; Malumián y Scarpa 2005) y nanoplancton calcáreo (Bedoya Agudelo 2019). Las edades interpretadas para la formación difieren según los autores, Mioceno tardío-Plioceno (Malumián y Olivero 2005; Malumián y Scarpa 2005) o Mioceno Temprano (Bedoya Agudelo 2019; López Cabrera y Olivero 2021). Dada la similar composición de los microfósiles y megafósiles de la Formación Irigoyen con aquellos de la Formación Carmen Silva, del Mioceno Inferior (véase Formación Carmen Silva más abajo), particularmente para la sección inferior del perfil, se favorece aquí una edad miocena temprana (Fig. 2).

Formación Ladrillero. Malumián y Olivero (2006), nom. substit. **este trabajo para las capas del Cabo Ladrillero**. El perfil tipo, ca. 180 m de espesor, se expone a lo largo de 18 km en el acantilado situado al SE del cabo San Pablo y NO del cabo Ladrillero (Figs. 1, 4, 8, 9 y 10; cf. Malumián y Olivero 2006). Fuera del área tipo hay afloramientos aislados en diversos puntos del interior de la isla (Olivero y Malumián 2008). La formación incluye dos paquetes litológicos bien diferenciados, uno de posición estratigráfica inferior y otro de posición superior (Ponce et al. 2008; Ponce 2009).

El paquete inferior, de orientación subhorizontal, apoya en discordancia sobre la Formación Desdémona (Fig. 8a), aflora al SE del cabo San Pablo y consta aproximadamente de 80 m de fangolitas y bancos delgados de areniscas con gradación normal con estratificación cruzada epsilon.

El paquete superior aflora entre el cabo San Pablo y la roca Champion (Figs. 1, 4, 9, 10). La base no está expuesta y el techo infrayace a la Formación San Pablo en marcada discordancia de notable relieve erosivo (Fig. 10c). Comprende ca. 100 m de sedimentitas muy variadas, depositadas en clinofomas inclinadas hacia el NE. Las sedimentitas incluyen cuerpos tabulares de areniscas finas y areniscas finas-fangolitas heterolíticas; cuerpos lenticulares de bancos espesos de areniscas finas gradadas con turboglifos y laminación ondulítica, que pasan transicionalmente a asociaciones he-

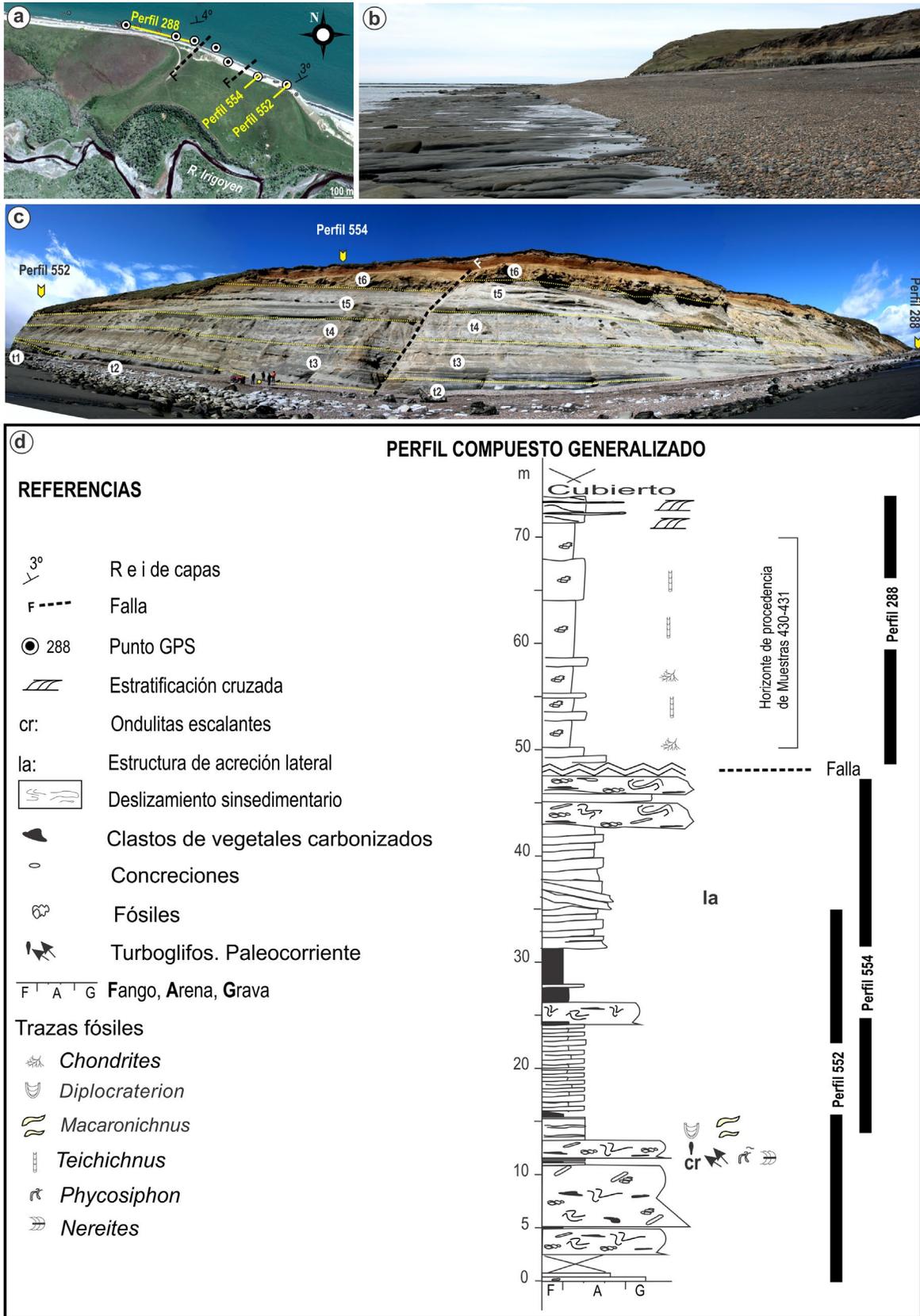


Figura 7. Detalles de la Formación Irigoyen en su área tipo. a). Situación del perfil compuesto indicado en d). b). Areniscas muy finas y limolitas de la sección superior, expuestas en la plataforma de abrasión intermareal, perfil 288. c). Vista panorámica de afloramientos de la sección inferior, perfiles 552 y 554, y situación relativa del perfil 288. d). Perfil compuesto de la formación, con la situación de los perfiles 552, 554, y 288. La situación de la Fig. 7a se indica en la Fig. 1b).

terolíticas de areniscas finas y fangolitas, con abundantes vegetales carbonizados; y grandes cuerpos deslizados y deformados con repliegues sinsedimentarios (Ponce et al. 2008; Rodríguez 2023). En el techo, y limitado por la discordancia con la Formación San Pablo, hay un horizonte continuo de depósitos deslizados (Fig. 10c). Un rasgo característico de la formación es la densa concentración de diques clásticos que cortan a la unidad (Fig. 8b).

El paquete inferior se interpreta como depósitos turbidíticos marinos profundos, canalizados, con barras de acreción lateral y confinados a estructuras sinclinales de la Formación Desdémona (Ponce et al. 2008; Ponce 2009). En los clinotemas del paquete superior, los bancos tabulares de areniscas finas y heterolitas (Figs. 9, 10c), se interpretan como depósitos de lóbulos colgados en las clinofórmulas (*perched lobes*, Rodríguez 2023). Los cuerpos lenticulares de areniscas gradadas-fangolitas carbonosas corresponderían a depósitos turbidíticos de la zona de transición canal-lóbulo y los cuerpos deslizados y replegados a depósitos de remoción en masa submarinos (Figs. 9, 10; Ponce et al. 2008; Ponce 2009; Rodríguez 2023). Las paleocorrientes medidas en turboglifos y laminación ondulítica están dirigidas hacia el NE, i.e., en la dirección de inclinación de las clinofórmulas.

Los depósitos de la Formación Ladrillero se originaron en condiciones batiales, por debajo de la CCD (Malumián y Olivero 2006). Tudisca et al. (2012) infieren un ambiente somero para la formación, pero los autores del presente trabajo concuerdan con estudios anteriores que se trata de depósitos batiales de clinofórmula, situados en parte por debajo de la CCD (Malumián y Olivero 2006; Ponce et al. 2008; Ponce 2009; Rodríguez 2023).

La Formación Ladrillero tiene pocos fósiles, principalmente trazas fósiles en niveles delgados de depósitos de lóbulos y caracterizadas por los icnogéneros *Chondrites*, *Gyrophyllites*, *Nereites*, *Scolicia*, *Tasselia* y *Zoophycos*, entre otros (López Cabrera et al. 2008). Los microfósiles diagnósticos son escasos, salvo por ciertos taxones miocenos de foraminíferos (Malumián y Olivero 2006) y nanoplancton calcáreo (Bedoya Agudelo 2019). Su edad miocena inferior se infiere principalmente por sus relaciones estratigráficas, pues se sobrepone a la Formación Desdémona del Oligoceno tardío-Mioceno Temprano basal, y subyace a la Formación San Pablo que tiene circones detríticos de c. 21 Ma (Fig. 2, Material Suplementario C).

Formación San Pablo. Malumián y Olivero (2006), nom. substit. **este trabajo para las capas del Cabo San Pablo**. La formación se conoce principalmente en su área tipo, en la costa atlántica entre los cabos San Pablo y Ewan, donde se expone un perfil tipo compuesto de ca. 120 m de bancos

espesos, subhorizontales, de areniscas medias a gruesas, frecuentemente sabulíticas con fragmentos de conchillas de moluscos y corales solitarios, y heterolitas de areniscas finas-fangolitas intercaladas. Su base se apoya en marcada discordancia erosiva sobre la Formación Ladrillero (Fig. 10c) y su techo está cortado por una discordancia erosiva de notable relieve, que la separa de la Formación Viamonte (Ponce et al. 2008; Olivero y Torres Carbonell 2021).

Los depósitos de la formación tienen dos tipos de arreglo arquitectural: i) bancos espesos, tabulares, con frecuentes estructuras tractivas de dunas escalantes y laminación paralela, con frecuentes superficies erosivas internas; y ii) bancos espesos de arenisca lenticular (Fig. 11). Estos distintos arreglos se interpretan como depósitos de lóbulos turbidíticos (i), de dispersión axial, i.e., con paleocorrientes dirigidas hacia el SE y depósitos de transición canal-lóbulo (ii) de dispersión transversal, i.e., con paleocorrientes dirigidas hacia el NE (véase Ponce et al. 2008; Torres Carbonell y Olivero 2019; Olivero y Torres Carbonell 2021). La microfauna de foraminíferos residuales de la formación sugiere depositación por debajo de la CCD (Malumián y Olivero 2006). La edad miocena temprana de la formación se infiere principalmente por su posición estratigráfica, debajo de la Formación Viamonte, Mioceno Temprano, y por dataciones U-Pb en circones detríticos cuyas edades más jóvenes son de ca. 21 Ma (Material Suplementario C). Las formaciones Ladrillero y San Pablo se correlacionan con las formaciones San Julián y Magallanes Superior (Fig. 2).

Formación Viamonte. Malumián y Olivero (2006), nom. substit. **Olivero y Torres Carbonell (2021) para las capas del Cabo Viamonte**. El área tipo de la formación está en la costa atlántica, lo largo de ca. 16 km entre los cabos Auricosta y Ewan. En el área tipo, su perfil tipo compuesto tiene más de 140 m de espesor y está dominado por un variado conjunto litológico de sedimentitas volcánicas, que incluyen tres asociaciones litológicas dominantes. Una, i) heterolitas con arquitectura cuneiforme, compuesta de láminas o capas muy delgadas de areniscas muy finas-limolitas y fangolitas. Otra, ii) conformada por areniscas gruesas conglomerádicas, lenticulares con los lentes mayores extendidos entre 400-500 m, con estructuras de dunas escalantes, que pasan transicionalmente a paquetes de areniscas gradadas y fangolitas. Y la tercera, iii) conformada por paquetes espesos lenticulares de gran escala (ca. 5 km) y base marcadamente erosiva, dominadas por brechas con intraclastos sedimentarios, con bloques de hasta 3-4 m de diámetro, paquetes deslizados con deformación sinsedimentaria que pasan transicionalmente a areniscas gradadas normalmente y fangolitas.

La formación se interpreta como depósitos de un siste-

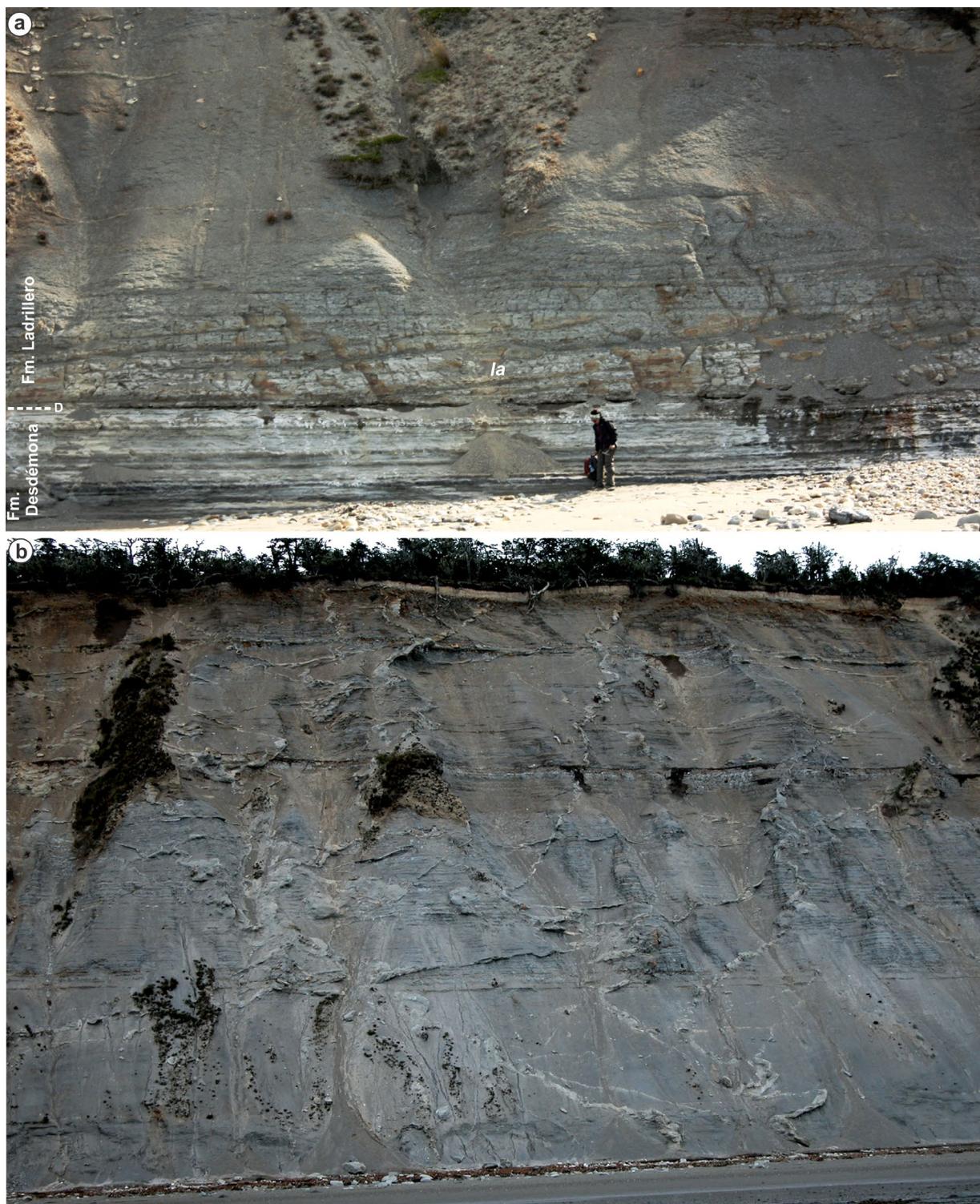


Figura 8. Formación Ladrillero, paquete inferior, en su área tipo. a). Contacto discordante (D) con la Formación Desdémona, note las estructuras de acreción lateral (la) en la parte basal de la Formación Ladrillero. b). Paquete predominantemente fangoso con intercalación de areniscas delgadas cortado por numerosos diques clásticos. Altura del acantilado ca. 40 m.

ma turbidítico con tres elementos arquitecturales principales: albardón externo (sucesión i); relleno de la faja de canales, canales, albardón interno y terrazas (sucesión ii); y cárcavas (*gullies*) y/o cañones submarinos (sucesión iii). Los depósitos de los elementos i) albardón y ii) relleno de la faja de canales

tienen orientación axial, i.e., hacia el SE y los del elemento iii) cañones/cárcavas submarinos son transversales, i.e., de orientación NE, salvo en el el cabo Peñas, donde facies semejantes a las facies de cañón del área tipo (ver siguiente párrafo), tienen paleocorrientes dirigidas hacia el S-SSE. Los

detalles litológicos, arquitecturales, icnológicos y de la megafauna fósil fueron estudiados recientemente (Olivero y Torres Carbonell 2021; López Cabrera y Olivero 2021; Olivero y López Cabrera 2023), de manera que no serán tratados con mayor detalle aquí.

Fuera del área tipo, se incluyen en la Formación Viamonte a las sedimentitas expuestas en los cabos Peñas y Domingo. Las sedimentitas de estas localidades fueron diferenciadas como formaciones Cabo Peña y Cabo Domingo, respectivamente (De Ferrariis en Fossa Mancini et al. 1938; Petersen y Methol 1948; Codignotto y Malumián 1981; Guerstein et al. 2008), pero estas formaciones se consideran inválidas porque las litologías descritas no se corresponden con la litología expuesta en los cabos Peña y Domingo. Así, los estratos del Cabo Peña, o Formación Cabo Peña, fueron definidos como: “margas y arcillas en parte arenosas y areniscas finas con algunas intercalaciones conglomerádicas de color gris plomizo, azul, o bandado de blanco, pardo y negro” (De Ferrariis en Fossa Mancini et al. 1938, p. 94) o como “*mainly siltstones grading upwards into silty sandstones...overlain by siltstones (Cullen Formation) at Cabo Peñas...*” (Guerstein et al. 2008, p. 77). A su vez, los estratos del Cabo Domingo, o Formación Cabo Domingo, fueron definidos como “areniscas amarillentas, con interposiciones más bien delgadas de margas y arcillas arenosas grises y gris verdosas, con fósiles marinos y plantas” (Cabo Domingo, De Ferrariis, en Fossa Mancini et al. 1938, p. 94; véase también Codignotto y Malumián 1981). Cabe destacar, sin embargo, que la sucesión sedimentaria de los cabos Peñas y Domingo, asignadas aquí a la Formación Viamonte, está compuesta predominantemente de areniscas gruesas y areniscas conglomerádicas con gradación normal,

brechas, depósitos de remoción en masa submarinos y turbiditas clásicas y de alta densidad. Los niveles muy subordinados de fangolitas, incluyen en ocasiones grandes bloques replegados, que forman parte de asentamientos sinsedimentarios y flujos de detritos (Figs. 12, 13 y 14). Esta notable disparidad entre las litologías descritas para los perfiles en los que originalmente se basaron las formaciones Cabo Peña y Cabo Domingo y la sucesión litológica efectivamente presente en las localidades tipo, invalida la nomenclatura estratigráfica, informal y formal, propuesta originalmente y que se ha seguido usando en trabajos posteriores.

Sobre la base de la megafauna, principalmente por la ocurrencia del gastrópodo *Perissodonta ameghinoi* (López Cabrera y Olivero 2021) la Formación Viamonte se refiere al Mioceno Temprano, edad avalada por una datación U-Pb en circones detríticos de ca. 21 Ma (Fig. 2 y Material Suplementario D). La Formación Viamonte se interpreta como un equivalente lateral de las formaciones Carmen Silva (incluido los estratos expuestos en la punta Basílica) e Irigoyen. En el subsuelo, se correlaciona con la Formación Anticlinal Despedida o Arenosa Superior en Tierra del Fuego y Magallanes Superior en Santa Cruz. Se considera equivalente al “Patagونيense” o Formación Monte León (Fig. 2).

Formación Carmen Silva. Codignotto y Malumián (1981) emend. Olivero y López Cabrera (2020). El área tipo de la formación se sitúa en el extremo oriental de la sierra de Carmen Silva (Codignotto y Malumián 1981). Trabajos recientes permiten incluir también en esta formación a las capas expuestas en la punta Basílica (Olivero y López Cabrera 2020), las que habían sido diferenciadas previamente como Formación Punta Basílica (Mioceno tardío cuspidal-Plioceno,

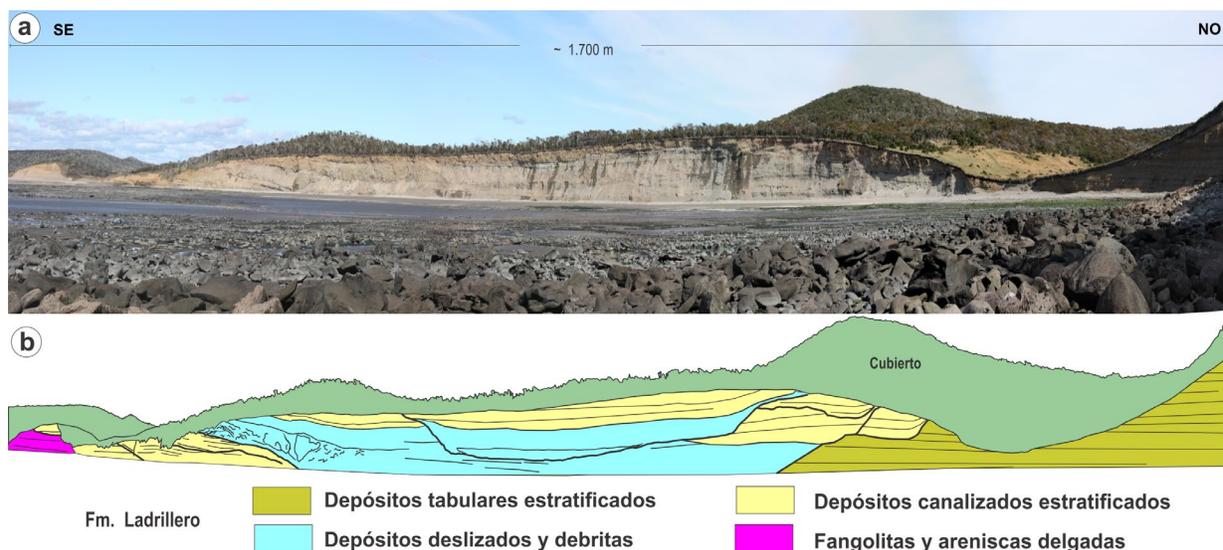


Figura 9. Facies y arquitectura sedimentaria de la Formación Ladrillero entre el río Ladrillero y el cabo Ladrillero. a). Foto panorámica. b). Esquema de a) mostrando el arreglo de elementos arquitecturales.

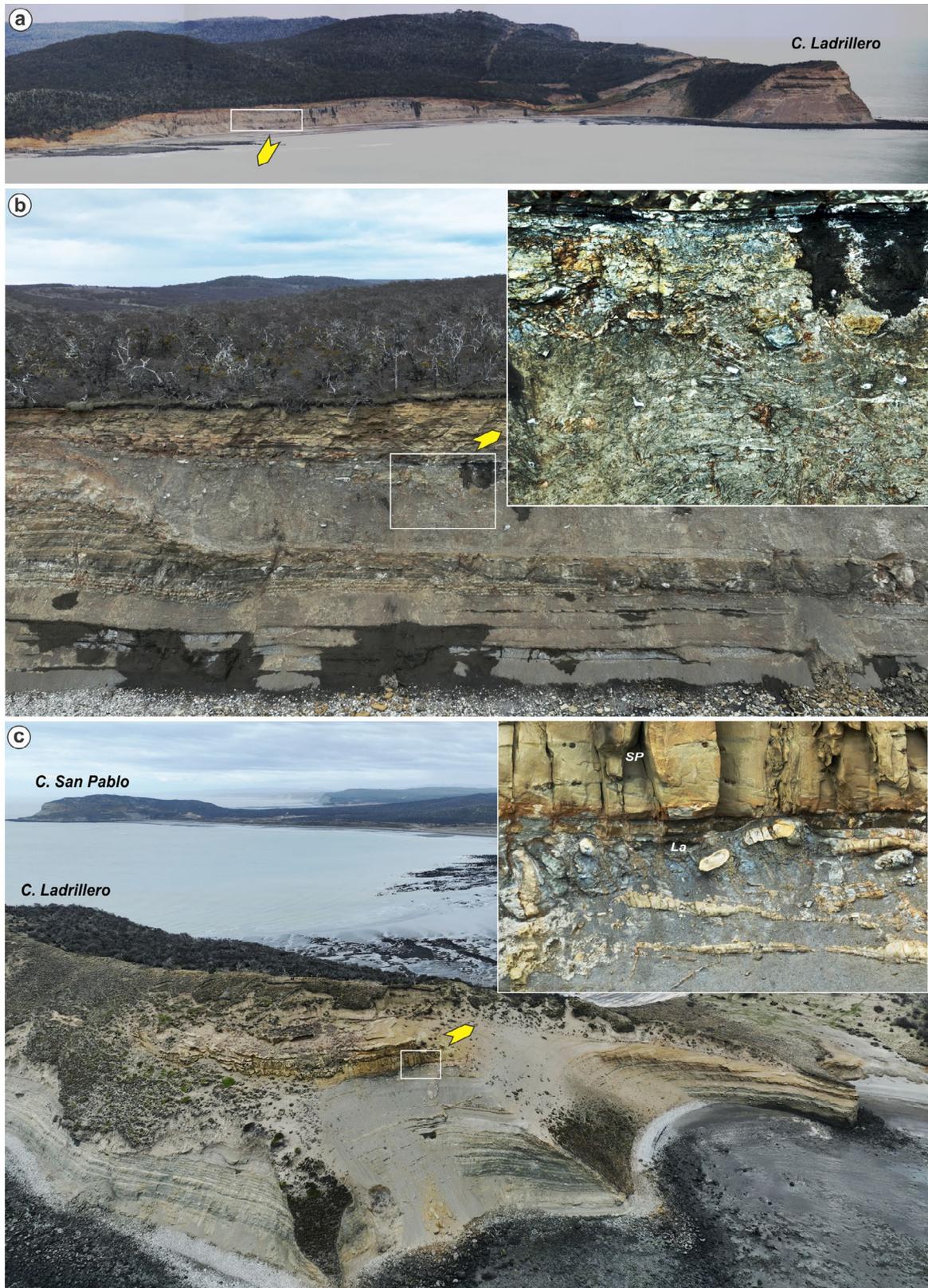


Figura 10. Grupo Cabo Domingo, formaciones Ladrillero y San Pablo. a). Foto panorámica del acantilado de la Figura 9. b). Detalle de depósitos deslizados y debritas. En la figura del recuadro note las capas deslizadas y deformadas con pliegues sinsedimentarios. c). Panorama de afloramientos entre los cabos San Pablo y Ladrillero y detalle del contacto discordante entre las formaciones Ladrillero (La) y San Pablo (SP). Note la evidente tabularidad de bancos en los depósitos de lóbulos de la Formación Ladrillero y las capas replegadas en los depósitos de asentamientos sinsedimentarios del techo de la Formación Ladrillero. Fotos gentileza de Marcos A. Rodríguez.

Codignotto y Malumián 1981) o asignadas a las capas del cabo Viamonte (Quattrocchio et al. 2018, Torres Carbonell y Olivero 2019). De tal manera la Formación Basílica queda invalidada ya que las capas de la punta Basílica forman parte integral de la sucesión expuesta en la base de la sierra de Carmen Silva (cf. Torres Carbonell y Olivero 2019; Olivero y López Cabrera 2020).

La formación consiste de una repetición de dos, posiblemente tres, paquetes litológicos aproximadamente de 200 m de espesor total, en parte con clinofomas notorias y característica composición volcanoclástica. El paquete litológico basal, expuesto en la punta Basílica, paraje San Sebastián y a lo largo de la ruta que lo conecta con el paso fronterizo a Chile, consiste en paquetes heterolíticos ricos en fangolitas o areniscas (Torres Carbonell y Olivero 2019; Olivero y López Cabrera 2020). Los paquetes superiores consisten de espesas sucesiones de fangolitas y heterolitas fangosas con clinofomas bien desarrolladas, cubiertos por areniscas y areniscas conglomerádicas con estratificación cruzada en artesa. Los dos paquetes litológicos mencionados se interpretan como otras tantas repeticiones verticales de sistemas deltaicos, en los que se reconocen elementos del prodelta, frente deltaico con clinofomas notorias, cubiertos por la plataforma deltaica (Torres Carbonell y Olivero 2019).

La Formación Carmen Silva contiene abundantes moluscos fósiles (Codignotto y Malumián 1981), entre los que hay numerosos bivalvos y gastrópodos comunes con aquellos conocidos en las formaciones Viamonte e Irigoyen, en Tierra del Fuego, y Monte León en Santa Cruz (Olivero y Torres Carbonell 2021; López Cabrera y Olivero 2021). Sobre la base de la microfauna de foraminíferos y relaciones estratigráficas regionales la formación se considera del Mioceno Temprano (Codignotto y Malumián 1981), edad coherente con la fauna de moluscos fósiles (López Cabrera y Olivero 2021) y dataciones isotópicas de formaciones equivalentes (Fig. 2). En los bancos de areniscas conglomerádicas de la plataforma deltaica se conoce la traza *Ophiomorpha nodosa* y en las heterolitas del frente deltaico retrabajado de la punta Basílica *Macaronichnus segregatis degiberti* (Torres Carbonell y Olivero 2019; Olivero y López Cabrera 2020). Además de lo mencionado en el apartado de la Formación Viamonte, la Formación Carmen Silva se considera equivalente de la Formación Brush Lake, expuesta en la parte chilena cercana y muy probablemente de edad semejante, al menos en parte, a la Formación Palomares expuesta en Chile (cf. Rivera Rosado 2022).

Formación Castillo. De Ferrariis en Fossa Mancini et al. (1938) emend. Codignotto y Malumián (1981); Malumián y Olivero (2006). Esta formación fue propuesta por De Ferrariis (en Fossa Mancini et al 1938) para los bancos de

conglomerados del cerro Castillo y cercanías, donde expone su perfil tipo. La formación se superpone o grada lateralmente a la Formación Carmen Silva (Codignotto y Malumián 1981). En la localidad tipo comprende un espesor mínimo de 6 m de conglomerados y areniscas conglomerádicas con estratificación diagonal. En las adyacencias del cerro Castillo, entre las estancias San Julio y El Salvador, alcanza un espesor mínimo de 20 m, y está compuesta de ciclos alternantes de conglomerados finos a medios y areniscas conglomerádicas con estratificación diagonal; y culmina con heterolitas de areniscas-fangolitas, de estratificación rítmica. La ausencia de fósiles marinos, el estilo de estratificación y el arreglo común de facies en ciclos sedimentarios grano y estrato decreciente, sugiere ambientes fluviales (Malumián y Olivero 2006). La base es transicional con la Formación Carmen Silva y el techo no aflora. No se conocen fósiles, y por relaciones regionales se interpreta una edad miocena temprana (Fig. 2).

Formación Cullen. Petersen y Methol (1948) nom. subst. Codignotto y Malumián (1981). Aflora principalmente en los acantilados del norte de la isla de Tierra del Fuego entre el cabo Espíritu Santo y hasta poco al norte de la desembocadura del río Cullen. Sus depósitos fueron mencionado por J. Popper a fines del siglo XIX, diferenciados como "Estratos de Cullen" por Petersen y Methol (1948) y formalizados por Codignotto y Malumián (1981), quienes designaron el perfil tipo en las inmediaciones del cañadón Alfa, donde la formación alcanza un espesor mínimo de ca. 40-50 m (Fig. 15a-b). El perfil tipo se compone de tobas y tufitas con niveles rojizos edafizados, areniscas lenticulares con estratificación cruzada, limo-arcillitas carbonosas y mantos delgados de carbón. Los niveles rojizos corresponden a paleosuelos álficos, con horizontes bien desarrollados: uno arcilloso superior, de color gris con abundantes rizolitos (Fig. 15b) y otro inferior, con abundantes nódulos de óxidos férricos, que preserva la traza producida por escarabajos peloteros *Coprinisphaera murguii* (Fig. 15c). Las capas de limolitas carbonosas, mantos de carbón y areniscas lenticulares con estratificación cruzada se interdigitan lateralmente y se interpretan como depósitos de planicie aluvial, de lagunas efímeras y de canales meandriformes con barras de punta, respectivamente. Las limolitas carbonosas están muy bioturbadas con una densa icnofábrica de *Taenidium barreti* o de tubos predominantemente verticales asignados a trazas producidas por crustáceos decápodos terrestres. Algunos horizontes tienen una abundante concentración de hojas fósiles. Las areniscas lenticulares con estratificación cruzada, interpretadas como rellenos de canales y barras de punta, preservan escasos restos fósiles de troncos y raíces in situ y los vertebrados continentales *Nesodon* sp. y *Astrapotherium* sp. (Olivero et al. 2015; Bargo et al. 2018), típicos



Figura 11. Arquitectura de depósitos de la Formación San Pablo. a). Depósitos tabulares de arenisca mediana con estructuras tractivas, como dunas escalantes. El báculo tiene 1,5 m y el cuaderno en la foto de detalle 20 cm de altura. b). Depósitos canalizados (se: superficie erosiva en la base del canal; est: estratificación).

notoangulados del Mioceno Temprano tardío de la Formación Santa Cruz.

La Formación Cullen no expone su base, pero se interpreta que ésta se asienta transicionalmente sobre depósitos marinos-deltaicos de la Formación Carmen Silva, equivalente a los depósitos de la transgresión del mar Patagoniano (Formación Monte León) en Santa Cruz. La Formación Cullen ha sido variablemente interpretada como depósitos estuáricos-deltaicos del “Magallaniense superior”; continentales-lacustres del Mioceno Tardío-Plioceno; marinos a continentales del Eoceno medio; y marinos en transición a lacustres y fluviales del Oligoceno-Mioceno medio (véase Codignotto y Malumián 1981; Zetter et al. 1998; Zamaloa, 2000). Se interpreta, sin embargo, que la formación es enteramente de ambiente continental fluvial y que porta una asociación fósil de trazas y vertebrados que permiten establecer su equivalencia con la Formación Santa Cruz, Mioceno Temprano tardío (Olivero et al. 2015; Bargo et al. 2018).

Depósitos continentales cenozoicos de los Andes Fueguinos

Estos depósitos incluidos en las formaciones Punta Cactus y Sloggett son portadores de abundantes restos de vegetales carbonizados y se conocen principalmente en el sector más interno de los Andes Fueguinos, en la bahía Sloggett, costa sur de Península Mitre (Andersson 1907; Caminos et al. 1981; Zanettini y Zapettini 1988; Olivero et al. 1998). Sobre el

río San Pablo al este del lago Fagnano hay otro pequeño afloramiento de sedimentitas carbonosas que fue referido a la Formación Sloggett (Rossello et al. 2004).

La Formación Punta Cactus (Zanettini y Zapettini 1988) comprende fanglomerados y conglomerados en bancos espesos de orientación subvertical. Fueron asignados a un ambiente marino litoral de edad incierta entre el Maastrichtiano-Paleoceno (Zapettini y Zanettini 1988) o a ambientes continentales pedemontanos del Eoceno-Oligoceno (Olivero et al. (1998).

En contacto tectónico con la Formación Punta Cactus, la Formación Sloggett (Caminos et al. 1981) consta de conglomerados, areniscas y fangolitas (espesor > 95 m) lenticulares, inclinados entre 40-50° y portadores de grandes troncos carbonizados. Se reconocen dos miembros (Olivero et al. 1998). Uno inferior (miembro Gris) de fangolitas carbonosa y conglomerados lenticulares y otro superior (miembro Bayo) con cuerpos lenticulares mayores de conglomerados y areniscas conglomerádicas, que gradan lateralmente a fangolitas con abundantes troncos carbonizados. Estos miembros se interpretan como depósitos fluviales anastomosados de áreas intermontanas y con abundante vegetación (Olivero et al. 1998). La formación porta abundantes restos vegetales (Andersson 1907), entre los que se han descrito palinomorfos (Caminos et al. 1981; Olivero et al. 1998) y hojas de coníferas y de angiospermas (Panti et al. 2007, 2008), que sugieren una edad eocena tardía-oligocena temprana.

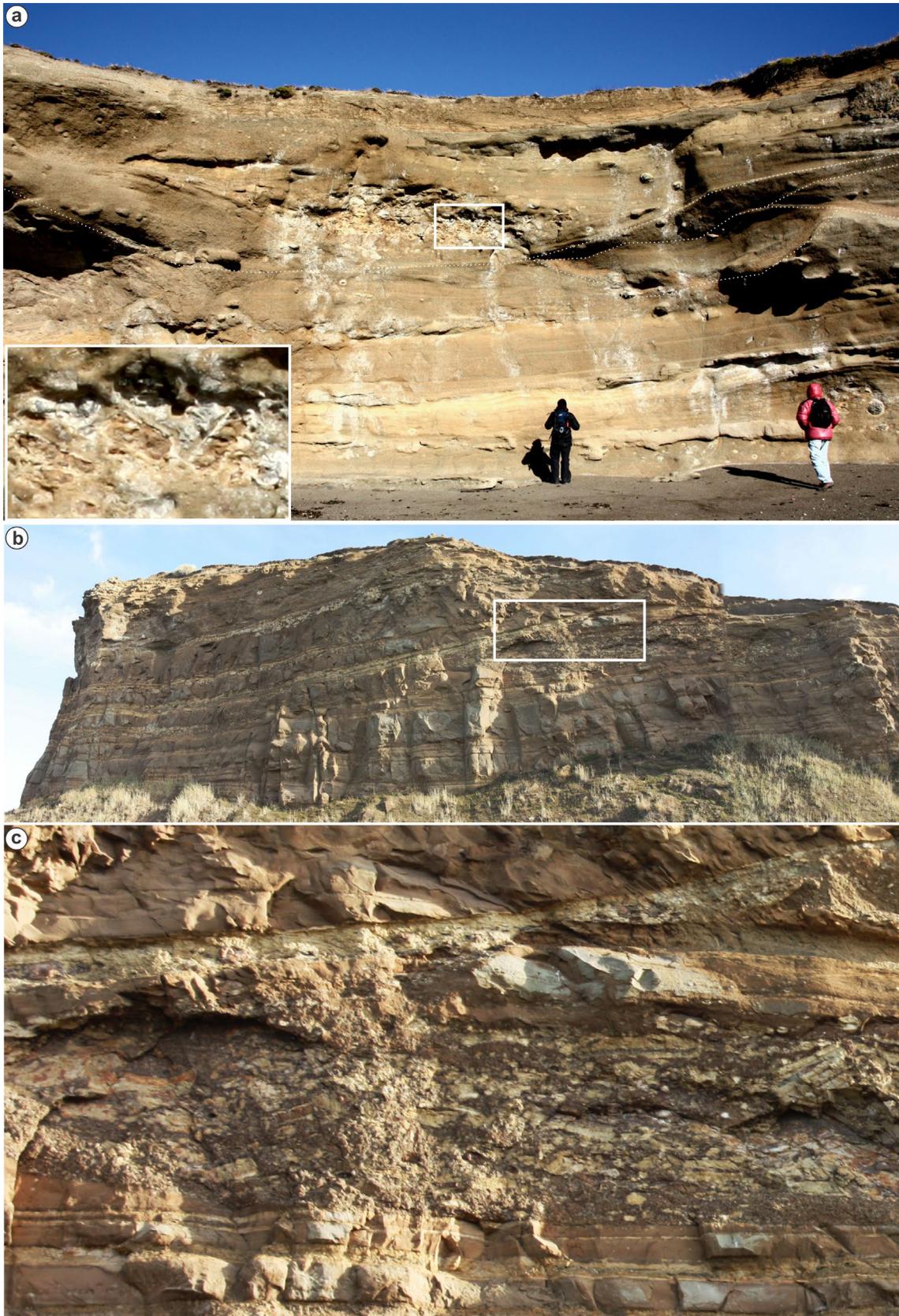


Figura 12. Sucesión sedimentaria de la Formación Viamonte expuesta en el cabo Peñas. a) Bancos lenticulares (líneas de puntos blancos) de areniscas conglomeráticas gradada y brechas con clastos decimétricos. El recuadro muestra la situación del detalle con zoom. Extremo N del cabo Peñas. b, c). Depósitos lenticulares de brechas y de remoción en masa, con grandes bloques replegados (el recuadro en b muestra la ubicación del detalle en c). Extremo S del cabo Peñas. Altura del acantilado en b), aproximadamente 40 m.

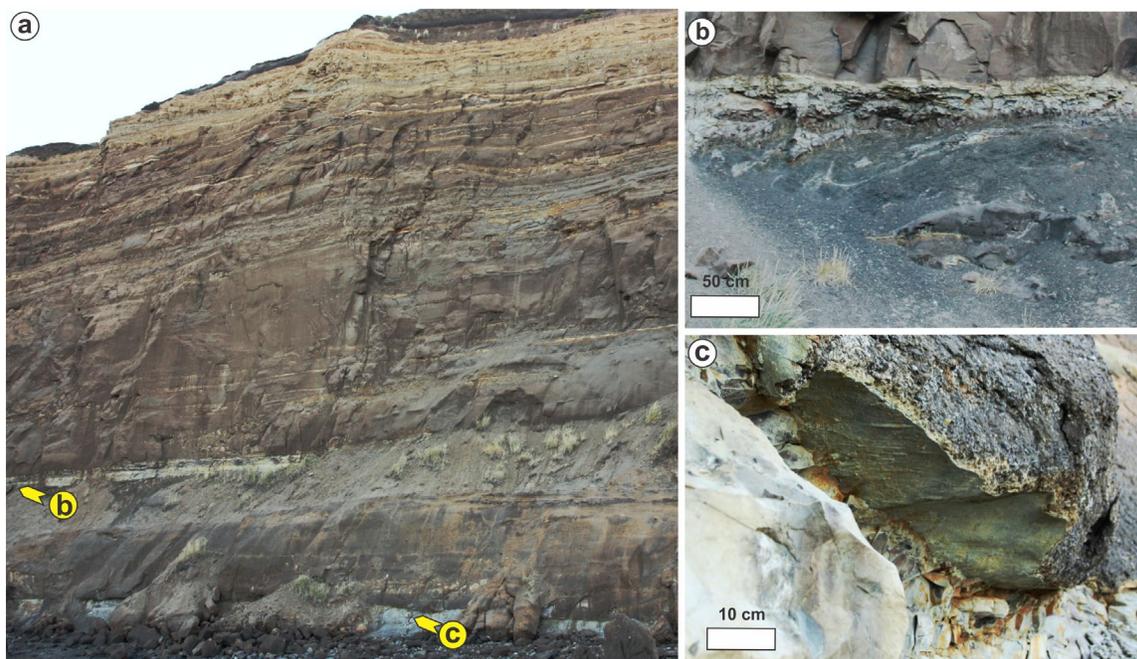


Figura 13. Formación Viamonte, afloramientos de brechas, conglomerados y areniscas conglomerádicas, en parte con bloques pelíticos replegados. a). Aspecto general del acantilado al sur del cabo Peñas. Las flechas amarillas muestran los niveles fotografiados en b) y c). Altura del acantilado ca. 35 m. b). Nivel con bloques de fangolitas y areniscas, con pliegues sinsedimentarios. c). Nivel con fangolitas brechosas y conglomerados con turboglifos en la base.

CONSIDERACIONES FINALES

La complejidad del cuadro estratigráfico del sistema de cuenca de antepaís integrado por las cuencas Austral (Magallanes) y Malvinas queda manifiesta en las líneas precedentes. Esta complejidad o abundancia de nombres formacionales no se restringe al sector aquí estudiado en la Isla Grande de Tierra del Fuego, sino que es un rasgo distintivo que se repite en el cuadro estratigráfico chileno, que cambia de nomenclatura estratigráfica de Tierra del Fuego a Península Brunswick e Isla Riesco, y al norte del seno Skyring (Malumián et al. 2013; Cañón 2000; Mpodozis et al. 2011). También ocurre al integrar la geología de superficie con la de subsuelo, tanto en la cuenca Austral como en la cuenca Malvinas (Natland et al. 1974; Biddle et al. 1986; Robbiano et al. 1996; Galeazzi 1998).

Está claro que gran parte de la complejidad en la nomenclatura se debe a las características del sistema de cuenca de antepaís, integrado por depocentros cuyos límites son poco conocidos por haber sido afectados por el avance de la deformación en la Faja Corrida y Plegada durante el Cenozoico (e.g., Torres Carbonell et al. 2011, 2020). Sin embargo, existen características comunes a los grupos de roca que permiten integrarlos simplificando la estratigrafía a los fines de la cartografía regional, con aplicación a estudios de la evolución de a

la cuenca que no requieren detalle a escala de afloramiento.

En tal sentido, durante el crecimiento del orógeno fueguino, distintas etapas de deformación contraccional durante dos eventos tectónicos bien diferenciados (colisión arco-continente y formación de la Faja Corrida y Plegada) han controlado el desarrollo de cuatro cuñas clásticas principales separadas por las discordancias mayores u1, u3-u4 y u5 (Fig. 1B). Estas cuñas clásticas, diferenciadas claramente en este trabajo como cuatro unidades con jerarquía de grupo, se pueden mapear a escala regional y permiten entender la evolución del sistema de cuenca de antepaís desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno. Los cuatro grupos están constituidos predominantemente por depósitos de sistemas turbidíticos axiales (dispersión paralela a la antefosa, principalmente al este, con variaciones dependientes de la orientación local de las principales estructuras) y por depósitos de fan-delta transversales (dispersión perpendicular a la antefosa, con componente norte).

El Grupo San Diego (Cretácico Superior-Daniano) es predominantemente pelítico, con intercalaciones de conglomerados, brechas y debritas arenosas con dispersión transversal ubicadas de manera discontinua frente al cinturón orogénico iniciado durante la colisión arco-continente. Durante la deposición de este grupo, la antefosa inicial de la cuenca recibía poco material grueso de fuentes de aporte puntuales representadas por las sedimentitas gruesas del sistema transversal, que alimentaba sistemas turbidíticos axiales en una ante-

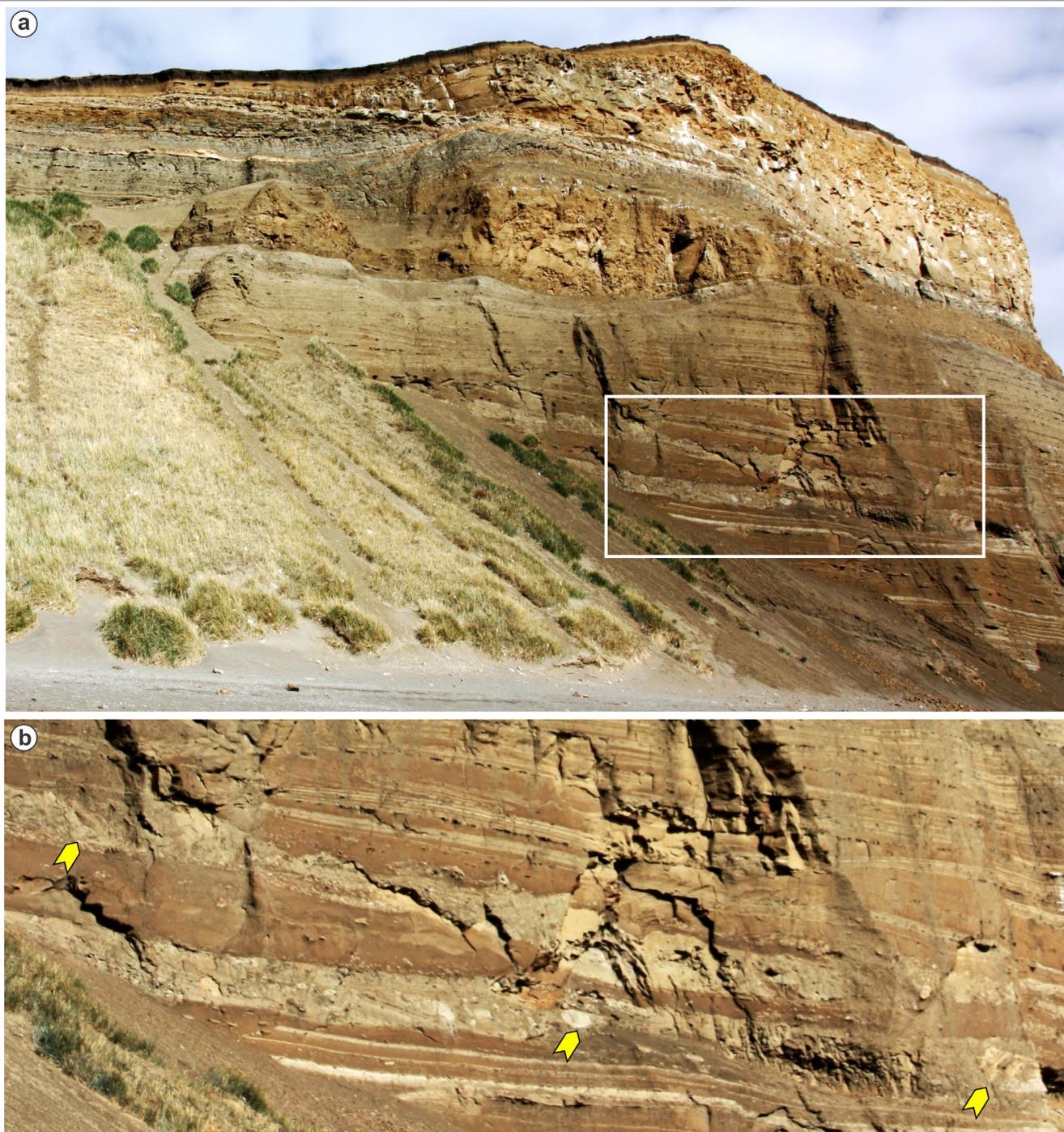


Figura 14. Formación Viamonte en el Cabo Domingo. a, b) Aspecto general (a) y detalle (b) de las capas estratificadas de turbiditas clásicas y de depósitos de remoción en masa submarinos (avalanchas de roca) intercalados. Las flechas amarillas en b) indican alguno de los grandes bloques de los depósitos de avalancha. La altura del acantilado en a) es de aproximadamente 87 m.

fosa subalimentada ("hambrienta").

El Grupo Río Claro (Paleoceno-Eoceno medio basal) está integrado por conglomerados y areniscas de fan-delta originados durante el inicio de la formación de la Faja Corrida y Plegada, asociada al desarrollo de la discordancia u1. La sedimentación gruesa evidencia un área de aporte ya emergida y mucho más importante que en el caso anterior, con retrabajo de los depósitos del Grupo San Diego. En la antefosa se

desarrollaban depósitos de sistemas turbidíticos axiales con complejos de canal-albardón.

El Grupo La Despedida (Eoceno medio-Oligoceno basal) está asociado al relleno de la cuenca con posterioridad al desarrollo de una importante discordancia regional, denominada u4 en el área de estudio. Esta discordancia representa un momento de quietud tectónica intermedio en la evolución de la Faja Corrida y Plegada Fueguina durante el Eoceno medio,

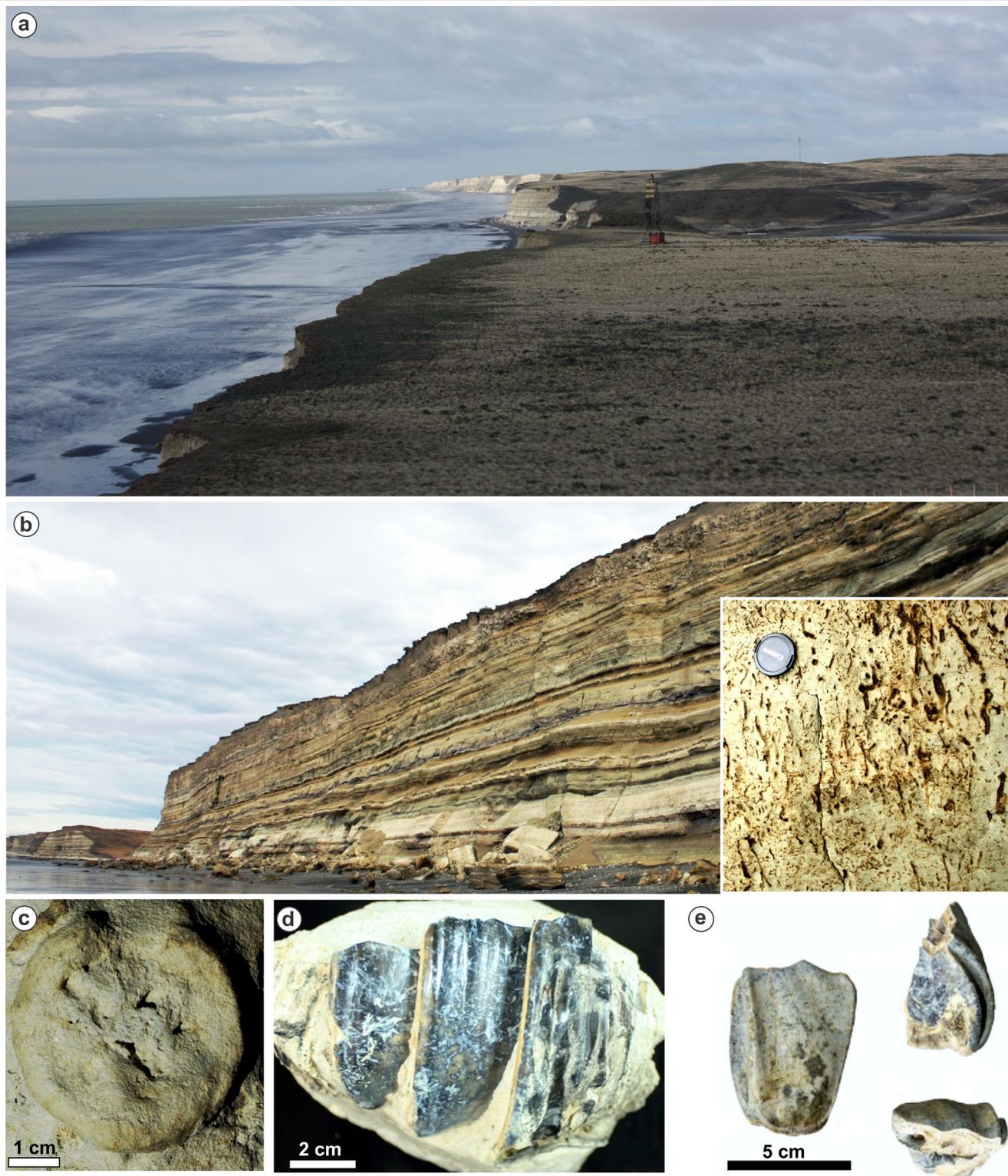


Figura 15. Formación Cullen, litología y fósiles. a). Panorama general de la costa cercana al cañadón Alfa, al sur del cabo Espíritu Santo. b). Afloramientos en el acantilado del cañadón Alfa. El detalle muestra un nivel de toba con rizolitos. Altura del acantilado ca. 40 m. c). *Coprinisphaera murguiai*, traza asignada a escarabajos peloteros. d, e). Fósiles de notoungulados de edad mamífero Santacrucesense; (d) fragmento de paladar de *Nesodon conspurcatus*, (e) *Astrapotherium* sp. ejemplar CADIC P607, en vista labial (izquierda), lateral (arriba, derecha) y oclusal (abajo, derecha).

que produjo exhumación en toda la cuenca (Torres Carbonell y Olivero 2019). El grupo se integra de espesos conglomerados de fan-delta transversales o depósitos deltaicos o de pla-

taforma que cubren esa discordancia, y depósitos turbidífticos axiales formados durante la subsidencia simultánea a la reactivación de la deformación contraccional en los Andes Fue-

guinos en el Eoceno tardío y Oligoceno. En sectores internos de la faja corrida y plegada se reconocen depósitos calcáreos que cubren otra discordancia angular, u3, de escaso control temporal y tentativamente integrados al Grupo La Despedida.

El Grupo Cabo Domingo está integrado de una parte inferior del Oligoceno-Mioceno Inferior que representa la continuación de la sedimentación en ambientes marino profundos iniciada con el grupo anterior. El inicio del Grupo Cabo Domingo está marcado por la discordancia u5, posiblemente relacionada a la reactivación de la deformación en la Faja Corrida y Plegada, cubierta por depósitos transversales de fan-delta y de talud depositacional y por sistemas turbidíticos axiales hacia sectores más profundos. La parte superior del grupo, del Mioceno Temprano, se reconoce principalmente fuera de la Faja Corrida y Plegada, indicando el relleno de depocentros que migran al antepaís a medida que cesa la deformación contraccional y se colmata la cuenca. Esta parte superior consta de depósitos transversales de talud depositacional-cañones submarinos y sistemas de lobulos colgantes (*perched lobes*), y depósitos axiales de complejos de canal-albardón. En sectores cercanos al cierre occidental de la antifosa los depósitos integran varios sistemas deltaicos transversales al orógeno fueguino. En los cuatro grupos se observa claramente el control tectónico en el desarrollo de sistemas de aporte transversales, puntuales en el Coniaciano y Campaniano-Daniano del Grupo San Diego y más generalizados a partir del Grupo Río Claro; y de una antifosa elongada, paralela al frente orogénico y con pendiente regional hacia el este, que sirvió de conducto de sedimentos a depósitos de sistemas turbidíticos axiales que rellenaron parte de la cuenca Malvinas occidental (Torres Carbonell et al. 2022).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la ayuda y facilidades de acceso a zonas de estudio brindadas por puesteros, encargados y dueños de las estancias Boquerón, Buenos Aires, Despedida, Guazú-Cué, Inés, Irigoyen, La Fueguina, María Luisa, Marina, Pilarica, Policarpo, Río Apen y Viamonte y por A. Imbert (Centro Hípico Fin del Mundo), R. Valdés (HeliUshuaia) y D. Pereira. Se agradece en especial a YPF S.A. por el apoyo brindado en el marco del Convenio de Asistencia Técnica YPF S.A.-CONICET, que posibilitó el transporte y la realización de dataciones radiométricas y al personal de YPF S.A. (D. Giunta, J.P. Lovecchio, E. Rocha, M. Atencio, L. Rodríguez, N. Seoane, M.E. Pascariello, L. Simonetto, J. Fantin, I. Scalerandi) y del CADIC-CONICET (S. Cao, D. Fernández, M.I. López Cabrera y D. Martinioni) que participaron en parte de los estudios de

campo y laboratorio. Parte del trabajo fue financiado con fondos de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (PICT 2019 1541 y 0539) y de la UNTdF (PID-UNTdF 2019 A-1). EBO agradece a N. Malumián el impulso inicial y la colaboración durante más de 15 años tratando de resolver la estratigrafía fueguina. La labor editorial y comentarios en el proceso de revisión mejoraron la lectura del trabajo.

REFERENCIAS

- Acosta Hospitaleche, C. y Olivero, E.B. 2016. Re-evaluation of the fossil penguin *Palaeodyptes gunnari* from the Eocene Leticia Formation, Argentina: additional material, systematics and palaeobiology. *Alcheringa*. <https://doi.org/10.1080-03115518.2016.1144994>
- Allen, P.A. y Homewood, P. 1986. Foreland Basins. The International Association of Sedimentologists, Special Publication 8: 1-453.
- Amenábar, C.R., Guerstein, G.R., Alperin, M.I., Palma, E.D., Casadío, S., Belgaburo, A. y Rodríguez Raising, M. 2022. Eocene palaeoenvironments and palaeoceanography of areas adjacent to the Drake Passage: insights from dinoflagellate cyst analysis. *Palaeontology* 65(3). <https://doi.org/10.1111/pala.12601>
- Andersson, R.D. 1907. Geological fragments of Tierra del Fuego. University of Uppsala, Geological Institutionen Bulletin 8: 169-183.
- Barbeau, D.L., Olivero, E.B., Swanson-Hysell, N.L., Zahid, K.M., Murray, K.E. y Gehrels, G.E. 2009. Detrital-zircon geochronology of the eastern Magallanes foreland basin: implications for Eocene kinematics of the northern Scotia Arc and Drake Passage. *Earth Planetary Science Letters* 284: 489-503.
- Bargo, M.S., Cerdeño, E., Olivero, E.B., López Cabrera, M.I., Reguero, M.A. y Vizcaino, S. 2018. Primer registro de Astropotheriidae (Mammalia, Astrapotheria) de la Formación Cullen, Mioceno temprano, de Tierra del Fuego. Libro de Resúmenes RCAPA 2018, Puerto Madryn, Noviembre 2018.
- Barreda, V. y Palamarczuk, S. 2000. Palinomorfos continentales y marinos de la Formación Monte León en su área tipo, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana* 37: 3-12.
- Barwick, J.S. 1955. The surface stratigraphy of portions of Magallanes province, Chile. ENAP (inédito), 110 p., Punta Arenas, Chile.
- Barwick, J.S. y García F.A. 1950. The Geology of the western part of Estancia Cameron, Tierra del Fuego. Corporación de Fomento de la Producción Chile, (inédito), 37 p., Punta Arenas, Chile.
- Bedoya Agudelo, E.L. 2019. Asociaciones de nanofósiles calcáreos del Paleoceno-Mioceno de Tierra del Fuego. Bioestratigrafía y paleoecología. Tesis Doctoral Universidad de Buenos Aires (inédita), 491 p.
- Bedoya Agudelo, E.L., Olivero, E., Concheyro, A., Torres Carbonell, P. y Martinioni, D. 2018. Calcareous nannofossils from La Barca Formation (Paleocene/Eocene boundary), Tierra Del Fuego, Argentina. *Ameghiniana* 55(2): 223-229.
- Bedoya Agudelo, E.L., Concheyro, A. y Olivero, E.B. 2021. Late Eocene

- to early Oligocene calcareous nannofossil biostratigraphy of the Cerro Colorado Formation, Austral basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103581>
- Bedoya Agudelo, E.L., Pérez Pánera, J.P.; Concheyro, A., Olivero, E.B., Gutierrez, C. y Torres Carbonell, P.J. 2023. Late Paleocene to middle Eocene calcareous nannofossil assemblages from peninsula Mitre, southeastern Austral Basin, Argentina. *Ameghiniana* 60 (4): 312–326.
- Biddle, K.T., Uliana, M.A., Mitchum, R.M., Fitzgerald, M.G. y Wright, R.G. 1986. The stratigraphic and structural evolution of the Central and Eastern Magallanes Basin, southern South America. *Foreland Basins*. Blackwell Publishing Ltd., 41-61.
- Bona, P., Sterli, J., De La Fuente, M.S., Olivero, E.B., Fernández, M. y Reguero, M. 2024. The first record of dermochelyid turtles in the Eocene of Tierra del Fuego: new insights on the evolution of the Weddellian Faunas. *Advances in Polar Science* 35: 63-77. <https://doi.org/10.12429/j.advps.2023.0026>.
- Bruhn, R. L., Stern, C. R. y de Wit, M. J. 1978. Field and geo-chemical data bearing on the development of a Mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters* 41: 32-46.
- Caminos, R., Haller, M.J., Lapido, O., Lizuain, A., Page, R. y Ramos, V. 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. *Territorio Nacional de Tierra del Fuego. 7 Congreso Geológico Argentino, San Luis Actas: 759–786*.
- Cañón A. 2000. Nuevos antecedentes en la estratigrafía de la cuenca de Magallanes. *Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Cs. Nat. (Chile)*, 28: 41-50
- Cao, S.J. 2019. Estructura y estratigrafía del Jurásico Superior-Cretácico entre el Canal Beagle y el Lago Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina, Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, (inérita), 313 p.
- Cao, S.J., Torres Carbonell, P.J. y Dimieri, L.V. 2018. Structural and petrographic constraints on the stratigraphy of the Lapataia Formation, with implications for the tectonic evolution of the Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 84: 223-241. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.04.002>
- Cao, S.J., Torres Carbonell, P.J., Bordese, S. y Lovecchio, J.P. 2022. Early rifting during marginal basin development: Petrography, microstructure, and detrital zircon U-Pb geochronology of the Lapataia Formation, Argentine Fuegian Andes. *Basin Research* 34: 1400–1420. <https://doi.org/10.1111/bre.12664>
- Cao, S.J., Torres Carbonell, P.J., Sánchez, N.P., Bordese, S. y Dimieri, L.V. 2023. Thrust tectonics in the Fuegian Andes central belt: A detailed geometric-kinematic analysis and new thermochronological constraints. *Tectonophysics* 862, 229966. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.229966>.
- Caviglia, N. 2014. Morphological analysis of an early Miocene paleoflora from Tierra del Fuego, Argentina. 4th International Palaeontological Congress, Mendoza, Argentina. *Abstract Book: 502*.
- Codignotto, J.O. y Malumián, N. 1981 Geología de la región al Norte del paralelo 54 S. de la Isla Grande de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36: 44–88.
- Comité Argentino de Estratigrafía. 1992. Código Argentino de Estratigrafía Asociación Geológica Argentina. Serie “B” (Didáctica y Complementaria) 20.
- Criado Roque, P., de Ferrariis, C., Mingramm, A., Roller, E., Simonato, I. y Suero, T. 1959. Cuencas sedimentarias de la Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 320: 3-21.
- Dalziel, I.W.D. 1981. Back-arc extension in the Southern Andes: a review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A300: 319-335*.
- Dalziel, I.W.D., de Wit, M.J. y Palmer, K.F. 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature* 250: 291-294.
- Decelles, P. y Giles, K. 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8: 105–123.
- Doello Jurado, M. 1922. Note préliminaire sur les résultats géologiques de l'expédition de l'université du Buenos Aires a la Terre de Feu (1921). *Comptes Rendus 13 Session Congres Géologique Internationale Belgique, 1922: 1519-1520*.
- Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen De Campana, J.C. 1938. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 15(171): 31-95. Buenos Aires.
- Furque, G. y Camacho, H.H. 1949. El Cretácico Superior de la costa Atlántica de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4: 263–297.
- Flores, M.A., Malumián, N., Masiuk, V. y Riggi, J.C. 1973. Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28: 407-437.
- Galeazzi, J.S. 1998. Structural and stratigraphic evolution of the western Malvinas Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 82: 596-636.
- González Guillot, M., Urraza, I., Acevedo, R.D. y Escayola, M. 2016. Magmatismo básico jurásico-cretácico en los Andes Fueguinos y su relación con la Cuenca Marginal Rocas Verdes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 73: 1-22.
- Guerstein, G.R., Guler, M.V., Williams, G.L., Fensome, R.A. y Chiesa, J.O. 2008. Mid Palaeogene dinoflagellate cysts from Tierra del Fuego, Argentina: biostratigraphy and palaeoenvironments. *Journal of Micro-palaeontology* 27: 75-94.
- Gutiérrez, C.I., Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B., Bedoya, E.L., Fernández, D.A., Sánchez, N.P., Mosqueira González, V., Scalerandi, I. y Simonetto, L. 2024. Paleogene stratigraphy in the central area of the Fuegian Fold and Thrust Belt, Austral Basin, Argentina: implications for the chronology of thrust-belt deformation. *Marine and Petroleum Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.107080>.
- Hanson, B. y Wilson, T. 1991. Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin, southern Andes, Chile and Argentina. *En Har-*

- mon R. y Rapela C. (eds.), Andean magmatism and its tectonic setting, Geological Society of America Special Paper: 13–27.
- Hervé, F., Pankhurst, R.J., Fanning, C.M., Calderón, M. y Yaxley, G.M. 2007. The South Patagonian batholith: 150 My of granite magmatism on a plate margin. *Lithos* 97: 373–394. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.01.007>.
- Hervé, R., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J. Mpodozis, C, Klepeis, K., Calderón, M. y Thomson, S. 2010a. Detrital zircon SHRIMP U-Pb age study of the Cordillera Darwin Metamorphic Complex, Tierra del Fuego: sedimentary sources and implications for the evolution of the Pacific margin of Gondwana. *Journal of the Geological Society of London* 167: 555-568.
- Hervé, R., Calderón, M., Fanning, C.M., Kraus, S. y Pankhurst, R.J. 2010b. SHRIMP chronology of the Magallanes Basin basement, Tierra del Fuego: Cambrian plutonism and Permian high-grade metamorphism. *Andean Geology* 37 (2): 253-275.
- Jannou, G.E., Nañez, C.A. y Malumián, N. 2022. Foraminíferos bentónicos de la Formación Punta Torcida, Eoceno inferior-medio (Ypresiano-Lutetiano Inferior), Isla Grande de Tierra Del Fuego y Plataforma Continental Fueguina; Servicio Geológico Minero Argentino; Serie Contribuciones Técnicas: Geología Regional 9; 11-2022: 1-53.
- Jannou, G. y Olivero, E.B. 2001. Hallazgo de radiolarios del Paleógeno en la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana*, 38(3): 317-320.
- Klepeis, K.A. 1994. The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *Journal of Geophysical Research* 99: 22001-22014.
- Klepeis, K., Betka, P., Clarke, G., Fanning, M., Hervé, F., Rojas, L., Mpodozis, C. y Thomson, S., 2010. Continental underthrusting and obduction during the cretaceous closure of the Rocas Verdes rift basin, cordillera Darwin, Patagonian Andes. *Tectonics* 29(3): TC3014.
- Kohn, M.J., Spear, F.S., Harrison, T.M. y Dalziel, I.W.D. 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and P-T-t paths from the Cordillera Darwin Metamorphic Complex, Tierra del Fuego, Chile. *Journal of Metamorphic Geology* 13: 251-270.
- Kranck, E.H. 1932. Geological investigation in the Cordillera of Tierra del Fuego. *Acta Geographica* 4: 1–231.
- Lodolo, E., Menichetti, M., Bartole, R., Ben-Avraham, Z., Tassone, A. y Lippai, H., 2003. Magallanes–Fagnano continental transform fault (Tierra del Fuego, southernmost South America). *Tectonics* 22(6). <https://doi.org/10.1029/2003tc001500>.
- López Cabrera, M.I., Olivero, E.B., Carmona, N.B. y Ponce, J.J. 2008. Cenozoic trace fossils of the Cruziana, Zoophycos, and Nereites ichnofacies from the Fuegian Andes, Argentina. *Ameghiniana* 45(2):377-393.
- López Cabrera, M.I. y Olivero, E.B. 2021. Intraspecific variability in the early Miocene struthiolariid gastropod *Perissodonta ameghinoi* (Ihering, 1897) from Tierra del Fuego, Argentina. *PE-APA*. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina 21(2): 34–52. <http://dx.doi.org/10.5710/PEAPA.24.07.2021.388>
- Maloney, K.T., Clarke, G.L., Klepeis, K.A., Fanning, C.M. y Wang, W. 2011. Crustal growth during back-arc closure: cretaceous exhumation history of Cordillera Darwin, southern Patagonia. *Journal of Metamorphic Geology* 29: 649–672. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2011.00934.x>.
- Malumián, N. 1989. Foraminíferos bentónicos de la localidad tipo de la Formación La Despedida (Eoceno, Isla Grande de Tierra del Fuego). Parte I. Textulariina y Miliolina. *Ameghiniana*, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 25: 341–356.
- Malumián, N. 1990. Foraminíferos bentónicos del Cretácico de cuenca Austral. Argentina. En: Volkheimer, W. (ed.), *Bioestratigrafía de los Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur*. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico, pp. 429-495.
- Malumián, N. 1999. La sedimentación en la Patagonia extrandina. En: *Geología Argentina*, R. Caminos (ed.). Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29(18): 557-612.
- Malumián, N. 2002. El Terciario marino. Sus relaciones con el eustatismo. En: Haller, M.J. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz*. Relatorio 15 Congreso Geológico Argentino. Asociación Geológica Argentina, Buenos Aires, pp. 237-244.
- Malumián, N. y Caramés, A. 2002. Foraminíferos de sedimentitas ricas en carbono orgánico, Formación La Barca, Paleoceno superior, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57: 219–231.
- Malumián, N. y Jannou, G., 2010. Los Andes Fueguinos: el registro micropaleontológico de los mayores acontecimientos paleoceanográficos australes del Campaniano al Mioceno. *Andean Geology* 37: 345–374.
- Malumián, N. y Scarpa, R. 2005. Foraminíferos de la Formación Irigoyen, Neógeno, Tierra del Fuego, Argentina: su significado paleobioestratigráfico. *Revista de la Asociación Paleontológica Argentina* 42: 363-376.
- Malumián, N. y Olivero, E.B. 2005. El Oligoceno-Plioceno marino del río Irigoyen, costa atlántica de Tierra del Fuego, Argentina: Una conexión atlántico pacífica. *Revista Geológica de Chile* 32(1): 1117-129.
- Malumián, N. y Olivero, E.B. 2006. El Grupo Cabo Domingo, Tierra del Fuego: bioestratigrafía, paleoambientes y acontecimientos del Eoceno-Mioceno marino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61: 139-160.
- Malumián, N., Olivero, E.B. y Concheyro, A. 1994. Eocene microfossils from the Leticia Formation, Tierra del Fuego Island, Argentina. *Ameghiniana*, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina 31: 398.
- Malumián, N., Jannou, G. y Nañez, C. 2009. Serial Planktonic Foraminifera from the Paleogene of the Tierra del Fuego Island, South America. *Journal of Foraminiferal Research* 39(4): 316–321.
- Malumián, N., Hromic, T. y Nañez, C. 2013. El Paleoceno de la cuenca de Magallanes: bioestratigrafía y discontinuidades, *Anales Instituto Patagonia* (Chile) 41: 29-52.

- Malumian, N., Náñez, C. y Jannou, G. 2014. The age of the Punta Torcida Formation, Eocene, Magallanes Basin, Argentina: the genera Planorotalites and Igorina (planktonic foraminifera), Actas 19 Congreso Geológico Argentino, session T1, article 30. Asociación Geológica Argentina, Córdoba.
- Manson, G.R. 1961. Despedida Area Report. N° 152 (inédito) Tennessee.
- Martinioni, D.R. 2010. Estratigrafía y sedimentología del Mesozoico Superior-Paleógeno de la Sierra de Beauvoir y adyacencias, Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédita). http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_4608_Martinioni.pdf.
- Martinioni, D.R., Olivero, E.B. y Palamarczuk, S. 1998. Conglomerados del Paleógeno en Tierra del Fuego: Evidencias de discordancia entre el Cretácico Superior-(Paleoceno) y el Eoceno de Cuenca Austral. Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica. Publicación Especial Asociación Paleontológica Argentina 5: 129-136.
- Martinioni, D.R., Olivero, E.B. y Palamarczuk, S. 1999. Estratigrafía y discordancias del Cretácico Superior-Paleoceno en la región central de Tierra del Fuego. Simposio del Paleógeno de América del Sur. Servicio Geológico Minero Argentino Anales 33: 7-16.
- Martinioni, D.R., Olivero, E.B., Medina, F.A. y Palamarczuk, S.C. 2013. Cretaceous stratigraphy of Sierra de Beauvoir, Fuegian Andes (Argentina). Revista Asociación Geológica Argentina 70: 70-95.
- Mosqueira González, M.V. 2023. Geometría, cinemática y cuantificación de la deformación en la porción interna de la faja plegada y corrida Fueguina al norte del lago Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. Tesis doctoral (inédita). Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca. 294 p.
- Mosqueira González, V., Torres Carbonell, P.J. y Turienzo, M. 2021. Structural overprinting and style of deformation at sierra Beauvoir and sierra de Apen: A geometric and kinematic model for the evolution of the internal thrust-fold belt, Fuegian Andes, Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 112. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103575>.
- Mpodosis, C., Mella, P. y Padva, D. 2011. Estratigrafía y megasecuencias sedimentarias en la Cuenca Austral-Magallanes, Argentina y Chile. Instituto Argentino de Petróleo y Gas, 8° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar de Plata, Argentina, 8-12 de noviembre, 2011, Resúmenes: 97-137.
- Natland, M., Gonzalez, E., Cañón, A. y Ernst, M. 1974. A System of stages for correlation of Magallanes basin sediments. The Geological Society of America Memoir 139: 1-57.
- Nelson, E.P., Dalziel, I.W.D. y Milnes, A.G. 1980. Structural geology of the Cordillera Darwin - Collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. Eclogae Geologicae Helveticae 73: 727-751.
- Olivero, E.B. 2002. Petrografía sedimentaria de sistemas turbidíticos del Cretácico-Paleógeno, Andes Fueguinos: procedencia, volcanismo y deformación. 15 Congreso Geológico Argentino. Actas: I: 611-612, 23-26 Abril, Calafate. Provincia de Santa Cruz.
- Olivero, E.B. y López Cabrera, M.I. 2010. Tasselia ordamensis: a biogenic structure of probable deposit-feeding and gardening maldanid polychaetes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 292: 336-348.
- Olivero, E.B. y López Cabrera, M.I. 2013. Euflabella n. igen.: complex horizontal spreite burrows in Upper Cretaceous-Paleogene shallow-marine sandstones of Antarctica and Tierra del Fuego. Journal of Paleontology 87: 413-426.
- Olivero, E.B. y López Cabrera, M.I. 2020. A new shallow-marine, high-latitude record of the trace fossil Macaronichnus in Miocene, reworked delta-front clinofolds, Punta Basílica, Tierra del Fuego, Argentina. Ichnos 27(4): 369-383.
- Olivero, E.B. y López Cabrera, M.I. 2023. Helminthopsis and Cylindrichnus ichnoguilds from thin bedded turbidites, Tierra del Fuego, Argentina. PALAIOS 38: 371-393. <http://dx.doi.org/10.2110/palo.2022.058>.
- Olivero, E.B. y Malumián, N. 1999. Eocene stratigraphy of southeastern Tierra del Fuego Island, Argentina. AAPG (American Association of Petroleum Geology) Bulletin 83: 295-313.
- Olivero, E.B. y Malumián, N. 2008. Mesozoic-Cenozoic stratigraphy of the Fuegian Andes, Argentina. Geologica Acta 16(1): 5-18.
- Olivero, E.B. y Medina, F.A. 2001. Geología y paleontología del Cretácico marino en el sureste de los Andes Fueguinos, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56: 344-352.
- Olivero, E. B. y Torres Carbonell, P. J. 2021. Stratigraphy and depositional architecture of the Viamonte Formation, Miocene, Tierra del Fuego, Argentina: the interplay between deep-marine transverse and longitudinal depositional systems. Revista de la Asociación Geológica Argentina 78 (2): 135-162. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/244>
- Olivero, E.B. y Torres Carbonell, P.J. 2022. Variabilidad litológica y arquitectural en sistemas turbidíticos canalizados del Paleógeno, Andes Fueguinos: implicancias en la transferencia sedimentaria a la cuenca. 11° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio Exploración Offshore en el Sector Sur del Margen Atlántico Sudamericano. Trabajo EXP072: 8-11 Noviembre 2022. Mendoza.
- Olivero, E.B., Barreda, V., Marensi, S.A., Santillana, S.N. y Martinioni, D.R. 1998. Estratigrafía, sedimentología y palinología de la Formación Sloggett (Paleogeno continental), Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina 53: 504-516.
- Olivero, E.B., Martinioni, D.R., Malumián, N. y Palamarczuk, S. 1999. Bosquejo geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego, Argentina. 14 Congreso Geológico Argentino, Salta, Actas I: 291-294.
- Olivero, E.B., Malumián, N., Palamarczuk, S. y Scasso, R.A. 2002. El Cretácico Superior-Paleógeno del área del Río Bueno, costa atlántica de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Revista de La Asociación Geológica Argentina 57(3): 199-218.
- Olivero, E.B., Malumián, N. y Palamarczuk, S. 2003. Estratigrafía del Cretácico Superior-Paleoceno del área de Bahía Thetis, Andes Fueguinos, Argentina: Acontecimientos tectónicos y paleobiológicos. Revista

- Geológica de Chile, 30 (2): 245–263.
- Olivero, E.B., Malumián, N. y Martinioni, D.R. 2007. Mapa geológico de la Isla Grande de Tierra del Fuego e Islas de los Estados a escala 1: 500.000. Servicio Geológico Minero Argentino. <https://repositorio.segemar.gob.ar/handle/308849217/1530?show=full>
- Olivero, E.B., Medina, F.A. y López Cabrera, M.I. 2009. The stratigraphy of Cretaceous mudstones in the eastern Fuegian Andes: new data from body and trace fossils. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 60-69.
- Olivero, E.B., López Cabrera, M.I., Malumián, N. y Torres Carbonell, P.J. 2010. Eocene graptolites from shallow marine, high-energy, organic-rich, and bioturbated turbidites, Fuegian Andes, Argentina. *Acta Geologica Polonica*, 60 (1): 77-91.
- Olivero, E.B., López Cabrera, M.I. y Reguero, M.A. 2015. Icnología de los depósitos fluviales de la Formación Cullen (Mioceno, Tierra del Fuego) y su relación con la Formación Santa Cruz (Mioceno) de Patagonia. SLIC 2015, 3 Simposio Latinoamericano de Icnología. Colonia, Uruguay.
- Olivero, E.B., Torres Carbonell, P.J., Svojtka, M., Fanning, M., Hervé, F. y Nývlt, D. 2020. Eocene volcanism in the Fuegian Andes: Evidence from petrography and detrital zircons in marine volcanoclastic sandstones. *Journal of South American Earth Sciences* 104. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102853>.
- Panti, C., Césari, S.N., Marensi, S.A. y Olivero, E.B. 2007. A new *Araucaria* fossil species from the Paleogene of southern Argentina. *Ameghiniana* 44: 215-222.
- Panti, C., Marensi, S. y Olivero, E.B. 2008. Paleogene flora of the Sloggett Formation, Tierra del Fuego, Argentina. *Ameghiniana*, 45 (4): 677-692.
- Parras, A. y Cuitiño, J.I. 2018. The stratigraphic and paleoenvironmental significance of the regressive Monte Observación Member, early Miocene of the Austral Basin, Patagonia. *Latin American Journal of Sedimentology Basin Analysis* 25 (2): 93–115.
- Pérez Panera, J.P. 2009. Nanofósiles calcáreos paleógenos del sudeste de la provincia de Santa Cruz, Patagonia, Argentina. *Ameghiniana* 46: 273-284.
- Pérez Panera, J. 2013. Paleogene calcareous nannofossil biostratigraphy for two boreholes in the eastern Austral Basin, Patagonia, Argentina. *Andean Geology* 40: 117-140. <http://dx.doi.org/10.5027/and-geoV40n1-a06>.
- Pérez Panera, J.P., Ronchi, D.I., Hiriart, L. y Ottone, E.G. 2018. Estudio micropaleontológico en muestras de superficie de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Informe final. Y-Tec. YPF Tecnología (inédito), 35 p., Buenos Aires.
- Petersen C.S. y Methol, E. 1948. Nota preliminar sobre rasgos geológicos de la porción septentrional de Tierra del Fuego, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 3(4): 280-291.
- Ponce, J.J. 2009. Análisis estratigráfico secuencial del Cenozoico de la Cordillera Fueguina, Tierra del Fuego, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, (inédita), 245 p.
- Ponce, J.J., Olivero, E.B., Martinioni, D.R. y López C. M.I. 2007. Sustained and episodic gravity flow deposits and related bioturbation patterns in Paleogene turbidites (Tierra del Fuego, Argentina). En: Bromley, R.G., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Genise, J.F. and Melchor, R.N. (eds.). *Sediment - Organism interactions: A multifaceted ichnology*. SEPM Special Publication 88: 253-266. SEPM (Society for Sedimentary Geology).
- Ponce, J.J., Olivero, E.B. y Martinioni, D.R. 2008. Upper Oligocene-Miocene clinoforms of the foreland Austral Basin of Tierra del Fuego, Argentina: stratigraphy, depositional sequences and architecture of the foredeep deposits. *Journal of South American Earth Sciences* 26: 36–54. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.12.001>.
- Prieto, X. y Moraga, J. 1990. Ambiente de sedimentación de la Formación Ballena (Eoceno inferior a medio), Tierra del Fuego, Magallanes. 2do Simposio sobre el Terciario de Chile: 267-273.
- Quattrocchio, M.E. 2017. New fossil record of Lactoridaceae in the Paleogene of southern Patagonia (South America). *Revista Del Museo Argentino de Ciencias Naturales (n.s.)*. 19: 71–84.
- Quattrocchio, M.E. 2020. Late Paleocene–middle Eocene dinoflagellate cysts from the La Barca Formation, Austral Basin, Argentina, *Palynology*. <https://doi.org/10.1080/01916122.2020.1842818>.
- Quattrocchio, M.E., Olivera, D.E., Martínez, M.A., Ponce, J.J. y Carmona, N.B. 2018. "Palynofacies Associated to Hyperpyncnite Deposits of the Miocene." *Facies* 64(3). <https://doi.org/10.1007/s10347-018-0535-2>.
- Quattrocchio, M.E., Diaz, P.E. y Agüero, L.S. 2024. The late Paleocene-Eocene interval of the Magallanes-Austral Basin (Chile-Argentina): Palynostratigraphy, paleoclimate and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences* 133. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104706>.
- Rivera Rosado, H. A. 2022. Tracing the Cenozoic Southern Patagonian Andes growth (51°15' S-53°39' S) from the integrated study of the orogen-foreland basin pair. *Geophysics [physics.geo-ph]*. Université Grenoble Alpes [2020-]; Universidad de Chile, 2022. English. ffNNT: 2022GRALU005ff. fftel-03893424.
- Robbiano, J., Arbe, H. y Gangui, A. 1996. Cuenca Austral Marina. En: Ramos y Turic (eds): *Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina*, Relatorio, 13° Congreso Geológico Argentino, 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos 17: 323-341.
- Rodríguez, M.A. 2023. Facies, arquitectura sedimentaria y paleoambientes de las Capas del Cabo Ladrillero, Mioceno, Tierra del Fuego. Carrera de Licenciatura en Ciencias Geológicas, UNTdF-ICPA, (inédito), 98 p.
- Rosello, E., Ottone, G., Harina, C. y Nevistic, V. 2004. Significado tectónico y paleoambiental de los niveles carbonosos paleógenos de estancia La Correntina, Andes Fueguinos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59: 778-784.
- Sánchez, A., Pavlishina P., Godoy E., Hervé F. y Fanning C.M. 2010. On the presence of Upper Paleocene rocks in the foreland succession

- at Cabo Nariz, Tierra del Fuego, Chile: geology and new palynological and U-Pb data. *Andean Geology* 37(2): 413-432, formerly *Revista Geológica de Chile* www.scielo.cl/andeol.htm.
- Scarpa, R. y Malumíán, N. 2008. Foraminíferos del Oligoceno inferior de los Andes Fueguinos, Argentina: su significado tectónico-ambiental. *Ameghiniana* 45: 361–376.
- Suárez, M., Hervé, M. y Puig, A. 1985. Hoja Isla Hoste e Islas Adyacentes. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile 65: 113 p., 1 mapa a escala 1:250.000.
- Torres Carbonell, P.J. 2010. Control tectónico en la estratigrafía y sedimentología de secuencias sinorogénicas del Cretácico Superior-Paleógeno de la faja corrida y plegada Fueguina, Departamento de Geología. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, 384 p.
- Torres Carbonell, P.J. y Olivero, E.B. 2012. Sand dispersal in the southeastern Austral Basin, Tierra del Fuego, Argentina: outcrop insights from Eocene channeled turbidite systems. *Journal of South American Earth Science* 33: 80-101. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.08.002>.
- Torres Carbonell, P.J. y 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.
- Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B. y Dimieri, L.V. 2008. Control en la magnitud de desplazamiento de rumbo del Sistema Transformante Fagnano, Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 35: 63-77.
- Torres Carbonell, P.J., Malumíán, N. y Olivero, E.B. 2009. El Paleoceno-Mioceno de Península Mitre: antefosa y depocentro de techo de cuña de la cuenca Austral, Tierra del Fuego, Argentina. *Andean Geology* 36: 197–235.
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V. y Olivero, E.B. 2011. Progressive deformation of a Coulomb thrust-wedge: the eastern Fuegian Andes Thrust-Fold Belt. En: *Kinematic evolution and structural styles of fold-and-thrust belts*. Poblet, J. y Lisle, R. (eds). Geological Society of London, Special Publications 349: 123-147.
- Torres Carbonell, P.J., Dimieri, L.V., Olivero, E.B., Bohoyo, F. y 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, Part B: 174-188. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.07.019>.
- Torres Carbonell, P.J., Rodríguez Arias, L. y Atencio, M.R. 2017a. Geometry and kinematics of the Fuegian thrust-fold belt, southernmost Andes. *Tectonics* 36: 33-50. <https://doi.org/10.1002/2016tc004349>.
- Torres Carbonell, P.J., Cao, S.J. y Dimieri, L.V., 2017b. Spatial and temporal characterization of progressive deformation during orogenic growth: example from the Fuegian Andes, southern Argentina. *Journal of Structural Geology* 99: 1- 19, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2017.04.003>.
- Torres Carbonell, P. J., Cao, S. J., González Guillot, M., Mosqueira González, V., Dimieri, L. V., Duval, F. y Scaillet, S. 2020. The Fuegian thrust-fold belt: From arc-continent collision to thrust-related deformation in the southernmost Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 102, 102678. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102678>
- Torres Carbonell, P.J., Olivero, E.B. y Giunta, D.L. 2022. El Cretácico Superior-Cenozoico de los Andes Fueguinos: evolución tectónica, sistemas sedimentarios y aporte detrítico hacia la cuenca Malvinas occidental. Libro de Actas del 21 Congreso Geológico Argentino 14 al 18 de marzo de 2022, Puerto Madryn, Chubut.
- Tudisca, E.P., Pazos, P.J, Ghiglione, M.C y Cianfagna, F.A. 2012. Estudio de "las capas del cabo Ladrillero superior" en el cabo homónimo, Mioceno inferior de la cuenca Austral, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69(1): 43-60.
- Yrigoyen, M.R. 1962. Evolución de la exploración petrolera en Tierra del Fuego. *Petrotecnia* 12(4): 28-38
- Zanettini, J.C. y Zapettini, E.D. 1988. Geología de la comarca de Bahía Sloggett, Territorio Nacional de la Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43: 188-197.
- Zamaloa, M. del C. 2000. Palinoflora y ambiente en el Terciario del nordeste de Tierra del Fuego, Argentina. *Revista Museo Argentino Ciencias Naturales*, n.s. 2: 43-51.
- Zetter, R, Hofmann C.C., Draxler, I., Durango de Cabrera, J., Vergel, M. del M. y Vervoort, F. 1998. A rich Middle Eocene Microflora at Arroyo de los Mineros, near Cañadón Beta, NE Tierra del Fuego Province, Argentina. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 56/1: 439-460.