

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

Procesos sedimentarios y determinación de paleocorrientes mediante anisotropía de susceptibilidad magnética en los depósitos tithonianos de grano fino de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad de Buenos Aires

en el área de Ciencias Geológicas

Lic. Ignacio Tamagno

Director de Tesis: Dr. Diego Alejandro Kietzmann

Directora Adjunta: Dra. María Paula Iglesia Llanos

Consejero de Estudios: Dr. Augusto Rapalini

Lugar de trabajo: Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA)

Buenos Aires, 2025

Procesos sedimentarios y determinación de paleocorrientes mediante anisotropía de susceptibilidad magnética en los depósitos tithonianos de grano fino de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina

Se realizó un estudio sedimentológico y estratigráfico secuencial, combinado con el análisis de fábricas magnéticas (ASM), en el intervalo Tithoniano de las Formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú. Se relevaron diez secciones distribuidas en una transecta de más de 200 km en Neuquén, organizadas en tres sectores de una clinoforma progradante: *topset*, *foreset* y *bottomset*. El análisis de facies permitió identificar 23 microfacies y 29 litofacies, agrupadas en 12 facies y 2 asociaciones de facies. El *topset* corresponde a un sistema deltaico y a facies de rampa interna, el *foreset*, a un sistema de rampa externa, y el *bottomset* a facies de cuenca. El análisis estratigráfico secuencial permitió reconocer dos secuencias compuestas (tercer orden) y cuatro de alta frecuencia (cuarto orden). Los estudios de ASM permitieron identificar fábricas primarias y secundarias, además de reconocer procesos tractivos que ayudaron en la estimación de paleocorrientes para los sectores de talud y cuenca. Los patrones de dispersión del sedimento dentro del *foreset* se hallan vinculados a corrientes de turbidez y corrientes de fondo paralelas a la costa, mientras que para el sector de *bottomset* han sido adjudicados a un encauzamiento de los flujos de fondo siguiendo los contornos batimétricos y las irregularidades del sustrato marino, coincidentes con el eje depocentral de Chos Malal.

Palabras clave: Vaca Muerta, Tithoniano, rocas de grano fino, paleocorrientes, fábricas magnéticas

Sedimentary processes and paleocurrent determination through anisotropy of magnetic susceptibility in the tithonian, fine-grained deposits of the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin

A sedimentological and sequence stratigraphic study, integrated with magnetic fabric analysis (AMS), was carried out on the Tithonian interval of the Vaca Muerta and Picún Leufú formations. Ten sections were measured along a 200 km transect in the Neuquén province, distributed in three sectors of a progradational clinoform: topset, foreset, and bottomset. Facies analysis identified 23 microfacies and 29 lithofacies, grouped into 12 facies and 2 facies associations. The topset comprises deltaic and inner ramp deposits, the foreset represents an outer ramp system, and the bottomset includes basin facies. Sequence stratigraphic analysis allowed for the identification of two composite (third-order) and four high-frequency (fourth-order) sequences. AMS results revealed primary and secondary fabrics, as well as tractive processes that allowed for paleocurrent reconstruction for slope and basin settings. Sediment dispersal within the foreset was dominated by turbidity currents and along-shore currents, while in the bottomset it is interpreted as bottom currents that followed bathymetric contours and substrate irregularities along the Chos Malal depocenter axis.

Keywords: Vaca Muerta, Tithonian, fine-grained rocks, paleocurrents, magnetic fabrics

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a la Universidad de Buenos Aires y al CONICET por haberme permitido la excepcional oportunidad de realizar un doctorado de dedicación completa a partir del otorgamiento de una beca doctoral. Asimismo, también agradecer a las compañías que conforman el Consorcio Vaca Muerta, Tecpetrol y Chevron, por la financiación de esta tesis. Especialmente a Dolores Vallejo por haber sostenido la participación de Chevron durante los tres años de desarrollo del mismo.

A mis directores Diego y Paula por los recursos brindados, tanto humanos como materiales, y también por la oportunidad que me dieron al aceptarme como becario. Esta tesis no podría haber sido realizada sin el acompañamiento y orientación que ellos me dieron.

Al jurado por sus comentarios y aportes.

Al IGEBA y al laboratorio de paleomagnetismo “Daniel Valencio”, junto con todo su personal de técnicos (Cesar, Juli, Mati y Fer), por permitirme y ayudarme a realizar todas las tareas de laboratorio y gabinete requeridas para la tesis.

A Luis, con quien compartimos no sólo un espacio de trabajo, sino un montón de charlas, campañas, mediciones, cursadas, anécdotas, amistades, entre otras cosas. Un grande.

A mis padres: Sergito y Mamá, quienes me dieron hasta lo que no tenían para que nunca me falte nada.

A mis hermanos: Florencia, Agustina, Santiago y Martín.

A los pibes, con quienes hemos compartido cursadas, viajes de campo, asados e incontables cantidad de anécdotas.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y SECCIONES RELEVADAS **1**

1.1 INTRODUCCIÓN 1
1.2 OBJETIVOS 4
1.3 LOCALIDADES DE ESTUDIO Y SECCIONES ANALIZADAS 5
1.3.1 REGIÓN DE PICÚN LEUFÚ 7
1.3.1.1 Ubicación geográfica y geología del área 7
1.3.1.2 Descripción de la sección 7
1.3.2 REGIÓN DE ZAPALA 9
1.3.2.1 Ubicación geográfica y geología del área 9
1.3.2.2 Descripción de la sección 10
1.3.3 REGIÓN DE LONCOPUÉ 12
1.3.3.1 Ubicación geográfica y geología del área 12
1.3.3.2 Descripción de la sección 13
1.3.4 REGIÓN DE CHOS MALAL 14
1.3.4.1 Ubicación geográfica y geología del área 14
1.3.4.2 Descripción de la sección 16

CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA **19**

2.1 METODOLOGÍA DE CAMPO 19
2.1.1 LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS 19
2.1.2 MUESTREO 19
2.1.3 ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL 21
2.2 METODOLOGÍA DE LABORATORIO Y GABINETE 23
2.2.1 ELABORACIÓN DE SECCIONES COLUMNARES 23
2.2.2 CLASIFICACIÓN LITOLÓGICA Y ANÁLISIS DE FACIES 23
2.2.3 MEDICIONES DE PROPIEDADES MAGNÉTICAS 26
2.2.3.1 Mediciones de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética 27
2.2.3.2 Mediciones de mineralogía magnética 27

CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO **29**

3.1 GENERALIDADES Y ELEMENTOS DE LA CUENCA 29
3.2 EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA NEUQUINA 31
3.3 ESTRATIGRAFÍA 34
3.3.1 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL DE LA CUENCA NEUQUINA EN EL ÁREA DEL ENGOLFAMIENTO 34
3.4 ANTECEDENTES DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA 39

3.4.1 LITOESTRATIGRAFÍA 39
3.4.2 DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA, ESPESOR, RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS 41
3.4.3 EDAD, PALEONTOLOGÍA Y BIOESTRATIGRAFÍA..... 43
3.4.4 AMBIENTE SEDIMENTARIO 45
3.4.5 ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL..... 49

CAPÍTULO 4. ANÁLISIS DE FACIES..... **51**

4.1 ANTECEDENTES..... 51
4.2 LITOFACIES..... 58
4.2.1 LITOFACIES PELÍTICAS..... 58
4.2.2 LITOFACIES PELÍTICAS MIXTAS 68
4.2.3 LITOFACIES ARENOSAS..... 75
4.2.4 LITOFACIES CARBONÁTICAS 94
4.2.5 LITOFACIES VOLCANICLÁSTICAS..... 133
4.2.6 LITOFACIES ASOCIADAS A PROCESOS DIAGENÉTICOS 139
4.3 FACIES..... 143
4.4 ASOCIACIONES DE FACIES Y EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LAS FORMACIONES VACA MUERTA Y PICÚN LEUFÚ 171
4.4.1 ASOCIACIÓN DE FACIES 1: SISTEMA DELTAICO 171
4.4.2 ASOCIACIÓN DE FACIES 2: RAMPA CARBONÁTICA INTERNA 174

CAPÍTULO 5. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL..... **180**

5.1 ANTECEDENTES..... 180
5.2 ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DEL INTERVALO TITHONIANO DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA 182
5.2.1 SECUENCIA COMPUESTA 1 (CS-1) 185
5.2.1.1 Secuencia depositacional de alta frecuencia 1 (HFS-1) 186
5.2.1.2 Secuencia depositacional de alta frecuencia 2 (HFS-2) 193
5.2.1.3 Secuencia depositacional de alta frecuencia 3 (HFS-3) 200
5.2.2 SECUENCIA COMPUESTA 2 (CS-2) 203
5.2.2.1 Secuencia depositacional de alta frecuencia 4 (HFS-4) 204

CAPÍTULO 6. ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA..... **208**

6.1 INTRODUCCIÓN..... 208
6.2 MINERALOGÍA MAGNÉTICA DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA 215
6.3 FÁBRICAS MAGNÉTICAS DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA..... 224
6.3.1 FÁBRICAS PRIMARIAS O SEDIMENTARIAS..... 224
6.3.1.1 Fábricas horizontales 224

6.3.1.2 Fábricas primarias alineadas con el flujo (migración de lecho plano) 231
6.3.1.3 Fábricas primarias alineadas con el flujo (migración de óndulas de corriente) 233
6.3.1.4 Fábricas primarias obliteradas por procesos de dolomitización. 237
6.3.1.5 Fábricas primarias obliteradas por bioturbación..... 238
6.3.2 FÁBRICAS SECUNDARIAS O POST-DEPOSITACIONALES 240
6.3.2.1 Fábricas secundarias por compactación o esfuerzos tectónicos. 240
6.3.3 FÁBRICAS INVERSAS 243

CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN **245**

7.1 IMPLICANCIAS DEL ANÁLISIS DE FÁBRICAS MAGNÉTICAS
7.1.1 FÁBRICAS SEDIMENTARIAS, PALEOCORRIENTES Y PROCESOS ASOCIADOS 245
7.1.2 FÁBRICAS POST-DEPOSITACIONALES Y PROCESOS ASOCIADOS..... 258
7.2 PALEOAMBIENTE Y ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL 260
7.2.1 DINÁMICA SEDIMENTARIA DE LOS DEPÓSITOS TITHONIANOS DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA 260

CONCLUSIONES..... **278**

BIBLIOGRAFÍA..... **281**

ANEXOS..... **327**

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN, OBJETIVOS Y SECCIONES RELEVADAS

1.1 INTRODUCCIÓN

La Formación Vaca Muerta (Jurásico Superior – Cretácico Inferior) está integrada por pelitas, margas y calizas, y es considerada la principal roca madre de la Cuenca Neuquina (Leanza et al. 2011, Stinco y Barredo 2014, Uliana et al. 2014, González et al. 2016) y el reservorio de hidrocarburos no convencional más importante fuera de Estados Unidos (Minisini et al. 2020a). Reúne características excepcionales que la convierten en un excelente reservorio tipo *shale oil* y *shale gas* (Askenazi et al. 2013, González et al. 2016, 2018, Minisini et al. 2020a), como su alto contenido de carbono orgánico total, con un valor promedio de 4,5%, baja complejidad estructural, moderada profundidad (aproximadamente 2400 m), menos de 35% de minerales arcillosos (excepto para los niveles tobáceos argilitizados), además de buena porosidad total, fluctuando entre 10 y 16% (González Tomassini et al. 2019, Kietzmann et al. 2020).

Esta unidad comprende un sistema de clinoformas caracterizado por bajo ángulo con una dirección general de progradación de sureste a noroeste en el ámbito del Engolfamiento Neuquino, y de este a oeste en la Plataforma Mendocina (e.g., Mitchum y Uliana 1985, Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1991, 1996). Publicaciones más recientes han permitido posicionar con mayor exactitud las sucesivas trayectorias de la línea de costa y las localizaciones de los quiebres de plataforma (e.g., Desjardins et al. 2016, González et al. 2016, 2018, Domínguez et al. 2020a, b, Reijenstein et al. 2020). Estos avances han permitido mapear geográfica y estratigráficamente los distintos elementos que componen al sistema de clinoformas, tales como la plataforma o *topset*, el quiebre de plataforma o *shelf break*, el talud o *foreset*, el pie de talud o *toe set* y el sector de cuenca o *bottomset*, para cada una de las secuencias depositacionales. Esta valiosa información permite una mejor integración con los estudios de facies regionales (e.g., Spalletti et al. 2000, Scasso et al. 2002, 2005, Kietzmann et al. 2014a, 2016, Zeller et al.

2015a, b, Paz et al. 2022a, Otharán et al. 2020, Capelli et al. 2024) y, por lo tanto, la elaboración de modelos predictivos aplicables al subsuelo en el ámbito de la industria energética.

Los estudios sedimentológicos en la Formación Vaca Muerta muestran gran variabilidad de procesos, involucrando desde la decantación de fango carbonático y elementos planctónicos, a flujos turbidíticos (Leanza et al. 2003, Spalletti et al. 2008, Kietzmann y Vennari 2013, Kietzmann et al. 2014a, b, 2016, Krim et al. 2017), descargas hiperpícnicas (Paz et al. 2019, Naipauer et al. 2020, Otharán et al. 2020), ondas internas asociadas a fluctuaciones en la picnoclina (Kietzmann y Palma 2011), corrientes someras paralelas a la costa (Zeller 2013, Zeller et al. 2015a) y corrientes de contorno (Reijenstein et al. 2020, Paz et al. 2022a, b). Sin embargo, este tipo de procesos no siempre han sido caracterizados adecuadamente, debido a que las litologías dominantes en la Formación Vaca Muerta pertenecen al grupo de rocas sedimentarias de grano fino, donde los rasgos texturales primarios son difíciles de determinar o bien son obliterados por compactación, tectonismo, meteorización, bioturbación y diagénesis.

El conocimiento sobre los procesos sedimentarios involucrados en la depositación de espesas sucesiones de fangolitas avanzó sustancialmente durante la última década con el auge de la explotación de los reservorios no convencionales. Estudios recientes demostraron que, luego de su depositación, las partículas limo-arcillosas pueden flocular, dando origen a granos tamaño limo que son transportados por tracción, generando estructuras sedimentarias como laminación horizontal y óndulas de corriente de baja altura (Schieber et al. 2007, 2010, 2013, Schieber 2011, Yawar y Schieber 2017). No obstante, dichas formas de lecho se preservan en el registro como laminación paralela o de bajo ángulo dado el alto grado de compactación que sufren estas litologías. Este tipo de fábricas fueron reconocidas inicialmente en la Formación Vaca Muerta por Kietzmann (2011), Kietzmann y Palma (2011), Kietzmann y Vennari (2013) y Kietzmann et al. (2014a), mediante el estudio de los afloramientos ubicados en la porción surmendocina de la Cuenca Neuquina. Estos autores les atribuyeron un origen a partir de corrientes de fondo asociadas

con eventos de tormentas o colapsos gravitacionales, en tanto que posteriores publicaciones las reportaron para diversos sectores del depocentro (González Tomassini et al. 2014, 2015, Kietzmann et al. 2014b, c, 2016, b, Desjardins y Aguirre 2016, Eckert et al. 2016, Capelli et al. 2018, 2021, entre otros).

El avance en el conocimiento de los procesos sedimentarios que afectaron a la unidad de estudio aparenta plantear un contexto novedoso, aunque ampliamente heterogéneo. Dentro del ambiente marino distal los depósitos asociados a las corrientes de fondo, ya sea de corta o larga duración, comparten atributos en común (e.g., estructuras tractivas, bioturbación), con lo cual las evidencias sedimentológicas no suelen ser suficientes para establecer su génesis (Shanmugam et al. 1993, Shanmugam 2018). En este sentido, el registro geológico plantea cierta incertidumbre sobre la mecánica tractiva que afecta a la sedimentación por debajo del nivel de olas de tormenta. A su vez, la determinación de paleocorrientes en rocas de grano fino se torna dificultosa dado la imposibilidad en la preservación de estructuras sedimentarias tractivas (e.g., caras de avalancha en óndulas de corriente) o erosivas (e.g., turboglifos) que aporten información sobre la dirección de transporte de las partículas.

Considerando que anteriormente se ha hecho mención al accionar de flujos subácueos que evolucionan siguiendo la pendiente regional del sistema (e.g., corrientes de turbidez, descargas hiperpícnicas, corrientes mareales, oleaje de tormenta) o bien siendo influenciados por los contornos batimétricos del fondo marino (e.g., corrientes de contorno, corrientes someras paralelas a la costa), la información sobre los patrones de dispersión del sedimento que afectaron a la Formación Vaca Muerta podría cobrar especial importancia. En este sentido, la determinación de paleocorrientes, en conjunto con las evidencias sedimentarias, aportaría un dato robusto a la hora de diferenciar el tipo de corriente de fondo o corroborar previas interpretaciones (e.g., corrientes de contorno vs corrientes de turbidez). Con respecto a esto, el empleo de la anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) ha demostrado ser una herramienta útil y no destructiva, ayudando en la estimación sobre la orientación de paleoflujos a partir del reconocimiento

de procesos sedimentarios tractivos (e.g., Rees 1965, Schieber y Ellwood 1993, Liu et al. 2001, Baas et al. 2007, Dall'Olio et al. 2013, Novak et al. 2014, Felletti et al. 2016, Stachowska et al. 2020, entre otros).

1.2 OBJETIVOS

A partir de las problemáticas planteadas en el apartado anterior se desprenden los siguientes tres objetivos principales:

1. Estudiar una serie de localidades a lo largo de una transecta con orientación sur-norte para el intervalo Tithoniano de la Cuenca Neuquina en la provincia de Neuquén (Formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú) que involucre facies correspondientes a los sectores de *topset*, *foreset* y *bottomset*.

2. Comprender la arquitectura de este intervalo y obtener un marco predictivo para el análisis de los procesos sedimentarios a partir del estudio estratigráfico secuencial.

3. Determinar procesos sedimentarios y establecer paleocorrientes en litologías de grano fino a partir del estudio de fábricas magnéticas, que permitan hacer inferencias no observables mediante rasgos sedimentológicos a escala mesoscópica y microscópica.

El primer objetivo comprende el reconocimiento de microfacies, litofacies, facies y asociaciones de facies a partir de las propiedades texturales de las litologías a nivel microscópico y a escala de afloramiento. Posteriormente, el marco estratigráfico regional se obtendrá mediante la correlación de nueve secciones sedimentarias pertenecientes a los depósitos tithonianos de la Formación Vaca Muerta relevadas dentro de la zona de plataforma, talud y cuenca. Los objetivos segundo y tercero se realizarán con base en las mediciones y resultados que se desprendan del análisis de fábricas magnéticas. Finalmente, la integración de las facies, secuencias y procesos sedimentarios inferidos a partir de las fábricas magnéticas permitirá

postular un modelo paleoambiental más completo y discutir adecuadamente los distintos tipos de flujos y corrientes tractivas que gobernaron la depositación durante el Tithoniano.

1.3 LOCALIDADES DE ESTUDIO Y SECCIONES ANALIZADAS

Se analizaron un total de nueve secciones de las Formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú, comprendidas a lo largo de la faja central, en dirección N-S, de la provincia de Neuquén. Las localidades fueron agrupadas según su posición dentro de la geometría de una clinoforma progradante (*topset*, *foreset* y *bottomset*) (e.g., Mitchum y Uliana 1985, Legarreta y Gulisano 1989, Minisini et al. 2020b). Las principales regiones y las coordenadas correpondientes a la base de cada sección se encuentran detalladas en la Tabla 1.1 y en la Figura 1.1.

Región	Localidad	Coordenadas	Unidades aflorantes	Sector de la clinoforma
Picún Leufú	Arroyo Picún Leufú	39º 12’ 48.45” S 70º 3’ 59.85” O	Formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú	*topset*
Zapala	Cerrito Caracoles	38º 49’ 26.56” S 70º 9’ 03.82” O	Formación Picún Leufú	
	Los Catutos	38º 48’ 27.12” S 70º 11’ 03.40” O	Formación Vaca Muerta miembro inferior y Miembro Los Catutos	*foreset*
	Arroyo Covunco	38º 47’ 40.27” S 70º 11’ 44.69” O		
	Mallín de los Caballos	38º 41’ 44.56” S 70º 15’ 22.94” O		
Loncopué	Arroyo Mulichinco	38º 1’ 24.89” S 70º 28’ 15.52” O	Formación Vaca Muerta y Miembro Huncal	*bottomset*
Chos Malal	Chacay Melehue	37º 15’ 31.41” S 70º 27’ 51.44” O	Formación Vaca Muerta	
	Puerta Curaco	37º 22’ 26.11” S 69º 56’ 15.21” O		
	Yesera del Tromen	37º 17’ 48.02 S 69º 52’ 47.60” O		

Tabla 1.1. Localidades de estudio y ubicaciones geográficas.

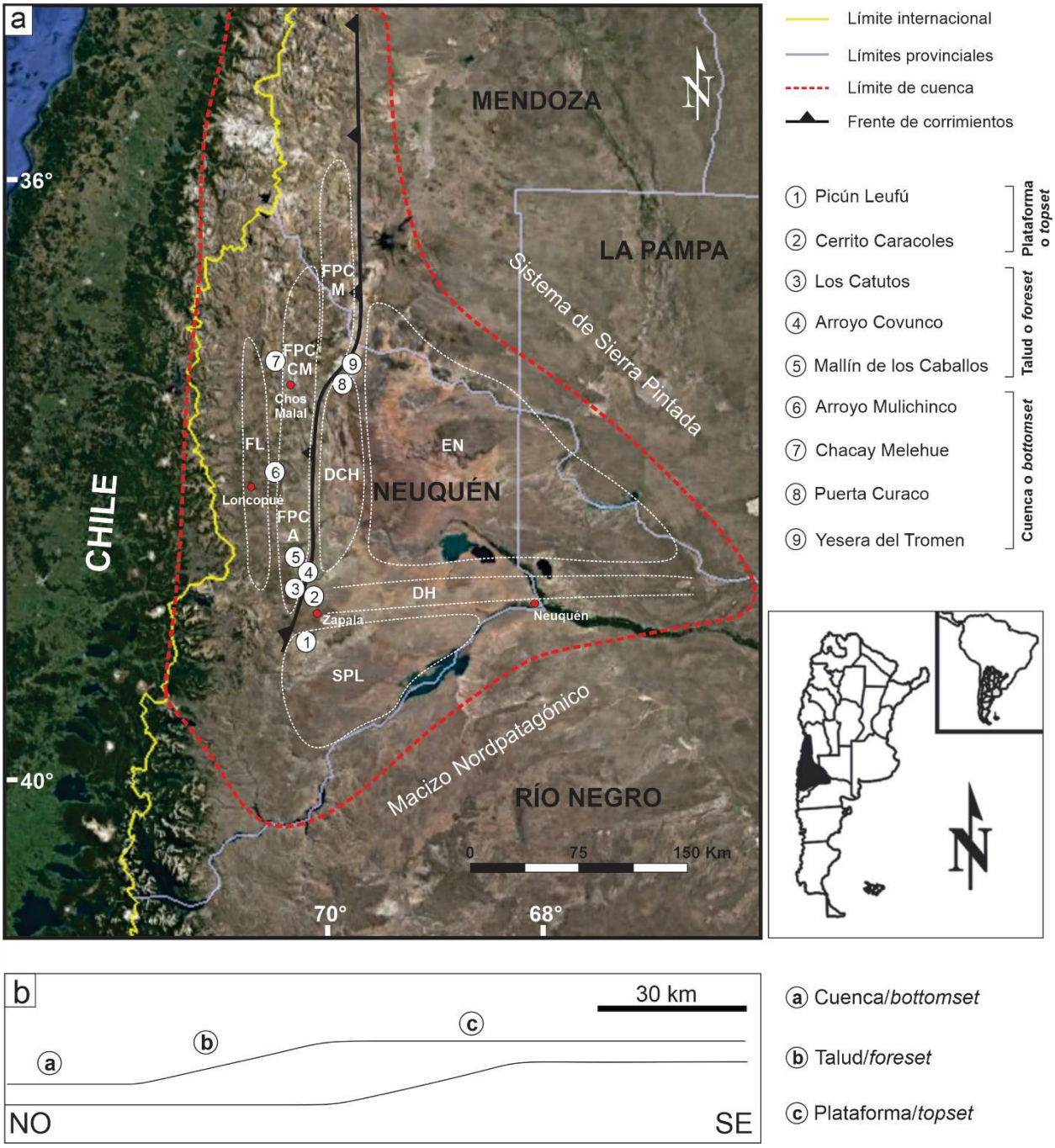


Figura 1.1. Localidades de estudio y secciones analizadas. a) Mapa regional de la Cuenca Neuquina con la ubicación de cada una de las secciones estudiadas y las regiones morfoestructurales involucradas. b) Esquema de una clinoforma progradante en sentido SE-NO con los distintos sectores que la componen. DCH: Dorso de los Chihuidos. DH: Dorsal de Huincul. EN: Engolfamiento neuquino. FL: Fosa de Loncopué. FPC A: Faja plegada y corrida del Agrio. FPC CM: Faja plegada y corrida de Chos Malal. FPC M: Faja plegada y corrida de Malargüe. SPL: Subcuenca Picún Leufú.

1.3.1 REGIÓN DE PICÚN LEUFÚ

1.3.1.1 Ubicación geográfica y geología del área

La zona de estudio se localiza al sur de la Cuenca Neuquina, dentro de la subcuenca Picún Leufú (Fig. 1.1), aproximadamente a unos 40 km al sur de la ciudad de Zapala. El acceso a los afloramientos se realiza a partir de la Ruta Nacional 40, continuando por camino de ripio al llegar al Puente Picún Leufú. La secuencia estudiada es expuesta a partir de una estructura plegada de rumbo E-O, denominada anticlinal Picún Leufú. La misma preserva en su núcleo las unidades jurásicas, de origen marino-continental, de los Grupos Cuyo (Formaciones Los Molles, Lajas y Challacó) y Lotena (Formación Lotena), continuando con depósitos fluviales y eólicos del Grupo Mendoza, representados por delgados afloramientos en dirección E-O de la Formación Quebrada del Sapo, equivalente de la Formación Tordillo (Leanza et al. 1997, Fig. 1.2). Sobre dicha unidad se encuentran en relación de contacto neto y transgresivo las facies marinas de la Formación Vaca Muerta, sucedida de manera transicional por los niveles mixtos y carbonáticos de la Formación Picún Leufú y finalmente por los depósitos transicionales a continentales cretácicos de la Formación Bajada Colorada (Leanza 1973, Gulisano et al. 1984, Leanza et al. 1997). Si bien la sucesión estratigráfica continúa aflorando hacia el sur, incluyendo unidades más jóvenes, los depósitos restantes dentro del área constituyen basaltos del Plioceno-Pleistoceno y cubiertas sedimentarias de edad cuaternaria (Leanza et al. 1997).

1.3.1.2 Descripción de la sección

El perfil analizado se encuentra inmediatamente al oeste de la RN 40. Constituye una espesa sucesión, de casi 400 m de potencia, cuya base está determinada por el contacto neto y concordante entre las formaciones Quebrada del Sapo y Vaca Muerta. Esta superficie involucra el pasaje de depósitos eólicos y fluviales a facies marinas de cuenca que preservan hasta un 24% de COT (Desjardins et al. 2016, Krim et

al. 2017). La Formación Vaca Muerta presenta un espesor de casi 300 metros. Se inicia con la Biozona de *Virgatosphinctes andesensis*, que indica el Tithoniano inferior bajo, y culmina con la Biozona de *Aulacosphinctes proximus*, que indica el Tithoniano inferior alto (Leanza 1973, Leanza y Hugo 1977, Parent et al. 2011). En general, la unidad muestra una fuerte impronta silicoclástica, constituida por pelitas, limolitas y areniscas de tonalidades castañas continuadas, de manera transicional, por los depósitos de la Formación Picún Leufú. Esta unidad comprende los restantes 100 m de espesor y contiene amonites de las biozonas de *Windhauseniceras internispinosum* a *Substeueroceras koeneni*, que indican el Tithoniano superior al Berriasiano inferior (Leanza 1973, Leanza y Hugo 1977, 1997). Dentro de la columna sedimentaria se distingue un primer intervalo de 80 m, constituido por limolitas castañas y areniscas bioclásticas, que luego son rematadas por estratos netamente carbonáticos cuya potencia no excede los 20 metros.

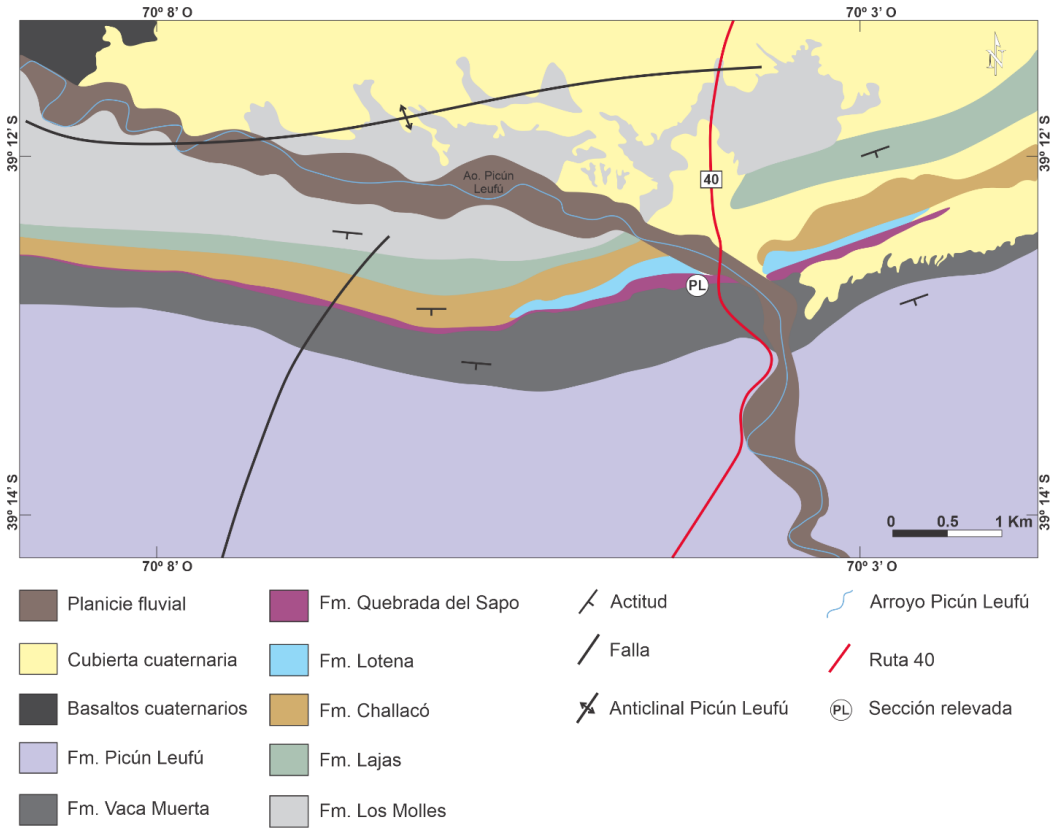


Figura 1.2. Mapa geológico de la región de Picún Leufú y ubicación de la columna sedimentaria analizada.

1.3.2 REGIÓN DE ZAPALA

1.3.2.1 Ubicación geográfica y geología del área

La zona de estudio se ubica en la región centro-sur de la Cuenca Neuquina, más precisamente sobre la prolongación hacia el oeste de la Dorsal de Huincul y el sector austral de la Faja Plegada y Corrida del Agrio (Folguera et al. 2011, Fig. 1.1). Los afloramientos se encuentran a unos 15 km al noroeste de la localidad de Zapala, en tanto que el acceso a los mismos se realiza desde la Ruta Nacional 40, para el caso de las secciones ubicadas al sur (Arroyo Covunco, Los Catutos y Cerrito Caracoles), mientras que la columna de Mallín de los Caballos requiere continuar hacia el norte por la misma ruta, siguiendo luego por camino de ripio en dirección noreste que da acceso a la Comunidad Mapuche Millaqueo (Fig. 1.3).

La estratigrafía de la zona comprende una columna continua que comienza con los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza (Fig. 1.3). El área incluye dos grandes estructuras, como son el anticlinal de Los Catutos al sur del Arroyo Covunco y, la Sierra de la Vaca Muerta al norte, donde los afloramientos se disponen de manera homoclinal, con rumbo SE-NO. La sucesión se inicia con las facies prodeltaicas de la parte superior de la Formación Los Molles (Bajociano?), continuada por las facies deltaicas de la Formación Lajas (Bathoniano – Calloviano inferior), que es cubierta por delgados depósitos evaporíticos de la Formación Tábanos (Calloviano inferior) (Leanza y Hugo 2005). Luego, siguen de manera discordante las unidades del Grupo Lotena (Formaciones Lotena y La Manga: Calloviano medio – Oxfordiano medio), en tanto que el Grupo Mendoza comienza con niveles eólicos y fluviales de la Formación Tordillo (Leanza 1973, Leanza et al. 1977, Leanza y Hugo 2005). Sobre esta unidad, se dispone concordantemente la Formación Vaca Muerta que, para esta zona de la cuenca, se encuentra conformada por los miembros inferior, Los Catutos y superior (Leanza y Zeiss 1990, 1992). La sucesión estratigráfica continua con extensos afloramientos de composición carbonática y mixta de la Formación Picún Leufú (Tithoniano superior – Berriasiano inferior), que se rejuvenecen en sentido este, aunque en la zona de Portada Covunco las unidades jurásicas son

cubiertas por el Basalto Macho Viejo (Plio-Pleistoceno) y por una cubierta sedimentaria cuaternaria (Leanza y Hugo 1997) (Fig. 1.3).

1.3.2.2 Descripción de las secciones

De sur a norte, las secciones relevadas son Cerrito Caracoles (20 m), Los Catutos (160 m), Arroyo Covunco (130 m) y Mallín de los Caballos (100 m) (Fig. 1.3). Las mismas muestran una estratigrafía y relleno sedimentario similar. Dentro de esta zona, los perfiles se inician con el miembro inferior de esta unidad, que continua en contacto neto y concordante sobre la Formación Tordillo. El mismo abarca la Biozona de *Virgatosphinctes andesensis*, a la porción inferior de la Biozona de *Aulacosphinctes proximus* (Tithoniano inferior). Está compuesto por margas, *wackestones* radiolaríticos y areniscas, interpretadas como facies de rampa mixta (Spalletti et al. 2000, Scasso et al. 2002, 2005). El Miembro Los Catutos incluye la Biozona de *Aulacosphinctes proximus* (Tithoniano inferior alto) y la Biozona de *Windhauseniceras internispinosum* (Tithoniano superior bajo), y se compone de litologías puramente carbonáticas asignadas a facies de rampa externa (Leanza y Zeiss 1990, Spalletti et al. 2000, Scasso et al. 2002, Kietzmann et al. 2014b, Kohan Martínez et al. 2018). Finalmente, la sección analizada en el Cerrito Caracoles abarca un espesor aproximado de 20 m (Fig. 1.3), correspondiente a la Formación Picún Leufú, que contiene amonites de las biozonas de *Corongoceras alternans* y *Substeueroceras koeneni*, indicadores del Tithoniano superior – Berriasiano inferior (Leanza 1973, Leanza y Hugo 1977, Armella et al. 2007). Este perfil representa facies de rampa interna carbonática al igual que el sector cuspidal del área de Picún Leufú (Armella et al. 2007).

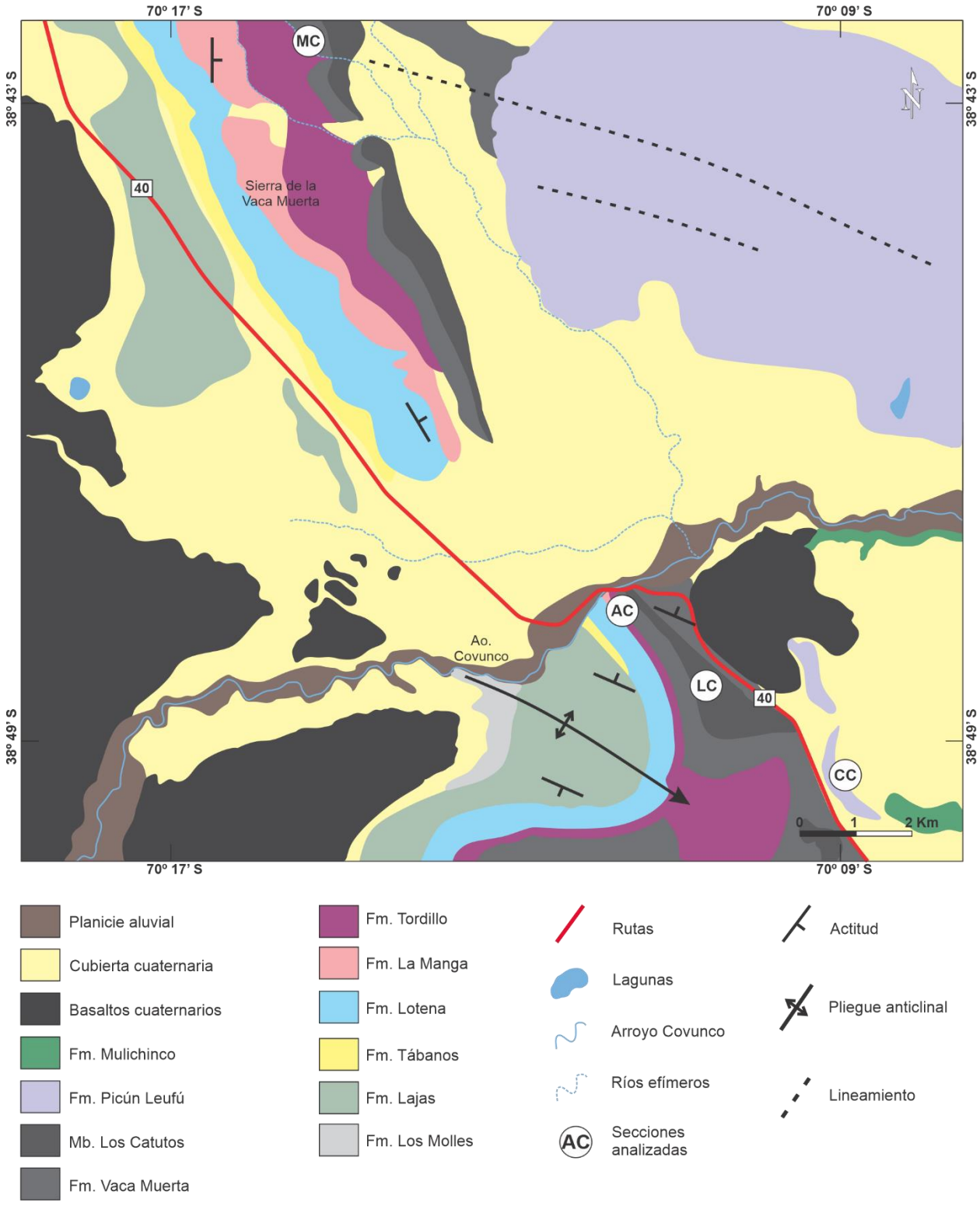


Figura 1.3. Mapa geológico de la región de Zapala y ubicación de las columnas sedimentarias analizadas.

1.3.3 REGIÓN DE LONCOPUÉ

1.3.3.1 Ubicación geográfica y geología del área

La zona de estudio se ubica en la región centro-oeste de la Cuenca Neuquina, dentro del sector norte de la Faja Plegada y Corrida del Agrio, aproximadamente, a 12 km al noreste de la localidad de Loncopué (Fig. 1.1). El acceso a los afloramientos se realiza desde la Ruta Provincial 32, desde Loncopué y en dirección norte, siguiendo luego la vertiente del arroyo Mulichinco, en sentido O-E (Fig. 1.4). Las rocas más antiguas del área afloran hacia el oeste, representadas por el Grupo Cuyo, compuesto por las Formaciones Los Molles, Lajas y Tábanos, seguidas de las unidades del Grupo Lotena, integrado en su mayoría por la Formación Lotena junto a delgados litosomas de las Formaciones La Manga y Auquilco. Estas unidades afloran en el flanco occidental de una megaestructura anticlinal de rumbo N-S y buzamiento hacia el sur, que internamente se compone de pliegues de menor escala (e.g., Zanettini et al. 2010).

Luego, en sentido O-E, continúa el Grupo Mendoza, comenzando con los depósitos fluviales de la Formación Tordillo, la cual está cubierta por las facies marino distales de la Formación Vaca Muerta, constituida por una monótona sucesión de pelitas, margas y calizas. Dicha sucesión encapsula cuerpos arenosos, continuos lateralmente y de composición silicoclástica, que corresponden al Miembro Huncal, asignado al Berriasiano inferior por Leanza et al. (2003) y al Berriasiano superior – Valanginiano inferior por Naipauer et al. (2020). La columna sedimentaria dentro de la estructura anticlinal culmina en depósitos valanginianos de la Formación Mulichinco.

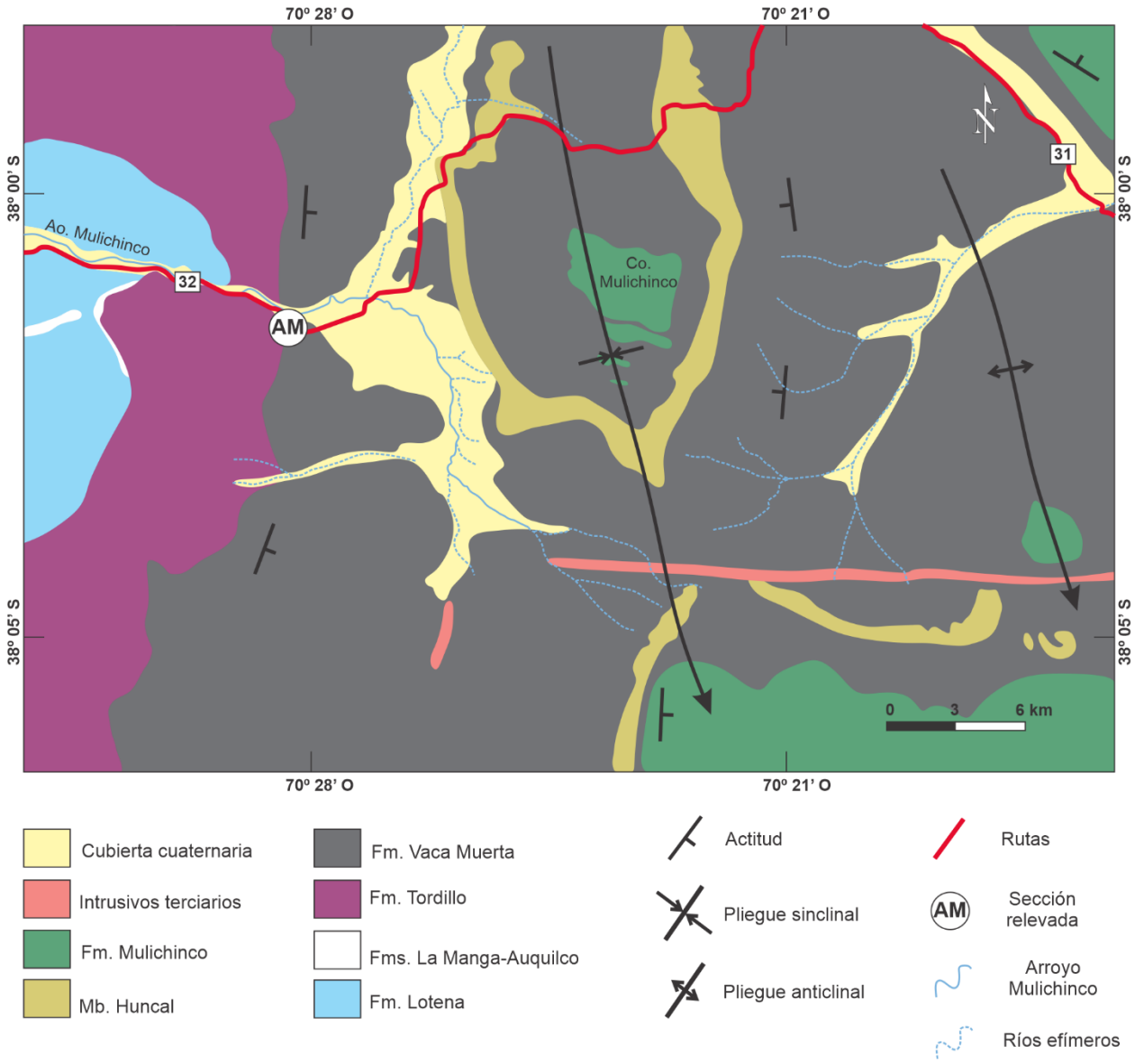


Figura 1.4. Mapa geológico de la región de Loncopué y ubicación de la columna sedimentaria analizada.

1.3.3.2 Descripción de la sección

Dentro de esta zona se incluyó una sección detallada correspondiente al intervalo Tithoniano de la Formación Vaca Muerta, así como dos intervalos seleccionados del Miembro Huncal, aflorantes sobre el margen de la Ruta Provincial 32, relevados con el objetivo de muestrear sitios paleomagnéticos para estudios de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM). El perfil de Arroyo Mulichinco presenta un

espesor aproximado de 80 m, comenzando por el contacto neto y concordante entre las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta indicado por un nivel microbiano de extensión regional (Kietzmann et al. 2016). El intervalo relevado abarca las biozonas de *Virgatosphinctes andesensis* a la de *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano inferior – Tithoniano superior), y dos intervalos del Berriasiano superior (Biozona de *Spiticeras damesi*) pertenecientes al Miembro Huncal.

Este sector constituye una de las áreas centrales del sistema Vaca Muerta – Quintuco durante el Tithoniano (Otharán et al. 2020, Domínguez et al. 2020a, Minisini et al. 2020a). La sucesión está representada por facies de cuenca, dominada por pelitas, margas y calizas de tonalidades oscuras, que contienen abundantes concreciones carbonáticas.

1.3.4 REGIÓN DE CHOS MALAL

1.3.4.1 Ubicación geográfica y geología del área

Las secciones analizadas se ubican en el sector centro-norte de la Cuenca Neuquina, en el norte de la provincia de Neuquén, aproximadamente a 20 km de la localidad de Chos Malal, para el caso del perfil de Chacay Melehue, y unos 30 km para las columnas sedimentarias de Puerta Curaco y Yesera del Tromen. Todas ellas se encuentran contenidas dentro de la Faja Plegada y Corrida de Chos Malal, o inmediatamente limitando con esta. A su vez, dentro de esta región están involucrados el frente de corrimientos, el sector austral de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe y el sector norte del Dorso de los Chihuidos (Folguera et al. 2011) (Fig. 1.1). En general, dicha estructuración es consecuencia de la orogenia andina, resultando en corrimientos y plegamientos de rumbo N-S con vergencia hacia el este (Vergani et al. 1995, Ramos y Folguera 2005, Rojas Vera et al. 2015). El acceso al afloramiento de Chacay Melehue se realiza partiendo desde la localidad de Chos Malal, dirigiéndose unos 20 km en dirección noroeste por la Ruta Provincial 43 (Fig. 1.5). La sección de la Yesera del Tromen es de fácil acceso al encontrarse a la vera de la Ruta Nacional

40, yendo en dirección este, unos 40 km desde Chos Malal, mientras que el perfil de Puerta Curaco requiere un camino similar, tomando la Ruta Provincial 7 (Fig. 1.6).

La zona de Chacay Melehue constituye una secuencia homoclinal que inclina al este, donde las rocas más antiguas, de edad permo-triásica, son expuestas al norte del Arroyo Chacay Melehue, representadas por el basamento granítico del Grupo Choiyoi (Fig. 1.5). Luego, la estratigrafía evoluciona hacia el este, en orden temporal decreciente, incluyendo al Grupo Precuyo, seguido del Grupo Cuyo, donde se destaca principalmente la Formación Los Molles, expuesta a ambos lados del arroyo, junto a delgados afloramientos de la Formación Tábanos. Continúa el Grupo Lotena, compuesto mayormente por la Formación Lotena y escasos litosomas de las formaciones La Manga y Auquilco que se encuentran próximos a la vertiente del Arroyo Chacay Melehue. Por su parte, el Grupo Mendoza incluye extensos afloramientos de la Formación Tordillo, que aumentan en espesor hacia el sur, seguidos de las Formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio. Finalmente, completan la estratigrafía de este sector, depósitos aluviales y cubiertas sedimentarias de edad cuaternaria (Leanza et al. 2024).

Por su parte, las restantes dos secciones, se asocian a un área condicionada por un importante plegamiento como es el anticlinal La Yesera, de rumbo aproximado N-S. Los perfiles se ubican hacia el flanco oriental de esta estructura, mientras que el núcleo del mismo expone las rocas de mayor edad, representadas por la Formación Auquilco del Grupo Lotena. Luego, la estratigrafía del área continúa con el Grupo Mendoza, caracterizado por los depósitos continentales de la Formación Tordillo, a los que sobreyacen las facies marinas del sistema Vaca Muerta – Quintuco. Dicha sucesión se desarrolla de manera homoclinal, con inclinación hacia el este, sobre el limbo oriental del plegamiento. Por otro lado, flanqueando estos depósitos se encuentra la Formación Mulichinco, en tanto que hacia el este de la zona mapeada afloran las unidades mesozoicas más jóvenes, como son la Formación Agrio, el Grupo Bajada del Agrio y el Grupo Malargüe (Leanza et al. 2024). Finalmente, la estratigrafía es completada con depósitos

volcánicos plio-cuaternarios asociados al volcán Tromen, de gran desarrollo hacia el sector noroeste, además de cubiertas sedimentarias cuaternarias (Leanza et al. 2024).

1.3.4.2 Descripción de la sección

La región de Chos Malal incluye tres secciones de la Formación Vaca Muerta con un espesor relevado superior a 110 m para la zona de Chacay Melehue, mientras que los perfiles de Puerta Curaco y la Yesera del Tromen presentan espesores aproximados de 30 m cada una. El primer caso abarca un intervalo temporal que se extiende desde el Tithoniano inferior, Biozona de *Virgatosphinctes andesensis*, al Tithoniano superior, Biozona de *Substeueroceras koeneni*. Las otras dos secciones se extienden desde la base (Biozona de *Virgatosphinctes andesensis*) hasta la Biozona de *Windhauseniceras internispinosum*, asociada al Tithoniano superior bajo (e.g., Leanza y Hugo 1977, Aguirre Urreta et al. 2014).

Al igual que en los perfiles ubicados en el sector de *bottomset*, la unidad de estudio comienza en su base con niveles de *bindstones* microbianos que sobreyacen a facies lacustres, de coloración castaña a castaño oscura, de la Formación Tordillo (Legarreta y Uliana 1991, Kietzmann et al. 2014a, 2016). Esta relación estratal, neta y concordante, evidencia la inundación inicial de carácter regional ocurrida durante el Tithoniano temprano (Leanza et al. 1977, Legarreta y Uliana 1991, Kietzmann et al. 2016, Capelli et al. 2018). Luego, las tres secciones muestran similitudes con aquella descrita para la zona de Arroyo Mulichinco, siendo frecuente el desarrollo de espesos litosomas tabulares, de tonalidades oscuras y composición margosa, donde se destacan niveles de mayor competencia mecánica representados por litofacies carbonáticas con abundante contenido de intraclastos. Adicionalmente, se intercalan horizontes con concreciones, de hasta 1 m de diámetro, así como también depósitos decimétricos de tobas con trazas fósiles. En general, la secuencia representa facies de cuenca, de composición mixta y carbonática, depositadas en condiciones de oxigenación restringida y bajo aporte sedimentario (e.g., Kietzmann et al. 2016, Capelli et al. 2018).

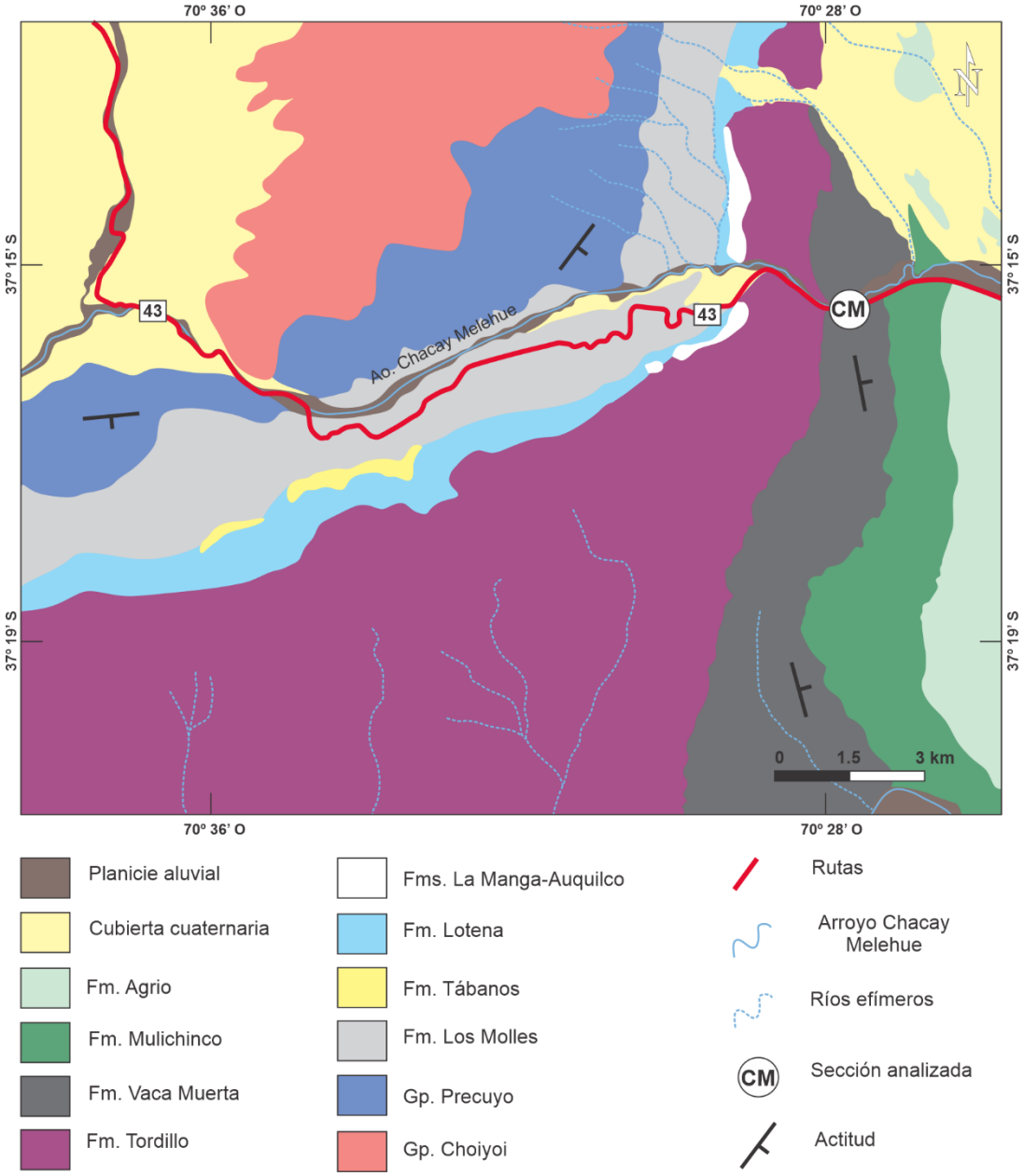


Figura 1.5. Mapa geológico de la región de Chacay Melehue y ubicación de la columna sedimentaria analizada.

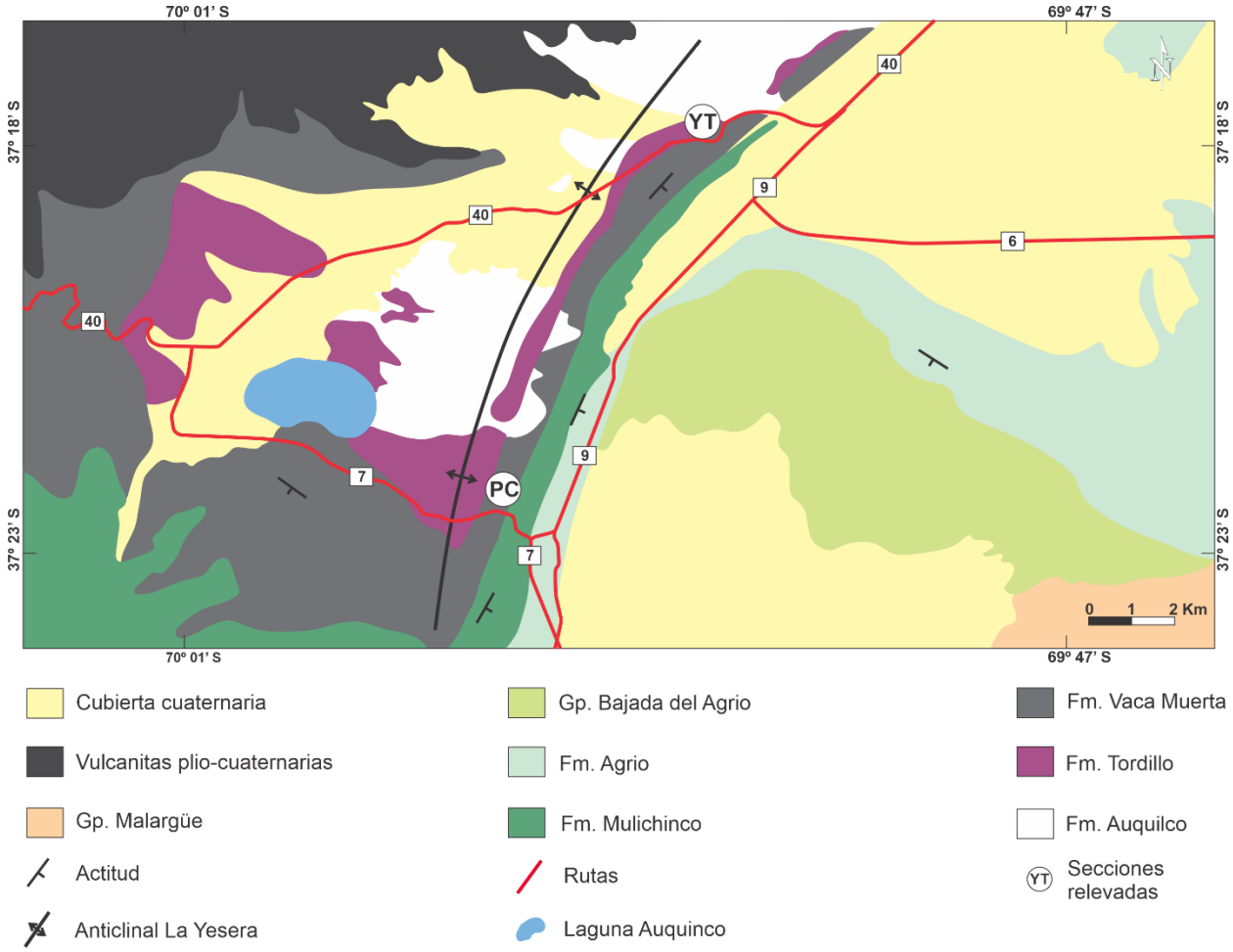


Figura 1.6. Mapa geológico asociado a la región de Chos Malal junto a la ubicación de las columnas sedimentarias analizadas.

CAPÍTULO 2. METODOLOGÍA

2.1 METODOLOGÍA DE CAMPO

Las actividades de campo comprendieron un total de tres campañas realizadas en febrero y diciembre de 2022 y en febrero de 2024 con el principal objetivo de relevar las facies basales, de edad tithoniana, de la Formación Vaca Muerta. El primer viaje de campo incluyó las secciones de Picún Leufú, Cerrito Caracoles, Los Catutos y Mallín de los Caballos. El segundo viaje involucró las columnas sedimentarias de Arroyo Covunco y Chacay Melehue, mientras que la última campaña estuvo orientada al estudio de las secciones de Arroyo Mulichinco, Huncal, Puerta Curaco y Yesera del Tromen.

2.1.1 LEVANTAMIENTO DE COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS

Se relevaron un total de diez perfiles estratigráficos utilizando un GPS para el posicionamiento de la base y techo de las sucesiones. Las mediciones de espesores se realizaron con un báculo de Jacob, mientras que, para dimensionar aspectos más locales de los estratos, láminas, clastos, fósiles, partículas, entre otros, se utilizó un metro de carpintero. Adicionalmente, se tomaron datos de rumbo e inclinación de las capas, así como de paleocorrientes, empleando una brújula de tipo Brunton. El análisis de las columnas estratigráficas se realizó capa a capa, teniendo en cuenta todas aquellas propiedades de valor sedimentario tales como la geometría, textura, composición litológica, tipo de contacto, color, espesor, estructuras sedimentarias, contenido fósil, bioturbación, etc.

2.1.2 MUESTREO

Se llevó a cabo un muestreo sistemático de testigos de roca orientados, con el objetivo de realizar observaciones petrográficas y mediciones de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM). Se procuró mantener un espaciado regular entre las muestras, utilizando como criterio principal de selección los

cambios litológicos y texturales registrados en la columna sedimentaria, a fin de establecer relaciones entre las estructuras sedimentarias observables a escala macroscópica, como estructuras masivas, gradadas, laminaciones ondulíticas o intervalos bioturbados, con las fábricas magnéticas determinadas mediante ASM y la estimación de paleocorrientes en sedimentitas de grano fino.

El muestreo se llevó a cabo mediante el uso de una perforadora portátil, adaptada con un cabezal que contiene una broca diamantada, alimentada con combustible y con un sistema de refrigeración a base de agua (Fig. 2.1a). Sin embargo, en los casos en los que se dificultaba la perforación, principalmente por la fragilidad litológica del afloramiento o por tratarse de una zona riesgosa, se extrajeron bloques para ser posteriormente procesados en el laboratorio. En ambas situaciones, las muestras fueron siempre obtenidas orientadas (Fig. 2.1b), con sus respectivas coordenadas geográficas (mediante GPS), rumbo e inclinación de los estratos perforados y registro de toda aquella información complementaria sobre los aspectos texturales de la roca. Se obtuvieron un total de 123 testigos y 20 bloques de roca, lo que permitió generar 643 especímenes.



Figura 2.1. Muestreo de ASM en afloramiento: a) Muestreo *in situ* mediante perforadora adaptada con sistema de refrigeración. b) Recolección de testigos de roca mediante el uso de orientador adaptado (círculo rojo).

2.1.3 ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL

En los últimos años, distintos modelos estratigráficos secuenciales han sido aplicados para el sistema Vaca Muerta – Quintuco. Kietzmann et al. (2014a, 2016), quienes trabajaron esencialmente en afloramiento con facies distales, optaron por aplicar el modelo de Embry y Johannessen (1992) (Fig. 2.2), el cual distingue secuencias depositacionales compuestas por un cortejo transgresivo (TST) y un cortejo regresivo (RST). Dicha decisión se fundamenta en la dificultad que se presenta al estudiar las rocas de grano fino ligadas al ámbito marino distal donde muchas superficies de valor estratigráfico, como la de exposición subaérea (*sensu* Van Wagoner et al. 1990) no se encuentran presentes o son difíciles de identificar con criterios claros. Este modelo fue aplicado también por González Tomassini et al. (2014) para el bloque El Trapial, y por otros autores como Capelli et al. (2018, 2021).

Los modelos tripartitos y cuatripartitos han sido aplicados exitosamente en subsuelo, sobre la base de criterios sísmicos (e.g., Domínguez et al. 2017, 2020b, Reijenstein et al. 2020), los cuales permiten una comprensión más adecuada de la arquitectura de estas unidades, aunque según González Tomassini (2024), este modelo no es fácil de trasladar a las coronas o afloramientos. Por este motivo, en esta tesis se optó también por aplicar el modelo de Embry y Johannessen (1992). Acorde a estos autores, las secuencias depositacionales son identificadas a partir de criterios sedimentológicos claros que permiten reconocer las superficies de inundación inicial, o superficies transgresivas, a partir de dislocaciones de facies mediante la presencia de *bindstones* microbianos, mientras que las superficies de máxima inundación normalmente se asocian generalmente con el desarrollo de horizontes concrecionados (Kietzmann et al. 2014a, 2016, 2021a). Con base en este modelo, el TST presenta un arreglo retrogradacional y está limitado en su base por una superficie de inundación inicial (IFS) y en su tope por la superficie de máxima inundación (MFS). Por su parte, el RST que incluye el cortejo de mar alto (HST) y el de mar bajo (LST) de los modelos tripartitos (e.g., Posamentier et al. 1988), tiene un patrón de

apilamiento progradante y se encuentra limitado, en su base, por la MFS y por una nueva IFS al tope (Fig. 2.2). Adicionalmente, siguiendo el esquema propuesto por Kietzmann et al. (2014a) para la Formación Vaca Muerta, las secuencias fueron diferenciadas según un orden jerárquico (Fig. 2.3), siguiendo la nomenclatura de Kerans y Tinker (1997), y se reconocieron secuencias depositacionales compuestas (CS), equivalentes a los ciclos de tercer orden de Vail et al. (1991), y secuencias depositacionales de alta frecuencia (HFS), equivalentes a ciclos de cuarto orden.

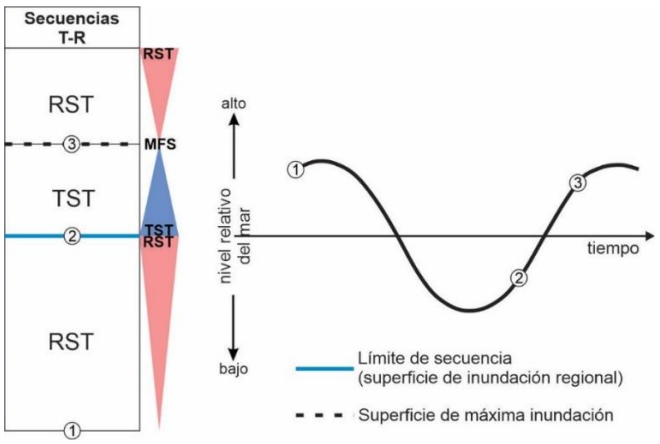


Figura 2.2. Ciclos transgresivos-regresivos (T-R) empleados para la interpretación estratigráfica secuencial de la unidad de estudio.

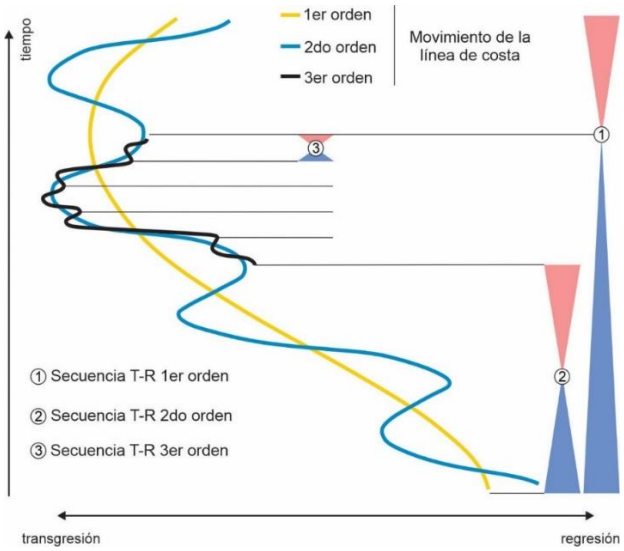


Figura 2.3. Órdenes jerárquicos de las secuencias y su vínculo con la frecuencia de variación de la línea de costa.

2.2 METODOLOGÍA DE LABORATORIO Y GABINETE

2.2.1 ELABORACIÓN DE SECCIONES COLUMNARES

Los datos obtenidos en el campo fueron volcados en perfiles sedimentarios siguiendo la metodología propuesta por Selley (1978), a una escala de 1:222. Las secciones contienen las principales características texturales y sedimentológicas observadas a escala mesoscópica, tales como el tipo de litología, contacto, estructuras sedimentarias, geometría, contenido fósil y bioturbación. Adicionalmente, se incluyó información bioestratigráfica, así como los contactos entre las unidades y la edad de estas unidades. Por otro lado, se elaboraron perfiles columnares a escalas más reducidas, como 1:200, con el objetivo de representar, tanto en dirección vertical como horizontal, variaciones de facies y espesores, así como de facilitar la correlación estratigráfica a nivel regional.

2.2.2 CLASIFICACIONES LITOLÓGICAS Y ANÁLISIS DE FACIES

Para la realización del análisis de facies y la correcta identificación e interpretación de los procesos sedimentarios, se llevó a cabo un análisis exhaustivo de las láminas delgadas confeccionadas a partir del muestreo de ASM. De este modo, se definieron microfacies, siguiendo los criterios propuestos por Flügel (2004), los cuales se basan en rasgos texturales, como el tipo de partículas, fábrica, redondez, selección, entre otros. Para el caso de las rocas clásticas, se siguió la clasificación de Pettijohn et al. (1987) que distingue estas litologías según el porcentaje de matriz en: arenitas, donde la matriz es menor al 15%, *wackes* con matriz entre 15% y 75%, y pelitas cuando la matriz supera el 75% (Fig. 2.4).

En el caso de las rocas carbonáticas, se empleó la clasificación textural de Dunham (1962) (Fig. 2.5a), modificada por Embry y Klovan (1971) (Fig. 2.5b) y Wright (1992) (Fig. 2.5c). Finalmente, las rocas volcaniclásticas, si bien no fueron analizadas en detalle, se clasificaron según el esquema de Schmid

(1981), quien las diferencia a partir de su tamaño de grano (Fig. 2.6). Además, se utilizó como propiedad distintiva la preservación o no de estructuras sedimentarias.

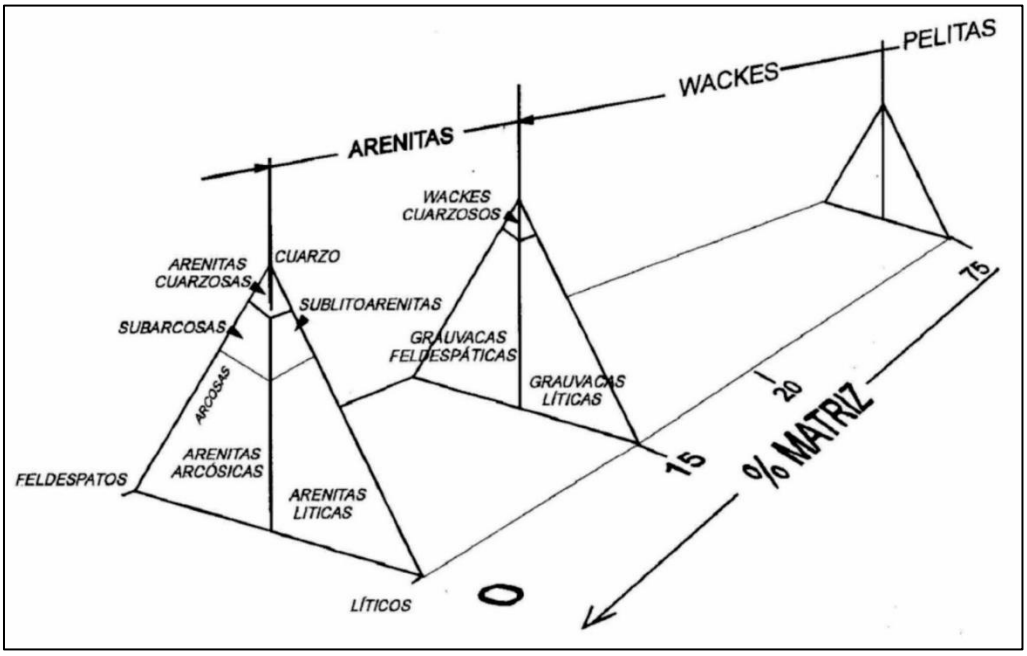


Figura 2.4. Diagrama de clasificación para rocas clásticas según Pettijohn et al. (1987). Esta utiliza la composición de las rocas, además de su contenido en matriz para clasificarlas en arenitas, grauvacas o pelitas.

Depositacionales				Biogénicos			Diagenéticos				
menos de 10% de partículas > 2 mm							Diagénesis no obliterante			Diagénesis obliterante	
Con fango			Sin fango	Según organismos			Cemento componente principal	Contactos planos entre los granos	Contactos estilolíticos entre los granos	Calcita	Dolomita
Fango sostén		Grano sostén		Constructores	Incrustantes y ligantes	Entrampadores				Sparstone (> 10 mm)	Dolospar-stone (> 10 mm)
Partículas (> 0,3 mm y < 2 mm) < 10%	Partículas (> 0,3 mm y < 2 mm) > 10%										
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Framestone	Bindstone	Bafflestone	Cemenstone	Grainstone condensado	Grainstone suturado	Micro-sparstone (< 10 mm)	Dolomicro-sparstone (< 10 mm)
	más de 10% de partículas > 2 mm										
	Floatstone	Rudstone									

Figura 2.5. Clasificación para rocas carbonáticas de Dunham (1962), modificada por Embry y Klovan (1971) y por Wright (1992).

<table>
<tr><th>Tamaño de grano promedio (mm)</th><th colspan="2">Piroclastos</th><th>Tufitas (mezcla de epiclástos y piroclastos)</th><th>Epiclástica (volcánica o no volcánica)</th></tr>
<tr><td>64</td><td colspan="2">Brecha piroclástica, aglomerado</td><td rowspan="2">Conglomerado o brecha tobácea</td><td rowspan="2">Conglomerado o brecha</td></tr>
<tr><td>2</td><td colspan="2">Lapillita</td></tr>
<tr><td>1/16 (62 μ)</td><td rowspan="3">Toba</td><td>gruesa</td><td>Arenisca tobácea</td><td>Arenisca</td></tr>
<tr><td>1/256 (4 μ)</td><td rowspan="2">fina</td><td>Limolita tobácea</td><td>Limolita</td></tr>
<tr><td></td><td>Arcilita tobácea</td><td>Arcilita</td></tr>
<tr><td>Cantidad de material piroclástico</td><td colspan="2">100% - 75%</td><td>75% - 25%</td><td>25%-0%</td></tr>
</table>

Figura 2.6. Esquema utilizado para clasificar a las rocas piroclásticas según Schmid (1981).

Considerando los rasgos texturales a escala afloramiento, se definieron una serie de litofacies sedimentarias que luego fueron interpretadas con base en los procesos que las originaron (Miall 1996). En el caso de las litologías clásticas se empleó el código propuesto por Miall (1996), el cual asigna una letra mayúscula para indicar el tamaño de grano (G, conglomerado; S, arena; F, fango) y una letra minúscula para identificar la textura o estructura sedimentaria del depósito (m, masiva; p, estratificación entrecruzada tabular planar, etc.). En el caso de las litofacies carbonáticas, se utilizó el código de litofacies propuesto por Kietzmann et al. (2014a) compuesto por tres letras: la primera indicando la textura (rocas carbonáticas en itálica), la segunda indica los componentes principales (como subíndice) y la tercera hace referencia a las estructuras sedimentarias. Por ejemplo, el código "*W/P*$_b$h" hace referencia a un *wackestone/packstone* dominado por componentes bioclásticos y con laminación horizontal.

Es importante aclarar aquellos casos que revisten circunstancias excepcionales. Por ejemplo, se ha empleado una letra minúscula al final de algunas litofacies para distinguir la coloración del depósito. Tal es el caso de las margas y las pelitas, donde se han diferenciado facies grises (Mrhg) y oscuras (Mrho), y

castañas (Flc/Fmc) y oscuras (Flo/Fmo), respectivamente. Si bien el proceso que dio origen a estas litologías es el mismo, la tonalidad que exhiben está asociada a condiciones ambientales, como la oxigenación, lo que puede ayudar a diferenciarlas.

Las microfacies y litofacies fueron utilizadas para definir procesos sedimentarios, las cuales fueron agrupadas, a su vez, en facies sedimentarias, las cuales representan un subambiente de depositación. Asimismo, las facies fueron agrupadas en asociaciones de facies, que se corresponden con ambientes depositacionales (Fig. 2.7).

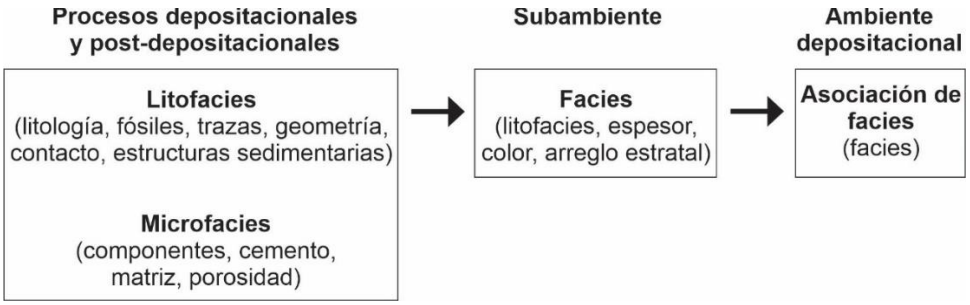


Figura 2.7. Esquema de flujo jerárquico empleado para el análisis de facies.

2.2.3 MEDICIONES DE PROPIEDADES MAGNÉTICAS

Las muestras de roca fueron procesadas en el Laboratorio de Paleomagnetismo “Daniel Valencio”, situado en el Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales de Buenos Aires (IGEBA, UBA-CONICET). En total se perforaron 50 sitios paleomagnéticos, de los que se obtuvieron 123 testigos y 643 especímenes, utilizados posteriormente para el estudio de mineralogía magnética y anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM). Los testigos obtenidos de los bloques de mano orientados fueron enmoldados en cemento para posterior perforado. En todos los casos, se rebanaron especímenes de 2,2 cm de longitud (Fig. 2.8a).

2.2.3.1 Mediciones de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética

Para la medición de la susceptibilidad magnética y la obtención de la fábrica magnética se utilizó un susceptibilímetro Kappabridge MFK1-A (AGICO), el cual dispone de un rotador automático que permite efectuar la medición de los especímenes en tres posiciones ortogonales mutuamente (Fig. 2.8b). Las mediciones se hicieron a temperatura ambiente, bajo una intensidad de campo de 200 A/m y una frecuencia de 976 Hz. El procesamiento de los datos se realizó con el *software* Anisoft 4.2 (Fig. 2.8c).



Figura 2.8. Metodologías aplicadas para la medición de ASM. a) Testigos de roca rotulados y rebanados. b) Susceptibilímetro Kappabridge MFK1-A utilizado en la medición de petrofábricas. c) Interfaz principal del *software* Anisoft, en su versión 4.2, utilizado para el procesamiento de los datos de ASM.

2.2.3.2 Mediciones de mineralogía magnética

La mineralogía magnética fue analizada a partir del estudio de magnetización remanente isotérmica (MRI) y mediante la obtención de curvas termomagnéticas. Las mediciones de MRI requieren una magnetización progresiva del espécimen a temperatura constante, aplicando campos crecientes inducidos por corrientes eléctricas, hasta que se alcanza la magnetización de saturación, siendo este el mayor valor que puede exhibir la muestra. Los campos magnéticos fueron aplicados utilizando un magnetizador por pulsos IM-10-30 (Fig. 2.9a) con intervalos determinados de 15, 29, 44, 61, 74, 100, 150, 200, 300, 450, 600, 800 y 1000 mT. Posteriormente, se midió progresivamente la magnetización alcanzada en un magnetómetro JR6 (Fig. 2.9b) con el fin de obtener curvas de adquisición de remanencia isotérmica hasta alcanzar un campo límite de 1 T, cuya lectura y procesamiento se efectuó con el *software* Remasoft 3.0. El espectro de

coercitividad de las curvas de MRI, a su vez, fue analizado utilizando el *software* MaxUnmix (Maxbauer et al. 2016) a fin de determinar las fases mineralógicas y sus proporciones relativas.

Para las curvas termomagnéticas se llevó a cabo el monitoreo de la susceptibilidad a medida que se calentaba la muestra con el fin de determinar la temperatura de Curie para los minerales magnéticos contenidos en la roca. Las mediciones se efectuaron con un susceptibilímetro Kappabridge MFK1-A (AGICO), es decir, el mismo instrumental utilizado para medir ASM, en una atmósfera inerte mediante la inyección continua de argón desde la temperatura ambiente hasta los 680ºC y desde el enfriamiento. Posteriormente, los datos fueron procesados con el *software* Cureval 8.0.2 (AGICO).



Figura 2.9. Instrumental utilizado para las mediciones de MRI. a) Magnetizador por pulsos IM-10-30. b) Magnetómetro rotativo JR6.

CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÓGICO

3.1 GENERALIDADES Y ELEMENTOS DE LA CUENCA

La cuenca Neuquina se ubica en el sector centro-oeste de la Argentina (Fig. 3.1), entre los 32 y 41º de latitud S, abarcando gran parte de la provincia de Neuquén y el suroeste de Mendoza, así como el sur de San Juan, suroeste de La Pampa y el noroeste de Río Negro (Legarreta y Uliana 1999). Tiene una extensión areal de 120.000 km^2 y comprende una espesa columna sedimentaria, de aproximadamente 7000 m, depositada durante el intervalo temporal Triásico Tardío – Holoceno (Yrigoyen 1991, Vergani et al. 1995, Howell et al. 2005). Su morfología está definida por límites con el Sistema de Sierra Pintada hacia el NE, con el Macizo Nordpatagónico hacia el SE y con el arco magmático hacia el oeste, situado principalmente en el sector chileno (Fig. 3.1). La cuenca está comprendida por dos provincias geológicas: la Cordillera Principal, ubicada al oeste del frente de corrimientos (Fig. 3.1), y el Engolfamiento Neuquino, localizado al este de dicha estructura (Bracaccini 1970, Vergani et al. 1995, Ramos 1999, Zapata et al. 2003, Ramos et al. 2011, Sales et al. 2014). Sin embargo, los distintos elementos de la cuenca serán descritos según aquella configuración paleogeográfica que existía durante el intervalo Tithoniano – Valanginiano, y se distinguen cuatro ejes de subsidencia principales, además de una serie de altos estructurales y dominios morfoestructurales (Domínguez et al. 2020a) (Fig. 3.1).

En primer lugar, los ejes son áreas lineales de máxima subsidencia, la mayoría de ellos de rumbo N-S, a excepción del eje de Añelo, con disposición SE-NO (Fig. 3.1). Estos caracterizan aquellas zonas con mayor acumulación de sedimentos. Por otro lado, los altos constituyen estructuras positivas atribuidas a la actividad de la dorsal de Huincul (Silvestro y Zubiri 2008, Cristallini et al. 2009), en el caso de los altos tectónicamente activos, o bien zonas elevadas con menor tasa de subsidencia que las áreas circundantes (Domínguez et al. 2020a), para el caso de los altos pasivos. Finalmente, dentro de la morfología triangular

de la Cuenca Neuquina, se distinguen tres flancos principales que rodean a un área distal o de centro de cuenca (Fig. 3.1). Cada uno de estos sectores se corresponde con un determinado estilo estructural y atributos estratigráficos.

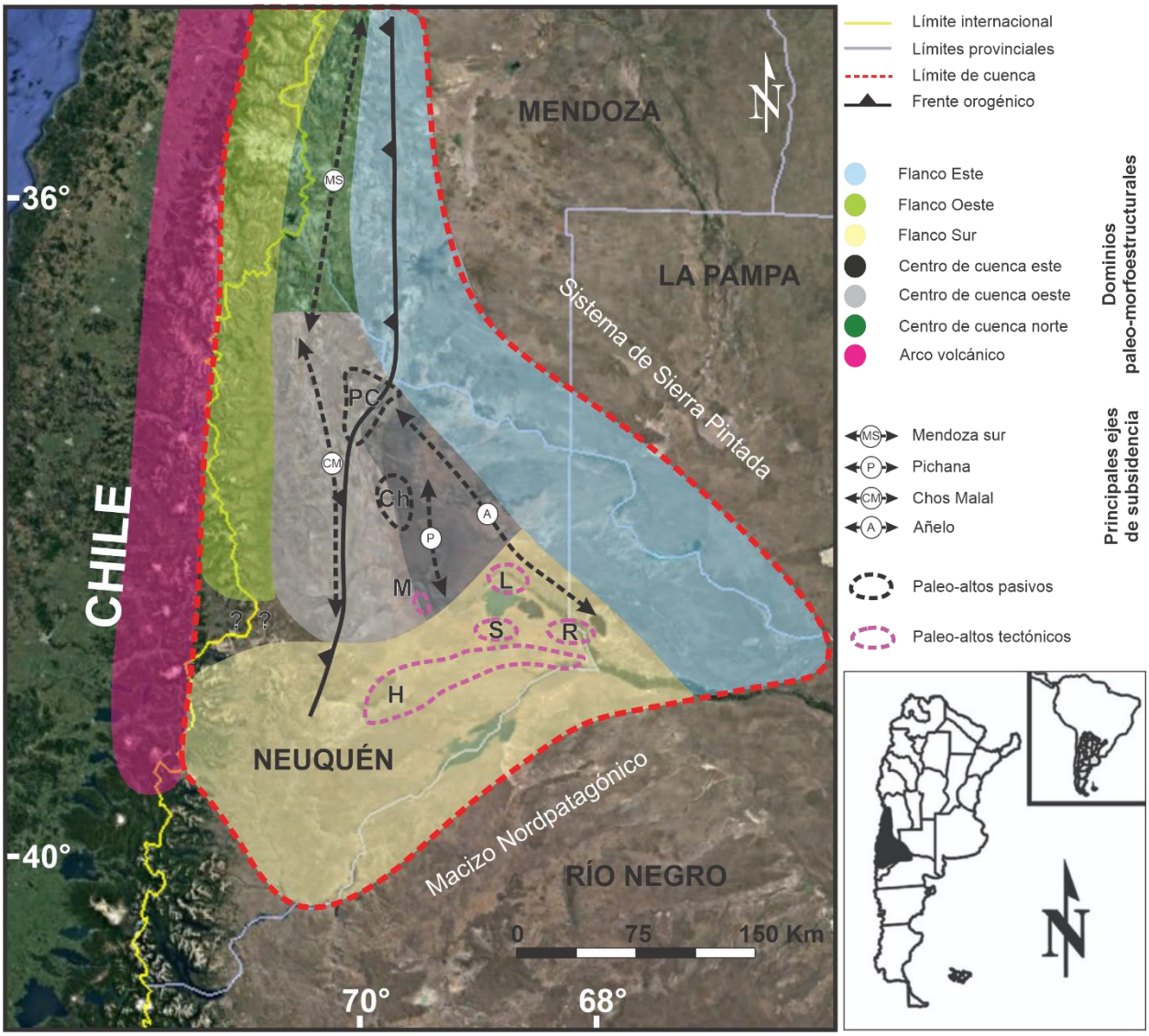


Figura 3.1. Dominios morfoestructurales, depocentros y altos de la Cuenca Neuquina durante el intervalo Tithoniano-Valanginiano temprano (modificado de Domínguez et al. 2020a). Ch: dorso de los Chihuidos; H: Dorsal de Huincul; L: Loma La Lata; PC: Puerta Curaco; M: Mangrullo; R: Río Neuquén; S: Sierra Barrosa.

Considerando las secciones relevadas, y como se exhibió en el Capítulo 1, la totalidad de ellas se encuentran dentro de los dominios conocidos como Flanco Sur (perfiles de Picún Leufú, Cerrito Caracoles, Los Catutos y Arroyo Covunco) y Centro de Cuenca Oeste (Mallín de los Caballos, Arroyo Mulichinco, Yesera del Tromen, Chacay Melehue y Puerta Curaco). En el primer caso se reconoce un conjunto de clinoformas que progradaban hacia el NO y NE, ligadas principalmente a la subcuenca de Picún Leufú, y cuya principal área de aporte correspondía al arco magmático, desde el oeste, y una serie de sistemas costeros que avanzaban desde el SE (Spalletti et al. 2000, Naipauer et al. 2014, Zeller et al. 2015a, Paz et al. 2019). Además, el desarrollo de las clinoformas en este sector se vio controlado por el principal alto tectónico del depocentro, como es la Dorsal de Huincul, una zona de falla de rumbo principal E-O, que se extiende por más de 200 km, responsable, por ejemplo, del evento erosivo que dio origen a la discordancia Intravalanginiana (Vergani et al. 1995, Giunta et al. 2014, Massaferro et al. 2014, Zeller et al. 2015b, Domínguez et al. 2020a). Por otro lado, el dominio de Centro de Cuenca Oeste preserva importantes espesores al ser atravesado casi en su totalidad por el eje de subsidencia de Chos Malal. La procedencia para este dominio habría sido desde el Macizo Nordpatagónico (Naipauer et al. 2015), encontrándose constituido por depósitos distales marinos, aunque también preserva facies de talud asociadas a eventos de remoción en masa (Leanza et al. 2003, Spalletti et al. 2008, Kietzmann y Vennari 2013).

3.2 EVOLUCIÓN TECTONO-ESTRATIGRÁFICA DE LA CUENCA NEUQUINA

El comienzo de la Cuenca Neuquina se remonta a fines del Triásico, cuando el margen oeste de la placa Sudamericana fue sometida a extensión producto del desmembramiento de Gondwana (Ramos 1988, Vergani et al. 1995, Legarreta y Uliana 1996, Ramos y Folguera 2005) (Fig. 3.2). De esta manera, los principales depocentros estuvieron gobernados por una subsidencia de tipo mecánica, controlada por la actividad de fallas normales, de rumbo N-S y NO-SE, sobre un basamento ígneo Permo-Triásico (Grupo Choiyoi). Dicha etapa resultó en la generación de sucesiones volcánicas y continentales de *synrift* (Fig.

3.3a), enmarcadas dentro del ciclo Precuyano, asociadas a estructuras de tipo hemigraben parcialmente conectadas entre sí (Gulisano 1981, Gulisano et al. 1984, Legarreta y Gulisano 1989, Mosquera y Ramos 2006).



Figura 3.2. Paleoconfiguración global del planeta durante el Jurásico Superior (modificado de Blakey 2008), con la ubicación geográfica de la Cuenca Neuquina.

Entre el Jurásico Temprano y el Cretácico Tardío, se instauró en el margen occidental de Gondwana un régimen de subducción de elevado ángulo, lo que favoreció condiciones extensionales en el retroarco con una subsidencia de tipo termal (Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1991, Franzese et al. 2003) (Fig. 3.3b). Esta nueva configuración facilitó una serie de ingresiones marinas, provenientes desde el Océano Proto-Pacífico a partir de estrechos corredores, que generó la interconexión de los depocentros, dando lugar a la depositación de secuencias marinas y continentales contenidas dentro de los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza y Bajada del Agrio (Gulisano et al. 1984, Legarreta y Uliana 1991, 1996, Leanza et al. 2020a).

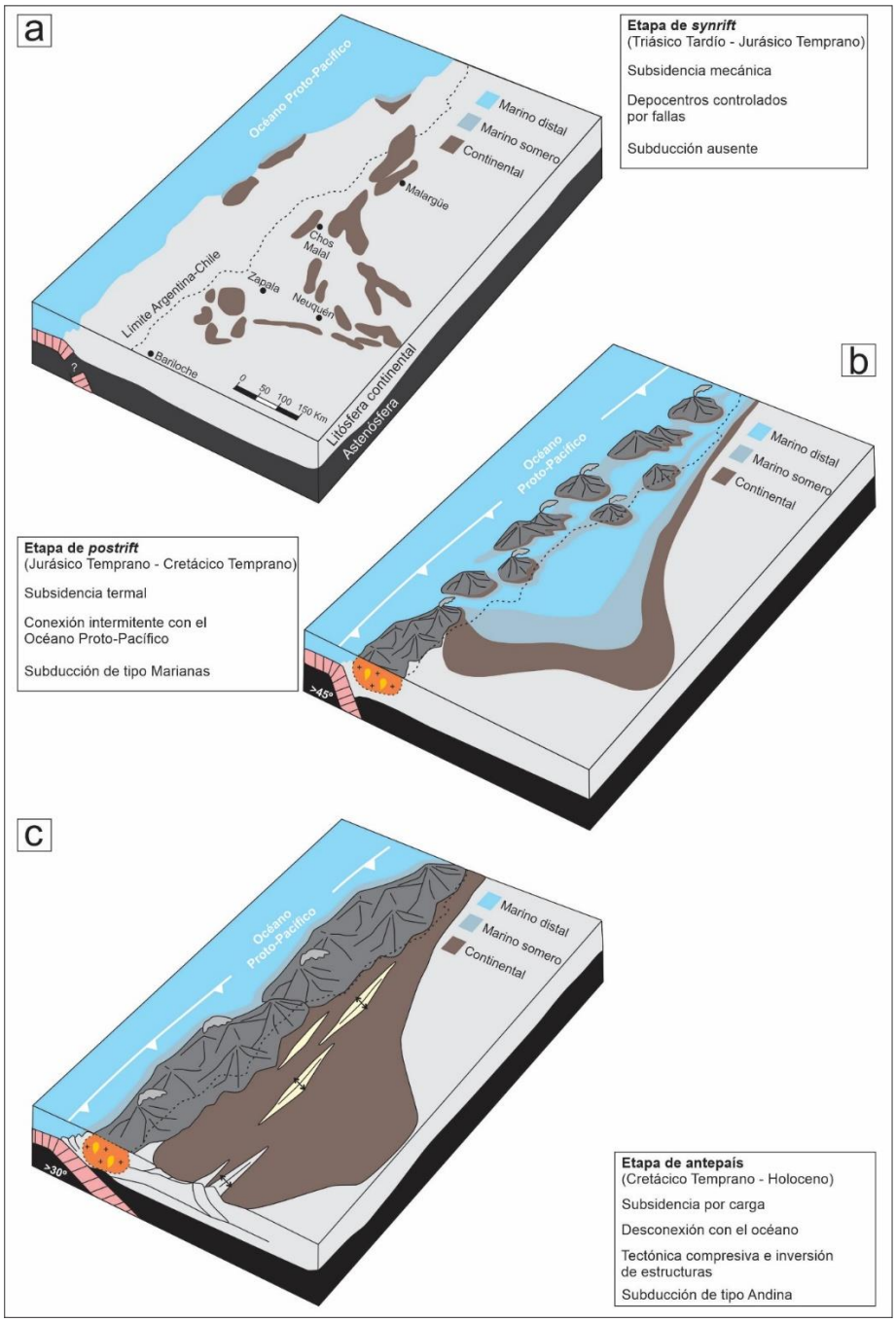


Figura 3.3. Evolución tectono-sedimentaria de la Cuenca Neuquina (modificado de Howell et al. 2005). a) Fase de *synrift*. b) Fase de *postrift*. c) Fase de antepaís.

Durante el intervalo Cretácico Tardío – Cenozoico, y producto de la orogenia andina, la cuenca pasó a ser controlada por una tectónica compresiva que generó la inversión de las estructuras extensionales previas

(Vergani et al. 1995, Ramos 1999). Dicho contexto fue favorecido por una disminución del ángulo de subducción (Howell et al. 2005), y como tal, se transformó en un depocentro de antepaís con subsidencia flexural (Tunik et al. 2010), sedimentación continental y desarrollo de estructuras de rumbo N-S (Fig. 3.3c), como las fajas plegadas y corridas de Agrio, Chos Malal y Malargüe, que exhumaron las rocas mesozoicas (Zapata y Folguera 2005, Ramos y Folguera 2005). Cabe destacar que, si bien a partir de esta fase dominó la sedimentación continental, durante el Maastrichtiano – Paleoceno, se produjo una ingresión marina, proveniente desde el Atlántico, causada probablemente por una combinación de factores como aumento del nivel global del mar, carga tectónica y subsidencia dinámica (Barrio 1990, Aguirre-Urreta et al. 2011, Gianni et al. 2018).

3.3 ESTRATIGRAFÍA

3.3.1 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL DE LA CUENCA NEUQUINA EN EL ÁREA DEL ENGOLFAMIENTO

A continuación, se describirá brevemente el relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina, teniendo en cuenta las unidades aflorantes y sus equivalentes, el cual se esquematiza en la Figura 3.4. El basamento se encuentra conformado por metamorfitas devónicas de bajo grado de la Formación Piedra Santa, y rocas intrusivas y extrusivas, del Permo – Triásico, asignadas al gran evento de magmatismo gondwánico que representa el Grupo Choiyoi (Llambías et al. 2007). Ambas unidades fueron expuestas durante el Triásico Temprano, como consecuencia de la fase extensional Huárpica (Llambías y Sato 2011), lo que constituye el paleorrelieve sobre el cual comenzarían a depositarse los sedimentos de la fase de *synrift* del Ciclo Precuyano (Gulisano 1981). Este conjunto incluye a las formaciones Lapa, Milla Michicó y Cordillera del Viento, las tres de composición volcaniclástica (Carbone et al. 2011), y la Formación Piedra del Águila, adjudicada a facies continentales de origen fluvial (Gulisano y Pando 1981).

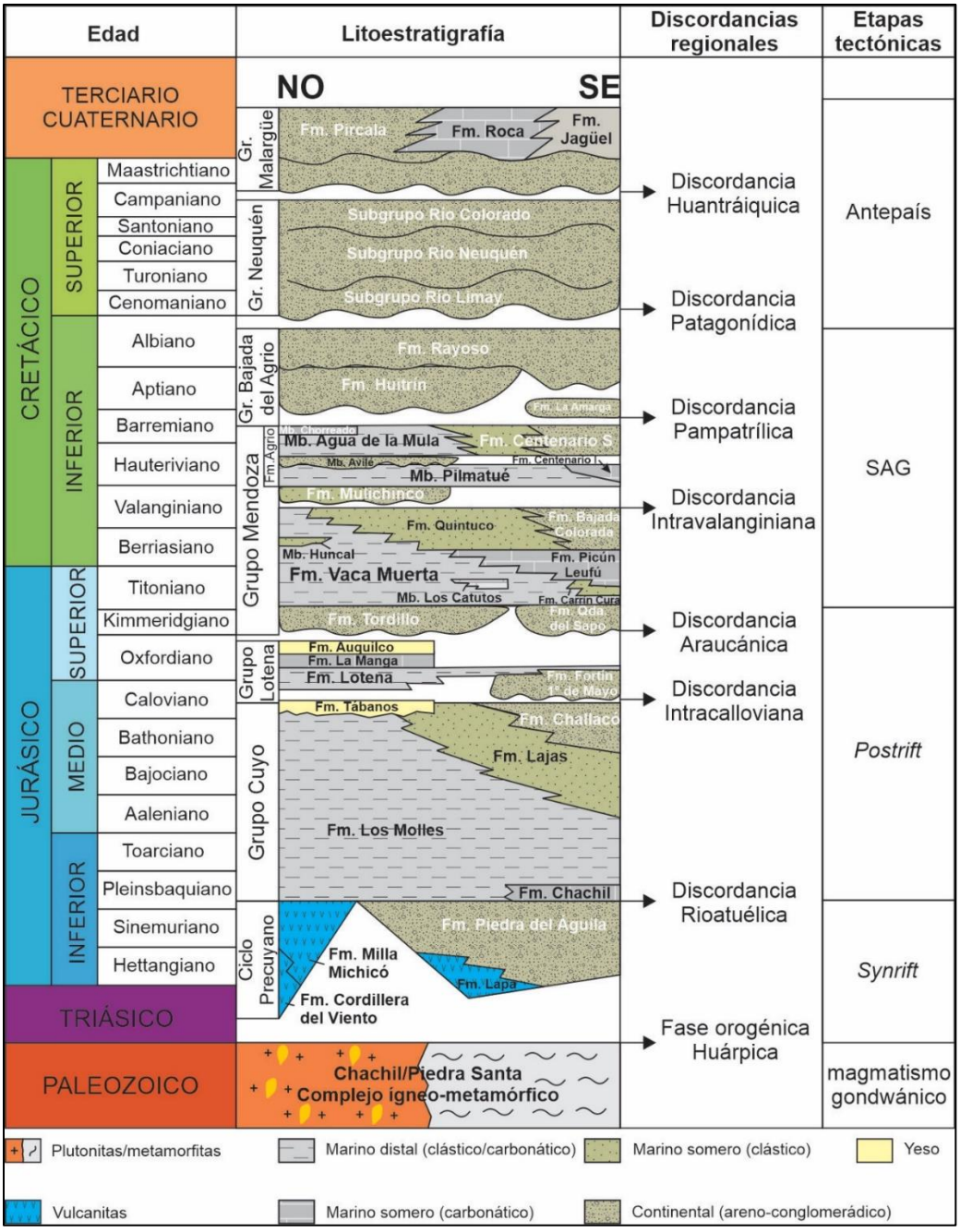


Figura 3.4. Cuadro estratigráfico de la Cuenca Neuquina (modificado de Howell et al. 2005), junto a las principales discordancias, según Leanza (2009), y fases tectónicas.

Durante el Jurásico Temprano a Medio, se produjo la primera ingresión marina dentro de la cuenca (Riccardi et al. 1997, Riccardi e Iglesia Llanos 1999, Arregui et al. 2011). En esta etapa se depositaron los

sedimentos que conforman el Grupo Cuyo (Gulisano et al. 1984), el cual se encuentra integrado por las formaciones Los Molles, Lajas, Challacó y Tábanos, interpretadas como un ambiente marino distal, litoral-deltaico, fluvial y evaporítico, respectivamente (Gulisano et al. 1984, Zavala 1996, Arregui et al. 2011). Durante el Jurásico Medio a Tardío, luego de un evento de desecación en la cuenca, comenzó nuevamente la depositación marina, dando lugar a las unidades del Grupo Lotena (Leanza 1992). Esta unidad comienza con niveles de plataforma marina (Formación Lotena), que gradan a depósitos de rampa carbonática (Formación La Manga), culminando con un nuevo evento de desecación constituido por las evaporitas de la Formación Auquilco (Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1991, 1996, Legarreta 2002). Este suceso se atribuye a una fase de reactivación tectónica a nivel regional, caracterizada por esfuerzos compresivos y responsable de la generación de la discordancia Araucánica (Groeber 1946, Leanza 2009).

La columna sedimentaria continúa con el Grupo Mendoza (Stipanicic et al. 1968), que fue dividido en tres mesosecuencias (Inferior, Media y Superior) por Legarreta y Gulisano (1989) o subgrupos por Leanza (2009). El Subgrupo Mendoza Inferior se extiende desde el Kimmeridgiano al Valanginiano inferior y comienza con los sedimentos de la Formación Tordillo, asignada a ambiente lacustre, aluvial, fluvial e incluso eólico (Gulisano et al. 1984, Legarreta y Uliana 1991, 1996). Esta unidad refleja sedimentación dominantemente continental debido a que la cuenca se habría desconectado del océano Proto-Pacífico, debido a la migración del arco magmático (Naipauer et al. 2014). Asimismo, hacia el sur de la Dorsal de Huincul, dentro de la subcuenca de Picún Leufú, la Formación Tordillo equivale a la Formación Quebrada del Sapo, de origen eólico (Parker 1965, Digregorio 1972). El Subgrupo Mendoza Inferior culmina con el Sistema Vaca Muerta – Quintuco, compuesta inicialmente por pelitas, margas y calizas de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano inferior – Valanginiano inferior), que yace en relación de conformidad sobre la Formación Tordillo. Estas litologías, propias de un ambiente marino distal, comprenden un nuevo y abrupto evento de inundación regional (Legarreta y Gulisano 1989, Cevallos 2005, Reijenstein et al. 2020,

Paz et al. 2021), lo que representa un sistema de clinoformas de bajo ángulo, progradantes en dirección SE-NO (Mitchum y Uliana 1985, Kietzmann et al. 2014a, 2016, González et al. 2016, 2018, Minisini et al. 2020a), que gradan en su sector más proximal hacia litologías mixtas y carbonáticas de las formaciones Picún Leufú (Tithoniano superior – Berriasiano Inferior) y Quintuco (Tithoniano superior – Valanginiano Inferior) y estratos continentales de la Formación Bajada Colorada (Berriasiano – Valanginiano inferior) (Mitchum y Uliana 1985, Leanza et al. 2011, 2020a).

El Subgrupo Mendoza Medio abarca el intervalo Valanginiano inferior hasta el Hauteriviano inferior y comienza en su base con la discordancia Intravalanginiana, reflejando un nuevo pulso de levantamiento dentro de la cuenca (Gulisano et al. 1984, Schwarz et al. 2006). Sobre esta superficie, continúan las facies continentales, transicionales y marinas de la Formación Mulichinco (Valanginiano inferior), asignadas a un contexto de mar bajo y que preservan sus mayores espesores hacia el sector centro-oeste del depocentro (Schwarz et al. 2006, 2011). Sobre esta unidad, se desarrolla nuevamente una superficie transgresiva regional, evidenciando un restablecimiento de las condiciones marinas dentro de la cuenca, dando comienzo a la Formación Agrio (Valanginiano Tardío – Barremiano Temprano), compuesta por una serie de ciclos transgresivos-regresivos (Legarreta y Gulisano 1989), constituida por tres miembros: Pilmatué, Avilé y Agua de la Mula (Leanza et al. 2001). El Miembro Pilmatué comprende pelitas, areniscas y calizas interpretadas como un ambiente de rampa carbonática (Lazo et al. 2005), e indica el fin del Subgrupo Mendoza Medio. Por otro lado, los restantes dos integran el Subgrupo Mendoza Superior y representan un ciclo de profundización que comienza con facies continentales, de ambiente fluvial y eólico, del Miembro Avilé, continuadas, superficie transgresiva mediante, por facies de rampa mixta asociadas a un cortejo de mar alto (Legarreta y Uliana 1991, Spalletti et al. 2001). Cabe mencionar que, hacia el sector oriental, en el ámbito del engolfamiento, las formaciones Mulichinco y Agrio son equivalentes a la

Formación Centenario, integrada por areniscas, pelitas y conglomerados de ambiente deltaico-fluvial (Digregorio 1972, Cabaleiro et al. 2002).

Durante el Barremiano – Albiano comenzó la sedimentación del Grupo Bajada del Agrio, por sobre una superficie erosiva, en respuesta a una importante regresión marina (Spalletti et al. 2011). Este grupo está constituido por las formaciones Huitrín y Rayoso. La primera se compone de evaporitas, carbonatos y sedimentos clásticos que representan un ambiente de rampa que grada hacia facies continentales, de naturaleza fluvial y eólica, culminando con depósitos evaporíticos que representan la desconexión de la cuenca con el Océano Pacífico (Legarreta 2002, Gutiérrez Pliemling et al. 2011, Gómez Figueroa et al. 2011). Hacia el sur, en las inmediaciones del depocentro de Picún Leufú, la Formación Huitrín es equivalente a la Formación La Amarga, una sucesión continental, de ambiente fluvial y lacustre (Leanza 1993), compuesta por conglomerados, areniscas y calizas, que continúa en relación discordante a la Formación Agrio. Por otro lado, la Formación Rayoso también representa depósitos netamente continentales, asignados a sistemas fluviales efímeros (Legarreta 1985, Leanza 2003), o bien depósitos lacustres con descargas hiperpícnicas y migración de dunas eólicas (Zavala y Ponce 2011), que son una clara evidencia de la desconexión definitiva de la cuenca con el paleo-océano Pacífico.

A partir del Cretácico Tardío y como consecuencia del desarrollo de los Andes, la cuenca Neuquina fue sometida a un régimen compresivo que resultó en una subsidencia flexural por carga del orógeno, marcando así el comienzo de una etapa de antepaís (Tunik et al. 2010). Esta nueva configuración tectónica dio origen a una serie de estructuras de orientación principal N-S, como son las fajas plegadas y corridas de Agrio, Chos Malal y Malargüe (Ramos y Folguera 2005), además de dos discordancias de importancia regional, como son la Patagonídica y Huantárquica (Leanza 2009). Estas limitan en base y techo los estratos rojos del Grupo Neuquén (Stipanicic et al. 1968), asignados a un ambiente fluvial, lacustre y eólico (Garrido 2011), y depositados durante el período temporal Cenomaniano inferior – Campaniano medio.

Continuando al Grupo Neuquén, se encuentra el Grupo Malargüe (Legarreta y Uliana 1999), de edad Campaniano – Paleoceno, que registra en su sector inferior sedimentación de origen marino debido a la ingresión desde el Atlántico durante el Maastrichtiano – Paleoceno (formaciones Jagüel y Roca). Luego, la estratigrafía del grupo se constituye por litologías asociadas al ambiente fluvial, enmarcadas dentro de la Formación Pircala, y culmina en una discordancia regional asociada a un nuevo pulso de levantamiento durante el Eoceno – Oligoceno (Rodríguez 2011). Finalmente, la columna sedimentaria durante la fase de antepaís es completada con depósitos volcánicos y sinorogénicos continentales, asociados al levantamiento de los Andes, depositados a partir del Eoceno en adelante, llegando hasta la actualidad (Lebinson et al. 2020).

3.4 ANTECEDENTES DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA

3.4.1 LITOESTRATIGRAFÍA

La Formación Vaca Muerta fue definida originalmente por Weaver (1931), en las inmediaciones de la sierra de la Vaca Muerta, para designar a un conjunto de pelitas calcáreas, de tonalidad gris oscuro, de edad tithoniana. Weaver (1931) utilizó la nomenclatura de *tithonian sediments*, *tithonian strata* o *tithonian formations* para referirse a la Formación Vaca Muerta en el texto, aunque en su lámina 1 se refiere a la unidad como Vaca Muerta Formation. Posteriormente, Fossa Mancini et al. (1938) utilizaron la denominación de Formación de la Vaca Muerta. Groeber (1946, 1947a, b, c, 1953) optó adoptar la nomenclatura de pisos, refiriéndose al Vacamuertense como parte del ciclo Mendociano. La terminología de Groeber fue readaptada nuevamente a la nomenclatura litoestratigráfica por Stipanicic (1966) y Stipanicic et al. (1968), como Formación Vaca Muerta dentro del Grupo Mendoza (ver sección 3.2.1).

Leanza (1972, 1973) reconoció las características diacrónicas de las unidades del Grupo Mendoza, eliminó la Formación Quintuco y extendió el límite superior de la Formación Vaca Muerta hasta la base de la

Formación Mulichinco. Adicionalmente, este autor propuso a la sierra de la Vaca Muerta como la localidad tipo y definió las formaciones Carrín Cura y Picún Leufú para aquellos depósitos marino marginales que sobreyacen a la Formación Vaca Muerta en el ámbito de la subcuenca de Picún Leufú y en el sector sur del engolfamiento, incluidas inicialmente por Weaver (1931) dentro de la Formación Quintuco. Sin embargo, la Formación Quintuco perduró en el ámbito de la industria petrolera para denominar a un conjunto de calizas bioclásticas y oolíticas, calcarenitas y dolomías de plataforma que representan las facies más someras del sistema depositacional (e.g., Uliana et al. 1977, Mitchum y Uliana 1985, Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1991, 1996, Carozzi et al. 1993), por lo que Leanza et al. (2011) mantuvieron el término Formación Quintuco s.s. para la unidad original de Weaver (1931) y Formación Quintuco para la unidad de subsuelo.

Trabajos posteriores realizados por Leanza en la Formación Vaca Muerta (Leanza y Zeiss 1990, Leanza et al. 2002, 2003) proponen la incorporación de miembros en esta unidad. La primera subdivisión corresponde a Leanza y Zeiss (1990), quienes segmentaron la Formación Vaca Muerta en tres miembros para el sector de la Sierra de la Vaca Muerta: Vaca Muerta inferior, Los Catutos y Vaca Muerta superior. El Miembro Vaca Muerta inferior consiste en lo que Leanza denominó “las facies normales de Vaca Muerta”, incluyendo pelitas negras, grises y castañas, y margas con concreciones. El límite inferior representa una conformidad con la Formación Tordillo, y el superior es transicional con el Miembro Los Catutos. Según Leanza y Zeiss (1990, 1992) el Miembro Vaca Muerta inferior contiene amonites del Tithoniano inferior a superior bajo (Zonas de *V. andesensis* a la parte inferior de la Zona de *W. internispinosum*).

El Miembro Los Catutos corresponde a un intervalo de calizas litográficas desarrollado en el área de Zapala, donde alternan calizas, margas y pelitas. El límite inferior es transicional con el miembro inferior y neto con el superior. Contiene amonites del Tithoniano inferior alto y superior bajo (Zonas de *A. proximus* y *W. internispinosum*). El miembro Superior vuelve a mostrar las “facies normales” (Leanza y Zeiss 1990) de la

Formación Vaca Muerta, con un incremento en la proporción de niveles arenosos. El límite inferior es neto con el Miembro Los Catutos, mientras que el superior es transicional con la Formación Picún Leufú o con la Formación Quintuco. Contiene amonites del Tithoniano superior a Berriasiano inferior (Zonas de *C. alternans* y *S. koeneni*).

Un cuarto miembro, denominado Miembro Huncal fue definido por Leanza et al. (2001, 2003) en el sector centro-norte de Neuquén (zona de Loncopué), para un conjunto de areniscas intercaladas con pelitas negras, con estratificación entrecruzada, secuencias de Bouma, estratificación entrecruzada *hummocky* y deformación sinsedimentaria. La edad asignada por Leanza et al. (2003) para el Miembro Huncal sería Berriasiano temprano (Zona de *S. koeneni*), aunque estudios posteriores de Naipauer et al. (2020) le otorgan una edad berriasiana tardía (Zona de *S. damesi*). Sin embargo, el Miembro Huncal en realidad representa facies de talud (Spalletti et al. 2008) y aparece por lo tanto intercalado entre las "facies normales de Vaca Muerta" en distintas posiciones estratigráficas. Fue reconocido en el norte de la Cordillera del Viento (cerro Domuyo), donde contiene amonites del Tithoniano superior (Kietzmann y Vennari 2008), y también aparece en el este de la zona de Chos Malal, donde posee una edad valanginiana temprana (Kietzmann, comunicación personal).

3.4.2 DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA, ESPESORES Y RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

La Formación Vaca Muerta aflora desde el sur de Neuquén hasta el norte de Mendoza (e.g., Leanza et al. 1977, Legarreta y Uliana 1991, Ramos 1996, Leanza et al. 2001, 2011, 2020a), presentando variaciones faciales dependiendo del sector donde aflora. En la región sur, dentro del depocentro de Picún Leufú, la unidad está dominada por litologías clásticas, como fangolitas castañas con intercalaciones de lóbulos arenosos (Spalletti et al. 2000, Krim et al. 2017, Paz et al. 2019), mientras que hacia el suroeste de Neuquén corresponde a una sucesión de pelitas oscuras, con intercalaciones de calizas grises y menores areniscas finas (Gulisano et al. 1984, Leanza et al. 2003, Spalletti et al. 2008, Naipauer et al. 2020, Otharán et al.

2020). Por otro lado, en la zona central de Neuquén, próximo a la localidad de Zapala, está integrada por margas, areniscas, limolitas calcáreas y calizas (Scasso et al. 2002, 2005, Kietzmann et al. 2014b, Kohan Martínez et al. 2018, Capelli 2021, Kohan Martínez 2022, Rodríguez Blanco et al. 2020). En las zonas depocentrales del norte de Neuquén, como Puerta Curaco, Chacay Melehue y la Yesera del Tromen, consiste en una sucesión rítmica de margas y calizas de cuenca a rampa externa (Leanza et al. 1977, Kietzmann et al. 2016, Capelli et al. 2018, 2021). Hacia el sur de Mendoza, la unidad también está constituida por una alternancia rítmica de margas y calizas, enriquecidas en bioclastos y asignadas a facies relativamente más someras (Kietzmann et al. 2008, Kietzmann y Palma 2009a, 2011, Kietzmann et al. 2014a, 2015, 2021a).

La Formación Vaca Muerta exhibe espesores mínimos de 11 m, documentados en la Comarca de Carrín Cura (Leanza et al. 2011), mientras que las mayores potencias han sido registradas en los principales depocentros, como en la zona de Huncal, donde la secuencia comprende 1250 m (Leanza 1973), aunque, se ha establecido un espesor promedio de 350 m (Leanza et al. 1977). La unidad continúa en relación neta y concordante a los depósitos continentales de la Formación Tordillo y su equivalente hacia el sur, la Formación Quebrada del Sapo (Leanza et al. 1977). Esta relación representa una importante transgresión marina ocurrida durante el Tithoniano temprano, dando origen a facies oscuras de *offshore* que gradan a niveles fluviales, lacustres y/o eólicos (Legarreta y Gulisano 1989, Kietzmann et al. 2014a, Reijenstein et al. 2020, Paz et al. 2018a, 2021). En gran parte de la cuenca, esta inundación marina puede reconocerse a partir de la presencia de un nivel microbiano, de espesores decimétricos, distinguible a escala regional (Legarreta y Uliana 1991, Kietzmann et al. 2014a, 2016, Kietzmann et al. 2021a). Por otro lado, en su sector cuspidal, la Formación Vaca Muerta grada transicionalmente a la Formación Quintuco, mientras que en el depocentro sur (subcuenca Picún Leufú), sucedida por los depósitos carbonáticos y clásticos marino-marginales de las formaciones Carrín Cura y Picún Leufú, respectivamente (Leanza et al. 2011).

3.4.3 EDAD, PALEONTOLOGÍA Y BIOESTRATIGRAFÍA

La Formación Vaca Muerta presenta abundante contenido fosilífero, entre los que destacan invertebrados, como amonites, bivalvos, gastrópodos, equinodermos y esponjas, así como diversos grupos de microfósiles (e.g., Leanza 1945, 1980, Quattrocchio et al. 1996, Bown y Concheyro 2004, Ballent et al. 2004, Kietzmann et al. 2011a, 2021b, 2023a), y vertebrados, como peces, ictiosaurios, tortugas, plesiosaurios y cocodrilos (Leanza y Zeiss 1990, 1994, Fernández Carmona et al. 1998, Gasparini et al. 1999). La unidad ha sido extensivamente estudiada a partir de los trabajos iniciales de Behrendsen (1891), y particularmente la fauna de amonites, debido al especial interés en los estudios estratigráficos. Numerosos trabajos posteriores, entre los que se destacan los de Gerth (1921, 1925a, b), Leanza (1945, 1947), Leanza y Hugo (1977), Leanza (1980, 1981, 1996), Riccardi et al. (1990) y Riccardi (1984, 2008, 2015), establecieron una detallada zonación bioestratigráfica que ha permitido el reconocimiento de líneas tiempo fundamentales para los estudios de facies y estratigráfico secuenciales. En base a su contenido de amonites, la Formación Vaca Muerta es asignada al intervalo Tithoniano temprano – Valanginiano temprano, abarcando las biozonas de *Virgatosphinctes andesensis* a *Lissonia riveroi* (Leanza 1980, 1996, Leanza y Hugo 1977, Leanza et al. 1977, 2011, 2020a, b) (Fig. 3.5). Otros invertebrados, como bivalvos, braquiópodos, y gastrópodos fueron estudiados con menos detalle, y una reseña sobre su importancia puede consultarse en Aguirre Urreta et al. (2011) y Leanza et al. (2020b).

Además, marcadores adicionales bioestratigráficos se basan en nanofósiles calcáreos, radiolarios y dinoflagelados (Ballent et al. 2011, Leanza et al. 2020b y referencias ahí citadas), así como microcrinoideos saccocómidos (Kietzmann y Palma 2009b), calpionélidos y calciesferas (Kietzmann et al. 2011b, Kietzmann 2017, Ivanova y Kietzmann 2017, López-Martínez et al. 2017, Leanza et al. 2020b, Kietzmann et al. 2021a, b, 2023a). Finalmente, la combinación de los datos bioestratigráficos con estudios cicloestratigráficos detallados (Kietzmann et al. 2011a, b, 2015, 2018, 2020), demostraron que la sucesión estuvo controlada

por factores astronómicos conocidos como ciclos de Milankovitch. Estos autores propusieron la primera escala de tiempo astronómica completa para el Tithoniano – Berriasiano, junto con datos magnetoestratigráficos (Iglesia Llanos et al. 2017, Kohan Martínez et al. 2018, Leanza et al. 2020a, Kohan Martínez 2022) que establecieron que la unidad se depositó entre los crones M22r y M15r.

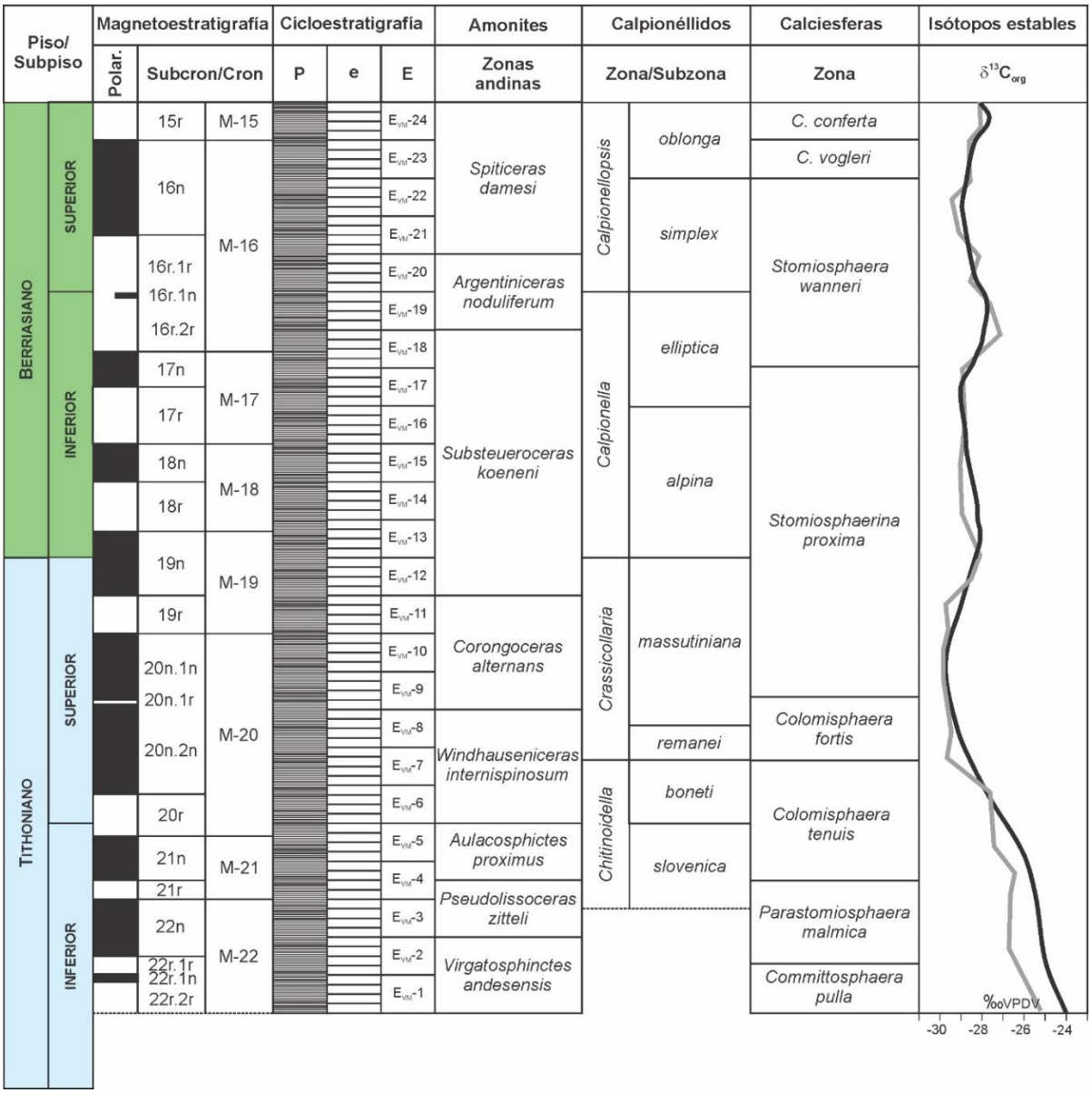


Figura 3.5. Marco cronoestratigráfico del intervalo Tithoniano – Berriasiano en la Cuenca Neuquina: magnetoestratigrafía (Iglesia Llanos et al. 2017), cicloestratigrafía (Kietzmann et al. 2018), amonites (Riccardi 2015), calpionélidos (Kietzmann et al. 2021a), calciesferas (Kietzmann et al. 2023a), isótopos estables (en negro: Capelli et al. 2021; en gris Weger et al. 2019) (tomado de Kietzmann et al. 2023b).

3.4.4 AMBIENTE SEDIMENTARIO

Desde el punto de vista sedimentológico, las primeras descripciones litológicas realizadas por Weaver (1931), así como las de Groeber (1933, 1946, 1953), son generales y tuvieron como objetivo sustentar los esquemas litoestratigráficos y bioestratigráficos. Este enfoque que persistió durante varias décadas (e.g., Marchese 1971, Leanza 1973, Leanza et al. 1977), aunque si bien resultan de particular interés los trabajos de Weaver (1931), Groeber (1953) y Marchese (1971), quienes proponen mapas paleogeográficos en un contexto paleoambiental y tectónico. Trabajos más recientes utilizan descripciones generales dentro de un contexto secuencial y paleoambiental moderno, aunque aún dentro de un esquema muy general (Legarreta y Uliana 1991, 1996).

Las primeras descripciones sedimentológicas basadas en el análisis de facies fueron realizadas por Spalletti et al. (1999, 2000) y Scasso et al. (2002, 2005). Spalletti et al. (2000) definieron, en el sur de la provincia de Neuquén, un sistema de rampa mixta siliciclástica-carbonática dominada por mareas, contexto en el cual la Formación Vaca Muerta se habría acumulado en la parte distal y correspondería a los subambientes de cuenca o de rampa externa. Los estudios realizados por Scasso et al. (2002, 2005) se concentran en el Miembro Los Catutos y son los primeros trabajos que incluyen información petrográfica integrada con datos geoquímicos. Estos autores interpretan un ambiente de rampa externa pobremente oxigenada con desarrollo de *mounds*.

Trabajos posteriores fueron realizados en la plataforma mendocina por Doyle et al. (2005) y Kietzmann et al. (2008, 2011b, 2014a). Doyle et al. (2005) interpretan un ambiente de cuenca con intercalación de turbiditas diluidas que se someriza progresivamente. Sin embargo, es importante señalar que el perfil estudiado por estos autores es incompleto, ya que comienza en el Tithoniano superior alto. Kietzmann et al. (2008, 2011b) estudiaron las facies y microfacies de la sección Arroyo Loncoche, donde la unidad fue interpretada como una rampa carbonática con influencia de tormentas, integrada por los subambientes

de cuenca, rampa externa y rampa media. Luego, Kietzmann et al. (2014a) presentaron un estudio regional integrado desde el río Diamante hasta el río Barrancas. Estos trabajos fueron ampliados más tarde por Kietzmann et al. (2016) en el norte de Neuquén y por Kietzmann et al. (2014b) y Kohan Martínez et al. (2018) en el área de Los Catutos. De manera sincrónica, Zeller et al. (2015a, b) estudiaron detalladamente el sector sur de la cuenca, incluyendo el depocentro de Picún Leufú y el área de la sierra de la Vaca Muerta. Trabajos más recientes realizados por Otharán et al. (2020, 2022) y Paz et al. (2019, 2021, 2022 a, b) analizaron detalladamente algunos mecanismos de transporte y depositación, como flujos hiperpícnicos y corrientes de contorno.

En los últimos años se realizó un gran esfuerzo por avanzar en el conocimiento de la unidad por parte de la industria y la academia, que se vio reflejado en dos publicaciones de gran relevancia, una publicada por el IAPG y la AGA (González et al. 2016, 2018) y otra correspondiente a la Memoria 121 de la AAPG (Minisini et al. 2020a). A partir de los antecedentes previamente discutidos y estas dos publicaciones, actualmente se reconoce que la Formación Vaca Muerta forma parte de un sistema de clinoformas de bajo ángulo (Fig. 3.6), progradantes en dirección SE-NO, conocido como sistema Vaca Muerta – Quintuco (Kietzmann et al. 2016). La zona de *topset* o plataforma corresponde a la Formación Quintuco, mientras que la Formación Vaca Muerta abarca los depósitos de *foreset* o talud y *bottomset* o cuenca (Mitchum y Uliana 1985, Kietzmann et al. 2014a, 2016, Desjardins et al. 2016, 2018, Minisini et al. 2020a, Domínguez et al. 2020a).

El sistema muestra una amplia variedad de litologías que reflejan considerables cambios laterales de facies a escala regional. Por un lado, los mayores espesores son preservados en la zona de *topset*, más precisamente en el ámbito de la subcuenca Picún Leufú. Aquí la secuencia exhibe una marcada contribución silicoclástica, siendo el Macizo Nordpatagónico y el arco volcánico las principales áreas de aporte (Spalletti et al. 2000, Naipauer et al. 2014). En esta zona, la Formación Vaca Muerta comprende el intervalo Tithoniano temprano – Tithoniano inferior alto y se compone por fangolitas y limolitas, con

evidencias de deformación sinsedimentaria, que encapsulan depósitos turbidíticos arenosos (Krim et al. 2017, Paz et al. 2019). Dichas litologías representan facies de prodelta que reflejan y son consecuencia de un elevado aporte clástico debido a la progradación de sistemas costeros desde el SE (Legarreta y Gulisano 1989, Legarreta y Uliana 1991, Paz et al. 2019). Como se mencionó anteriormente, para este sector de la cuenca, la unidad pasa transicionalmente, en el Tithoniano superior, a la Formación Picún Leufú, lo que se evidencia por una serie de canales mareales compuestos por areniscas bioclásticas, que rematan en facies oxigenadas de rampa interna carbonática, integradas por *packstones/grainstones* oolíticos y *mudstones/wackestones* peloidales con fragmentos de corales (Spalletti et al. 2000, Armella et al. 2007, 2008, Paz et al. 2019).

Por otro lado, el sector de *foreset* o talud es identificado en las inmediaciones de la sierra de la Vaca Muerta, próximo a la localidad de Zapala. Aquí la Formación Vaca Muerta representa un sistema de rampa mixta, silicoclástica-carbonática, compuesto por margas y *wackestones* radiolaríticos interpretados como facies de cuenca y rampa externa mixta, que se enmarcan dentro del miembro inferior (Kietzmann et al. 2014b, Kohan Martínez et al. 2018). Estos depósitos son continuados por facies de rampa externa carbonática, asignadas al Miembro Los Catutos (Leanza y Zeiss 1990, 1992), aflorante a lo largo de toda la Sierra de la Vaca Muerta. Este miembro corresponde al Tithoniano inferior alto a superior bajo (Zeiss y Leanza 2008, 2010, Kietzmann et al. 2014a, Kohan Martínez et al. 2018, Kohan Martínez 2022), siendo correlacionable con las facies mareales de la Formación Picún Leufú, aflorantes en el depocentro homónimo. Está compuesto por *packstones/grainstones* peloidales, densamente bioturbados y con estructuras tractivas y erosivas, que preserva intervalos interpretados como depósitos contorníticos (Reijenstein et al. 2020, Paz et al. 2022a, b). Finalmente, para esta zona, la secuencia culmina con facies de rampa mixta, integradas por pelitas, margas, *mudstones/wackestones* y dolomías asignadas al miembro superior de la Formación Vaca Muerta (Leanza y Zeiss 1992, 1994, Spalletti et al. 2000).

El sistema se distaliza y se torna menos oxigenado en dirección N-NO, por lo que dentro del *bottomset* la Formación Vaca Muerta está constituida por monótonas sucesiones oscuras de pelitas, margas, *wackestones* radiolaríticos y *packstones* intraclásticos, que contienen los mayores porcentajes de materia orgánica y alcanzan espesores de hasta 1250 m (Leanza 1973, Kietzmann et al. 2016, Minisini et al. 2020b). Esta zona de la clinoforma encapsula un intervalo arenoso con deformación sinsedimentaria, de edad Berriasiano temprano, conocido como Miembro Huncal (Leanza et al. 2003). El mismo ha sido interpretado como depósitos de talud provenientes de la zona del arco magmático (Spalletti et al. 2008, Kietzmann y Venari 2013), o bien desde el sector noreste (Leanza et al. 2003), en tanto que otras investigaciones lo consideran generado a partir de descargas hiperpícnicas (Naipauer et al. 2015, Otharán 2020) direccionadas desde el sector sur (Otharán 2020), o incluso en base a deslizamientos submarinos con vergencia hacia el sur y suroeste (Naipauer et al. 2020).

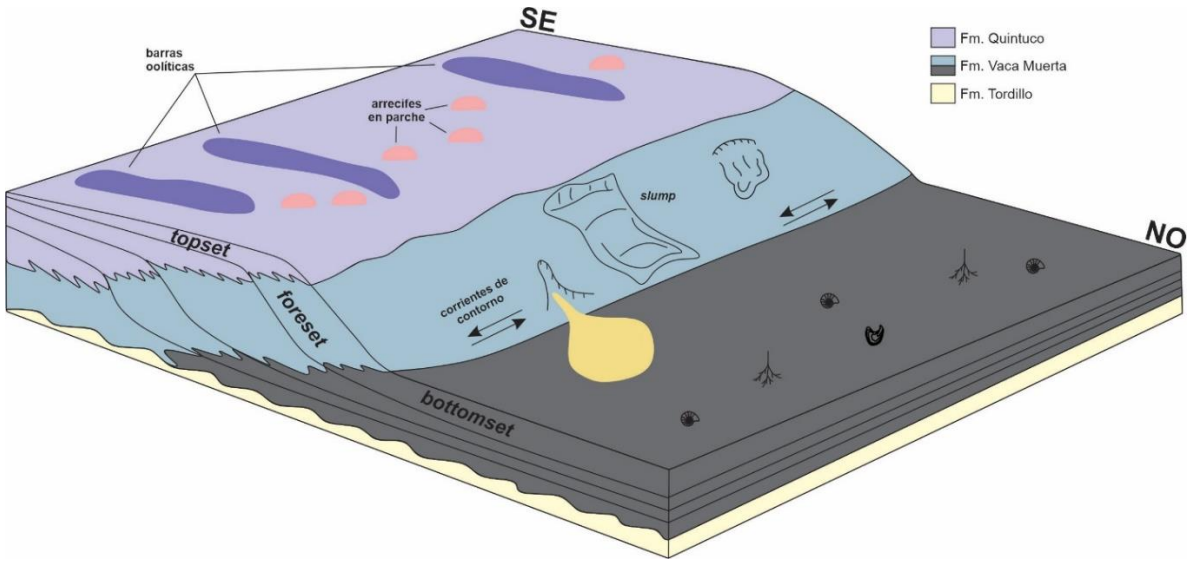


Figura 3.6. Esquema depositacional y sectores, dentro de la geometría de una clinoforma progradante, del sistema Vaca Muerta – Quintuco (modificado de Reijenstein et al. 2020).

3.4.5 ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

Los aspectos estratigráfico-secuenciales fueron establecidos inicialmente por Mitchum y Uliana (1982, 1985) y Gulisano et al. (1984), sobre la base del análisis sismoestratigráfico y de observaciones de campo, quienes definieron nueve secuencias depositacionales (A-I) para el intervalo Tithoniano – Valanginiano: cuatro secuencias tithonianas (A-D), dos secuencias berriasianas (E-F) y tres secuencias valanginianas (G-I). Estas fueron incluidas por Legarreta y Gulisano (1989) dentro de la Mesosecuencia Mendoza Inferior y denominadas M_i1 a M_i9, respectivamente. A su vez, fueron asignadas a las secuencias depositacionales definidas por Haq et al. (1987, 1988) y asociadas a variaciones eustáticas (Fig. 3.7). Gulisano et al. (1984) adjudicaron la última secuencia A9 a la Formación Mulichinco, mientras que Legarreta y Gulisano (1989) incluyen a la Formación Tordillo como parte de la secuencia M_i1, en tanto que la última secuencia depositacional (M_i9) fue incorporada a la Formación Mulichinco.

Posteriormente, Kietzmann et al. (2014a, 2016) distinguieron un total de cinco secuencias depositacionales compuestas (CS-1 a CS-5), las cuales fueron identificadas también en una de las contribuciones más refinadas y actualizadas correspondiente a González et al. (2016, 2018). Esta última utiliza una serie de horizontes sísmicos (T1 a V4), distinguibles a escala regional e interpretados por Desjardins et al. (2016, 2018), que limitan un conjunto de unidades sísmicas (U1 a U6) correlacionables con las secuencias reconocidas por Mitchum y Uliana (1985) (Fig. 3.7). Finalmente, la más reciente actualización en cuanto al marco estratigráfico secuencial del Sistema Vaca Muerta – Quintuco corresponde a Domínguez et al. (2020b), quienes reconocieron doce secuencias de alta frecuencia y tres de baja frecuencia (Fig. 3.7), basando su análisis en datos sísmicos y utilizando el modelo de Hunt y Tucker (1992).

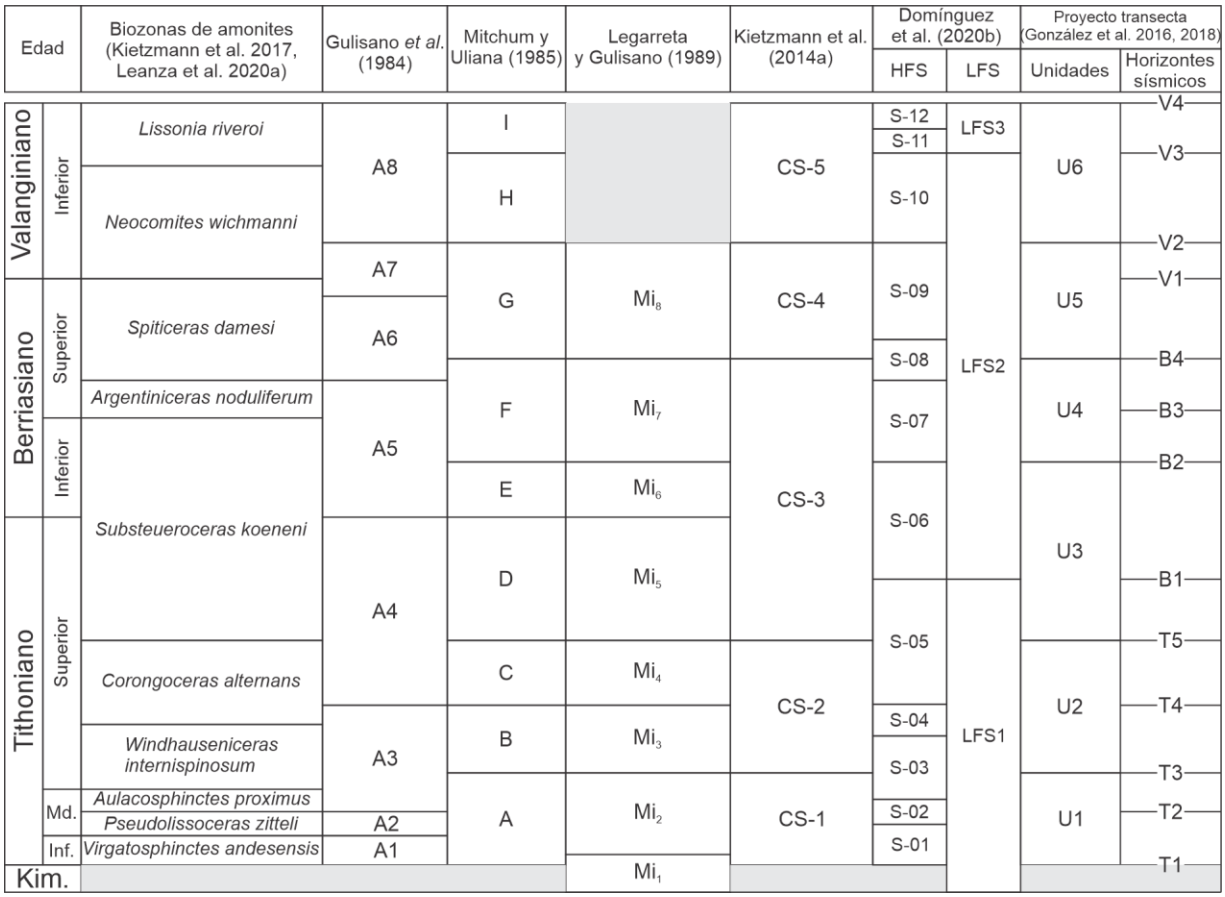


Figura 3.7. Esquema de correlación entre los distintos modelos secuenciales elaborados para la Formación Vaca Muerta. Domínguez et al. (2020b) basan su análisis en el modelo cuatripartito de Nummedal et al. (2000), motivo por el cual los límites de secuencia no coinciden con los otros autores que se basan en los modelos de Vail et al. (1977) y Embry y Johannessen (1992).

CAPÍTULO 4. ANÁLISIS DE FACIES

4.1 ANTECEDENTES

La Formación Vaca Muerta ha sido objeto de estudio desde hace más de un siglo. Si bien las primeras observaciones fueron realizadas por Darwin (1846) y, posteriormente, por Behrendsen (1891), las descripciones iniciales completas de la unidad corresponden a Weaver (1931). En los años siguientes, numerosos estudios de índole estratigráfica a nivel regional fueron desarrollados por Groeber (1946, 1953), Marchese (1971), Leanza (1973), Leanza et al. (1977), Gulisano et al. (1984), Mitchum y Uliana (1985) y Legarreta y Gulisano (1989). En líneas generales, dichos autores interpretan a la Formación Vaca Muerta como una alternancia entre geometrías de rampa y plataforma con desarrollo de bancos orgánicos de costa afuera y quiebre de pendiente. Los estudios realizados en las últimas décadas muestran un avance significativo en el conocimiento de la unidad, lo que denota amplias variaciones litológicas a nivel regional, con una distribución de facies compleja y heterogénea a escala de clinoforma, como resultado de factores tales como la tasa de productividad, el vulcanismo, la oxigenación del sustrato, la configuración del fondo marino, el clima, la tectónica y los cambios relativos del nivel del mar (e.g., Spalletti et al. 2000, Scasso et al. 2002, 2005, Kietzmann et al. 2008, 2009, 2014a, b, c, 2020, Zeller et al. 2015a, Krim et al. 2017, 2019, Paz et al. 2019, 2022a, b, Otharán et al. 2020, Minisini et al. 2020a, b, Capelli et al. 2024).

Por un lado, al sur de la Dorsal de Huincul, la Formación Vaca Muerta ha sido interpretada como una rampa mixta con influencia mareal (Spalletti et al. 2000, Armella et al. 2007), y preserva depósitos de cuenca y rampa externa, media e interna. Estudios posteriores para esta zona la asocian a un ambiente de plataforma silicoclástica (Zeller et al. 2015a, Krim et al. 2017, 2019), en tanto que recientemente Paz et al. (2019) y Otharán (2020) mencionan la influencia en la sedimentación por la influencia de sistemas deltaicos progradantes desde el sureste, junto a lóbulos hiperpícnicos, que justificarían los elevados

espesores aquí reportados para la unidad (Fig. 4.1). Asimismo, dicha interpretación resulta una explicación compatible con el enriquecimiento en material silicoclástico que muestra la secuencia para el Tithoniano inferior a inferior alto.

Por otro lado, en la zona de la dorsal y al norte de esta, se habría desarrollado una faja climática árida (Volkheimer et al. 2008), permitiendo la proliferación y producción de litologías carbonáticas. En este sentido, la Formación Vaca Muerta, para el área de la Sierra de la Vaca Muerta, ha sido analizada e interpretada como una rampa mixta, silicoclástica-carbonática (Fig. 4.1), que encapsula facies de rampa externa carbonática atribuidas al Miembro Los Catutos (Scasso et al. 2002, 2005, Kietzmann et al. 2014b, Rodríguez Blanco et al. 2020). Este miembro muestra litologías y microfacies peloidales, constituidas por *wackestones/packstones* radiolaríticos con amplio contenido de intraclastos y pellets (Kietzmann et al. 2014b, Kohan Martínez et al. 2018, Kietzmann et al. 2020, Rodríguez Blanco et al. 2020), en los que recientemente algunos de estos depósitos han sido relacionados con el accionar de corrientes de contorno para este sector de la cuenca (Reijenstein et al. 2020, Paz et al. 2022a, b, Tamagno et al. 2024).

Continuando en dirección norte, hacia el área de Chos Malal, la Formación Vaca Muerta ha sido estudiada y descrita recientemente por Kietzmann et al. (2014c, 2016), González Tomassini et al. (2015) y Capelli et al. (2018, 2021, 2024), quienes la adjudican a facies de cuenca a rampa externa constituidas por margas y pelitas, junto a recurrentes intercalaciones de *packstones/grainstones* instraclásticos, que dan lugar a monótonas sucesiones de coloración oscura. Asimismo, este sector preserva litosomas arenosos con evidencias de deformación sinsedimentaria, pertenecientes al Miembro Huncal (Berriasiano), interpretados como lóbulos turbidíticos (Leanza et al. 2003, Spalletti et al. 2008, Naipauer et al. 2020) provenientes desde el arco magmático (Spalletti et al. 2008), o bien desde el sector noreste (Leanza et al. 2003), en tanto que también ha sido entendido como descargas hiperpícnicas direccionados desde el continente (Naipauer et al. 2015, Otharán 2020). Finalmente, en el sector surmendocino la Formación

Vaca Muerta preserva litologías carbonáticas, asignadas a facies tempestíticas, con dominancia de partículas peloidales y esqueletales, ampliamente estudiadas por Kietzmann y Palma (2009a, 2011) y Kietzmann et al. (2008, 2014a, 2021a).

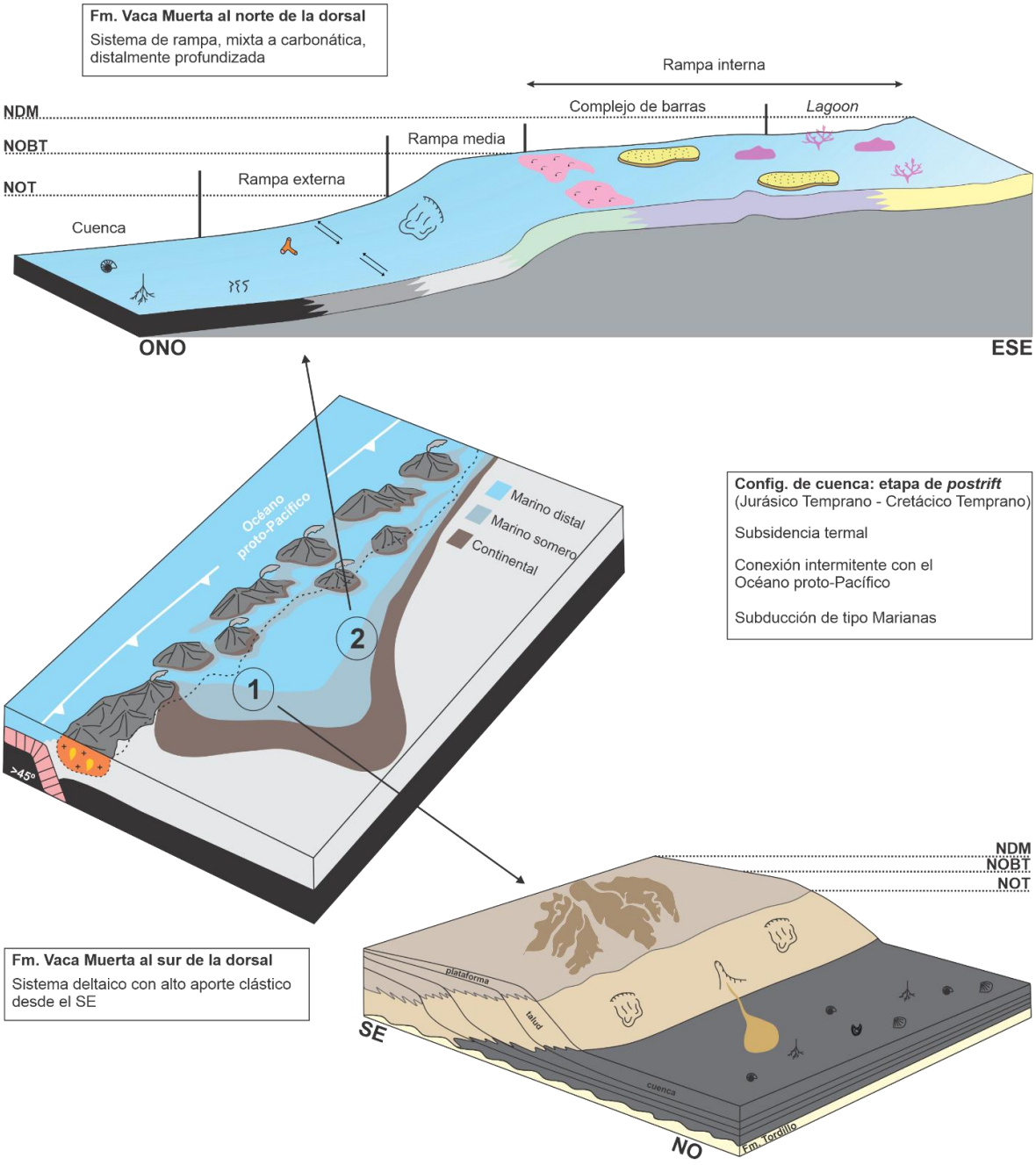


Figura 4.1. Configuración tecto-sedimentaria y esquemas paleoambientales propuestos, acorde a los estudios previos sobre la Formación Vaca Muerta, al sur de la Dorsal de Huincul (1) y al norte de la misma (2) (modificado de Howell et al. 2005, Schlager 2005 y Reijenstein et al. 2020).

Los antecedentes sedimentológicos y paleoambientales sobre la Formación Vaca Muerta detallados previamente permiten asumir que se trata de un sistema ampliamente variable. Un fiel reflejo de ello son los cambios texturales, tanto a escala afloramiento como a nivel microscópico, que se advierten dependiendo del sector en el que la unidad aflora dentro de la Cuenca Neuquina. De aquí se desprende la importancia de llevar a cabo un minucioso análisis de facies que permita darle un marco interpretativo paleoambiental a la unidad, además de poder elaborar un modelo tridimensional predictivo para la distribución de las litofacies y facies. Adicionalmente, el presente estudio tiene como objetivo comparar los resultados obtenidos con aquellos ya existentes en la bibliografía, a fin de generar un marco de discusión sobre las causas y factores responsables de la heterogeneidad que exhibe la unidad.

De esta manera, luego de relevar un total de 10 secciones de la Formación Vaca Muerta, se reunieron, describieron e interpretaron los atributos a escala microscópica (microfacies; Flügel 2004) y de afloramiento (litofacies; Miall 1985) para arribar a una serie de subambientes (facies) que conforman el ambiente depositacional (asociación de facies) de la unidad de estudio. En total se han determinado 23 microfacies y 29 litofacies (Tabla 4.1), agrupadas en 12 facies (Tabla 4.2) que dan origen a dos asociaciones de facies.

Litofacies (código)	Microfacies (código)	Estructuras sedimentarias/ Bioturbación	Partículas/fósiles	Color/geometría/contacto/espesor	Procesos sedimentarios	Espesor total (m)
L1. Pelitas laminadas y masivas oscuras (Flo/Fmo)	M1. Pelitas laminadas ricas en materia orgánica (Flmo)	Masiva, laminación horizontal	Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, micas, pirita, materia orgánica, radiolarios (Spumellaria, Nasellaria), calciesferas, amonites, ostras, escamas y restos óseos de peces	Oscuro, tabular, neto y plano, 2 a 10 cm	Decantación, condiciones disóxicas/anóxicas	9
L2. Pelitas laminadas y masivas castañas (Flc/Fmc)	M2. Pelitas laminadas pobres en materia orgánica (Fl)	Masiva, laminación horizontal	Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, líticos volcánicos, muscovita, biotita, amonites, escamas de peces	Castaño/castaño grisáceo, tabular, neto y plano, 2 a 5 cm	Decantación, condiciones óxicas/subóxicas	147
L3. Pelitas limolíticas laminadas castañas (FFSlc)	M3. Pelitas limolíticas laminadas (FFSl)	Laminación horizontal	Cuarzo, plagioclasa, líticos volcánicos, muscovita, materia orgánica, briznas vegetales, escamas de peces, amonites, ictiosaurios	Castaño/castaño blanquecino, tabular, neto y plano, 1 a 8 cm	Alternancia de decantación y tracción por corrientes de fondo, condiciones óxicas/subóxicas	20
L4. Limolitas laminadas castañas y grises (FShc)	M4. Limolitas laminadas (FSh)	Laminación horizontal	Cuarzo, plagioclasa, líticos volcánicos, amonites, escamas de peces	Castaño grisáceo/blanquecino, tabular, plano y neto, 3 a 5 cm	Alternancia de decantación y tracción por corrientes de fondo, condiciones óxicas/subóxicas	47,6
L5. Margas laminadas grisáceas (Mrhg)	M5. Margas laminadas pobres en materia orgánica (Ml)	Laminación horizontal, *Thalassinoides*	Amonites, bivalvos, ostras, escamas de peces, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, micrita, pellets, radiolarios, materia orgánica	Gris blanqucino, tabular, plano y neto, 10 a 25 cm	Decantación, condiciones óxicas/subóxicas	182
L6. Margas laminadas oscuras (Mrho)	M6. Margas laminadas ricas en materia orgánica (Mlo)	Laminación horizontal, *Thalassinoides*, *Chondrites*	Ápticos y moldes de amonites, escamas y restos óseos de peces, bivalvos (*Eriphyla, Lucina*), cuarzo, micrita, radiolarios, materia orgánica	Gris oscuro y negro, tabular, plano y neto, 5 a 20 cm	Decantación, condiciones anóxicas/disóxicas	190,1
L7. Margas con estratificación entrecruzada *hummocky* (MrHCS)	M7. Margas intraclásticas (Mi)	Estratificación entrecruzada *hummocky.* Tendencia grano-decreciente. *Thalassinoides*	Intraclastos micríticos, ostras, alomicrita, terrígenos (cuarzo, filosilicatos, líticos volcánicos)	Castaño grisáceo, tabular, erosivo y neto, 20 a 30 cm	Flujos combinados, oscilatorios y unidireccionales	6
L8. Areniscas masivas (Sm/S_bm)	M8. Areniscas finas a medias (Sf/Sm) M9. Areniscas muy finas a finas M10. Areniscas bioclásticas (S_b)	Masiva, marcas de base, *Thalassinoides*	M8: Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, líticos volcánicos y piroclásticos, muscovita, biotita, intraclastos, restos vegetales M9: Idem M7 además de líticos metamórficos y sedimentarios, opacos M10: Gastrópodos, bivalvos infaunales (*Trigonia*, *Panopaea, Pholadomya, Cucullea*), ostras, amonites, serpúlidos, espículas de esponjas (*rhaxes*), equinodermos, ooides, oncoides, pellets, intraclastos, cortoides, terrígenos (cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, líticos volcánicos y piroclásticos)	Castaño/blanquecino, lentiforme/lenticular, neto y erosivo, 10 a 100 cm	Depositación en masa	50,85
L9. Areniscas con laminación horizontal (Sh/S_bh)	M8. Areniscas finas a medias (Sf/Sm)	Laminación/	Ídem M8. Areniscas finas a medias (Sf/Sm), M9. Areniscas muy finas a finas (Sfm) y M10. Areniscas bioclásticas (S_b)	Castaño/blanquecino, tabular/lentiforme, plano y neto/transicional, 10 a 40 cm	Migración de lecho plano de bajo régimen de flujo	12,5

	M9. Areniscas muy finas a finas (Sfm) M10. Areniscas bioclásticas (S_b)	estratificación horizontal, *Thalassinoides*				
L10. Areniscas con laminación ondulítica de corriente (Src/$S_b$rc)	M8. Areniscas finas a medias (Sf/Sm) M9. Areniscas muy finas a finas (Sfm) M10. Areniscas bioclásticas (S_b)	Laminación ondulítica de corriente	Ídem M8. Areniscas finas a medias (Sf/Sm), M9. Areniscas muy finas a finas (Sfm) y M10. Areniscas bioclásticas (S_b)	Castaño/blanquecino, tabular, plano y neto, 3 a 20 cm	Migración de óndulas de corriente	4,2
L11. Areniscas con antidunas (Sa)	M9. Areniscas muy finas a finas (Smf)	Antidunas	Idem M9. Areniscas muy finas a finas (Sfm)	Castaño, tabular, plano y neto, 45 cm	Migración de antidunas	0,45
L12. Areniscas con estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS)	M8. Areniscas finas a medias (Sf/Sm)	Estratificación entrecruzada *hummocky*	Idem M8. Areniscas finas a medias (Sf/Sm)	Castaño/anaranjado, tabular, neto y erosivo, 5 a 20 cm	Flujos combinados, oscilatorios y unidireccional	1
L13. Areniscas bioclásticas con estratificación entrecruzada tabular planar (S_bp)	M10. Areniscas bioclásticas (S_b)	Estratificación entrecruzada tabular planar, *Thalassinoides*	Ídem M10. Areniscas bioclásticas (S_b)	Blanquecino, tabular, plano y neto, 30 a 40 cm	Migración de megaóndulas de crestas rectas	10
L14. Areniscas bioclásticas con estratificación entrecruzada tabular planar de gran escala ($S_b$pge)	M10. Areniscas bioclásticas (S_b)	Estratificación entrecruzada tabular planar de gran escala, *Thalassinoides*	Ídem M10. Areniscas bioclásticas (S_b)	Gris/blanco, sigmoidal, bases onduladas y contacto superior plano y neto, 150 cm	Migración de megaóndulas de crestas rectas de variada dimensión	17
L15. *Bindstone* laminado (*B*l)	M11. *Bindstone* microbiano laminado (B_ml)	Laminación horizontal de origen microbiano	Moldes de amonites, escamas de peces, radiolarios, peloides, materia orgánica, esparita, micrita	Gris oscuro, tabular, contacto basal plano y neto y superior ondulado y neto, 10 a 60 cm	Matas microbianas en zonas distales y bajo condiciones subóxicas	3,4
L16. *Wackestones* laminados grisáceos (*W*hg)	M12. *Wackestones* radiolaríticos laminados (W_rh)	Laminación horizontal	amonites, ostras, escamas de peces, crinoideos (*Saccocoma*), radiolarios (Spumellaria, Nasellaria), calciesferas, foraminíferos (miliólidos y nodosáridos), pellets, terrígenos (cuarzo, plagioclasa, muscovita), alomicrita, pirita framboidal, materia orgánica	Castaño grisáceo y gris oscuro, tabular, plano y neto, 10 a 30 cm	Decantación junto a tracción por corrientes de fondo débiles. Condiciones subóxicas	16
L17. *Wackestones* laminados castaños (*W*hc)	M13. *Wackestones/packstones* bioclásticos laminados (*W*/P_bh)	Laminación horizontal	escamas de peces, amonites, crinoideos (*Saccocoma*), radiolarios (Spumellaria, Nasellaria), espículas de esponjas (*rhaxes*), foraminíferos (miliólidos), calciesferas, intraclastos micríticios, pellets, terrígenos (cuarzo, biotita), alomicrita, pirita, materia orgánica	Castaño anaranjado, tabular, plano y neto, 5 a 20 cm	Decantación de fango carbonático y microrganismos en ambiente de baja energía, alternando con corrientes tractivas de fondo. Condiciones subóxicas	15
L18. *Packstones* bioclásticos masivos (P_bm)	M14. *Packstone* pelletoidal dolomitizado (P_pd)	Masiva, *Thalassinoides*	Bivalvos infaunales (*Panopaea*), serpúlidos, espículas de esponjas (*rhaxes*), pellets, terrígenos (cuarzo, líticos volcánicos), dolomita	Blanquecina, tabular, plano y neto, 20 a 40 cm	Precipitación de carbonato en ambiente de baja energía y buena oxigenación. Ambiente somero con procesos frecuentes de pelletización	20
L19. *Packstones/grainstone*	M15. *Packstones/grainstones* peloidales con	Laminación horizontal, laminación	Crinoideos (*Saccocoma*), radiolarios (Spumellaria, Nasellaria), espículas de esponjas (*rhaxes*), bivalvos, foraminíferos	Castaño grisáceo, tabular, plano y neto, 20 a 50 cm	Decantación junto a tracción por flujos de fondo que generan migración de lecho	28

s con laminación heterolítica (*P/G*ht)	laminación heterolítica (*P/G*$_p$ht)	ondulítica de corriente, bioturbación indeterminada. Estructuras de corte y relleno	(miliólidos), calciesferas, intraclastos micríticos, terrígenos (cuarzo, líticos volcánicos), micrita, pirita, materia orgánica		plano de bajo régimen y de óndulas de corriente	
L20. *Packstones/grainstones* intraclásticos laminados gris oscuro (*P/G*$_i$hgo)	M16. *Packstones/grainstones* intraclásticos laminados (*P/G*$_i$h)	Laminación horizontal	amonites, escamas de peces, intraclastos micríticos, radiolarios (Spumellaria, Nassellaria), microcrinoideos (*Saccocoma*), foraminíferos (miliólidos), espículas de esponjas (*rhaxes*), bivalvos, calciesferas, ostrácodos, micrita, pirita, terrígenos (cuarzo, muscovita)	Gris oscuro, tabular, plano y neto, 15 a 50 cm	Decantación y tracción por flujos de fondo	52
L21. *Packstones/grainstones* masivos grises (*P/G*mg)	M17. *Packstones/grainstones* peloidales masivos (*P/G*$_p$m)	Masiva, microlaminación, *Chondrites* y bioturbación indeterminada	Amonites, crinoideos (*Saccocoma*), radiolarios (Spumellaria), espículas de esponjas (*rhaxes*), foraminíferos (miliólidos), calciesferas, ostrácodos, pellets, intraclastos, terrígenos (cuarzo, biotita, muscovita), pirita, materia orgánica	Gris oscuro, tabular, plano y neto, 30 a 60 cm	Decantación de fango carbonático y microorganismos en ambiente de baja energía y condiciones disóxicas	97
L22. *Packstones/grainstones* oncolíticos masivos (*P/G*$_o$m)	M18. *Grainstones* oncolíticos (*G*$_o$)	Masiva, cortinas de fango, nódulos silíceos, *Thalassinoides*	Bivalvos (ostras, *Trigonia*, *Lucina*, *Panopaea*), espículas de esponjas (*rhaxes*), gastrópodos, ostrácodos, corales ramosos y botroidales, amonites, ooides, oncoides, cortoides, intraclastos, pellets	Castaño claro, tabular, plano y neto, 40 a 50 cm	Barras oncolíticas longitudinales. Alternancia con períodos de quietud junto a procesos de micritización	5
L23. *Packstones/grainstones* oncolíticos con estratificación entrecruzada tabular planar (*P/G*$_o$p)	M18. *Grainstones* oncolíticos (*G*$_o$)	Estratificación entrecruzada tabular planar, *Thalassinoides*	Ídem M18. *Grainstones* oncolíticos (*G*$_o$)	Castaño, tabular, plano y neto, 40 a 150 cm	Barras oncolíticas con migración de megaóndulas de crestas rectas. Alternancia con períodos de quietud junto a procesos de micritización	4
24. *Floatstones/rudstone* bioclásticos masivos (*F/R*$_b$m)	M19. *Floatstones* bioclásticos (*F*$_b$)	Masiva, *Thalassinoides*	Ostras, serpúlidos, gastrópodos, bivalvos infaunales (trigonias, *Eriphyla*, *Lucina*, *Cucullaea*), espículas de esponjas (*rhaxes*), equinodermos, intraclastos, pellets, ooides, cortoides, terrígenos	Cataño rojizo, lentiformes, ondulado y neto, 20 a 150 cm	Biostromas de ostras. Retrabajo esporádico por tormentas	12
L25. *Boundstones* con corales ramosos y otroidales masivos (*B*$_c$m	M20. *Boundstones* con corales (*B*$_c$)	*Thalassinoides*	Corales ramosos y botroidales, ostras, bivalvos infaunales (*Trigonia*, *Cucullea*), espículas de esponjas (*rhaxes*), equinodermos, pellets, intraclastos, cortoides, terrígenos	Castaño, domal, ondulado y neto, 40 a 50 cm	Cuerpos arrecifales bioconstruidos	3
L26. Tobas masivas (Tm)	M21. Tobas argilitizadas (Ta)	Masivas	Fragmentos pumíceos, cenizas volcánicas, vidrio volcánico, cuarzo, plagioclasa, líticos volcánicos, filosilicatos, opacos, arcillas (esmectita)	Anaranjado, tabular, plano y neto, 1 a 5 cm	Depósitos de caída de cenizas y/o material piroclástico	7
27. Tobas con estructura tractivas (Th, Trc, Tp)	M22. Tobas carbonatizadas (Tc)	Laminación horizontal, laminación ondulítica de corriente, estratificación entrecruzada tabular planar. *Teichichnus, Thalassinoides*	Fragmentos pumíceos, cenizas volcánicas, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, opacos, anfíbol, trizas vítreas	Gris, tabular, plano y neto, 10 a 40 cm	Retrabajo por flujos de fondo	12,5

L28. Concreciones carbonáticas (C)	M2. Pelitas laminadas pobres en materia orgánica (Fl); M13. *Wackestones/packstones* bioclásticos laminados (W/P_bh); M16. *Packstones/grainstones* intraclásticos laminados (P/G_ih)	Masiva, laminación horizontal, laminación ondulítica de corriente	Ostras, bivalvos, vértebras de ictiosaurios, amonites, ápticos de amonites, escamas de peces, cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, líticos volcánicos, muscovita, biotita, intraclastos micríticos	Castaño/oscuro/gris, bochones, no aplica, 5 a 80 cm	Circulación de fluidos ricos en carbonato de calcio y cementación temprana. Baja tasa de sedimentación	38,5
L29. Dolomías masivas anaranjadas (Dma)	M23. Dolostones (D)	Masiva, brechosa	Dolomita, radiolarios, calciesferas, líticos volcánicos, arcillas, pirita	Anaranjado, tabular a lentiforme, neto e irregular, 5 a 40 cm	Reemplazo dolomítico por procesos de mezcla de agua y/o por oxidación anaeróbica de materia orgánica dentro de la zona de reducción sulfurosa y metanogénesis	4,5

Tabla 4.1. Litofacies y microfacies, junto a sus respectivos atributos, definidas para las formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú.

4.2 LITOFACIES

4.2.1 LITOFACIES PELÍTICAS

Litofacies 1: Pelitas laminadas y masivas oscuras (Flo/Fmo)

Corresponde a pelitas oscuras, con contactos planos y netos (Fig. 4.2a). Exhiben geometría tabular y se disponen en láminas de entre 2 a 10 centímetros. Son mayormente masivas y de aspecto hojoso producto de la meteorización (Fig. 4.2b), aunque en algunos casos desarrollan laminación horizontal difusa. El contenido fosilífero está representado por amonites, ostras y escamas de peces. Esta litofacies ha sido documentada en las secciones de Mallín de los Caballos y Chacay Melehue, comprende un espesor total de 9 m y se encuentra en una proporción del 4% en cada una de ellas. La litofacies 1 se encuentra asociada a la microfacies 1 (Flmo; pelitas laminadas ricas en materia orgánica).

Microfacies 1: Pelitas laminadas ricas en materia orgánica (Flmo)

Corresponde al contenido bajo lámina delgada de la litofacies Flo/Fmo. Consiste en pelitas (Figs. 4.2c, d, e, f), moderadamente a bien seleccionadas, con partículas que excepcionalmente alcanzan los 60 µm (limo

grueso). La roca exhibe una laminación incipiente, distinguible por el alto contenido de materia orgánica (<10%) localizada en los sectores interlaminares, junto con la disposición subparalela de filosilicatos (Fig. 4.2d) y de escamas de peces con tonalidades castaño oscuro y de hábito fibroso.

La fracción clástica (35-40%), corresponde a individuos de cuarzo monocristalino y feldespatos inmersos en una matriz fangosa (50-60%) compuesta por filosilicatos y arcillas (Figs. 4.2d, e). El cuarzo (50-60%) es anguloso, con extinción *flash* y bien seleccionado. Los feldespatos (20-30%) corresponden a clastos de ortosa y plagioclasa, con tamaños de hasta 60 µm (limo grueso), que exhiben bordes irregulares por disolución y alteraciones a carbonato de calcio. Los filosilicatos comprenden micas, probablemente muscovita, con hábito laminar y morfologías elongadas dispuestas subparalelas a la laminación de la roca. El contenido bioclástico (<5%) está representado por radiolarios (Spumellaria y Nasellaria), calcitizados y con bordes disueltos, y calciesferas, tanto de pared simple como doble. Ocasionalmente, se observan fragmentos óseos (Fig. 4.2f), escamas de peces y valvas delgadas y elongadas de ostras tamaño arena muy gruesa, discordantes con laminación. De manera localizada, se distinguieron acumulaciones en parche de óxidos de hierro (<3%) y pirita framboidal (<1%).

Interpretación: La geometría tabular de esta litofacies, así como su buena laminación y la predominancia de material fangoso permiten interpretarla como resultado de procesos de decantación en un ambiente de baja energía. El alto contenido de materia orgánica, la oscura coloración, la ausencia de bioturbación, junto a la preservación de pirita framboidal, radiolarios, amonites y escamas de peces evidencian condiciones disóxicas/anóxicas y reductoras del sustrato (Savrda y Bottjer 1991, Nordberg et al. 2000, Kietzmann et al. 2008, Leanza et al. 2020b).

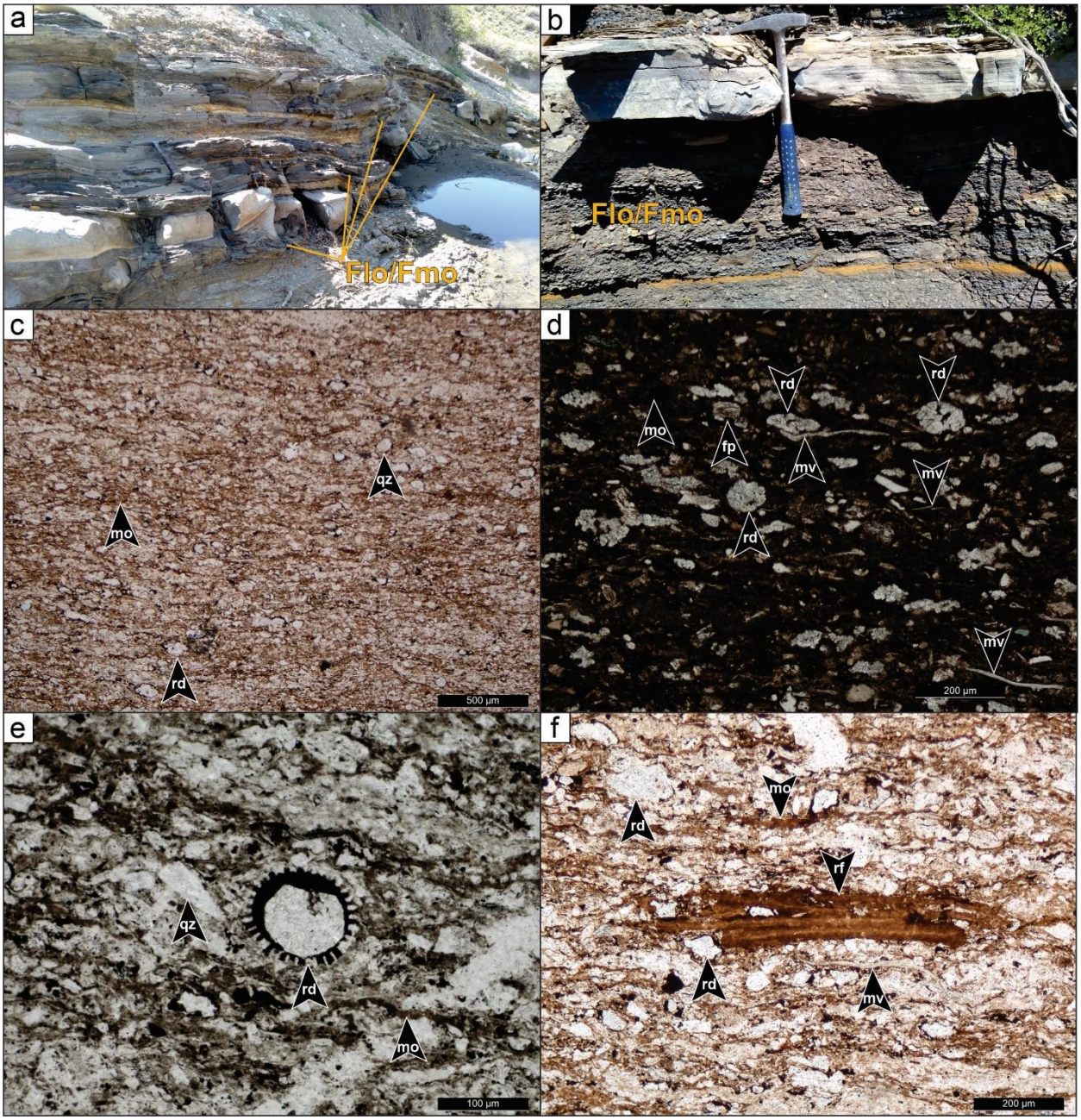


Figura 4.2. Pelitas laminadas ricas en materia orgánica y microfacies asociada. a) Pelitas oscuras aflorantes en la porción basal de la sección de Mallín de los Caballos. b) Pelitas oscuras laminadas y de aspecto hojoso reconocidas en el perfil de Chacay Melehue. c) Imagen de microscopio con nicoles paralelos denotando la textura general de la microfacies 1 donde se distingue una laminación incipiente junto a clastos de cuarzo (qz), bioclastos de radiolarios (rd) y bandeados de materia orgánica (mo). d) Imagen de microscopio con nicoles paralelos que exhibe clastos de feldespato potásico (fp) y muscovita (mv), junto a bioclastos de radiolarios (rd) embebidos en una matriz rica en materia orgánica (mo). e) Imagen de microscopio con nicoles paralelos de la microfacies Flmo que exhibe abundante contenido de materia orgánica (mo), clastos de cuarzo (qz) y bioclastos de radiolarios (rd), estos últimos que preservan su estructura interna y muestran reemplazos a carbonato de calcio y óxidos de hierro. f) Imagen de microscopio con nicoles paralelos de la microfacies Flmo que exhibe laminación difusa y preservación de restos óseos (rf), materia orgánica (mo), radiolarios (rd) y partículas deformadas y flexuradas de muscovita (mv).

Litofacies 2: Pelitas laminadas y masivas castañas (Flc/Fmc)

Corresponde a pelitas castañas y castaño-grisáceas con contactos planos y netos y geometrías tabulares (Fig. 4.3a). Se disponen en capas masivas o laminadas, de 2 a 5 cm, si bien, exhiben un aspecto hojoso en general y degradado producto de la meteorización. Preservan fauna de amonites (Fig. 4.3b) y escamas de peces. Esta litofacies ha sido documentada en la sección de Picún Leufú, comprendiendo un espesor de 147 m y representando un 46% de la misma. Por otro lado, se encuentra asociada con la microfacies 2 (Fl, pelitas laminadas pobres en materia orgánica).

Microfacies 2: Pelitas laminadas pobres en materia orgánica (Fl)

Bajo lámina delgada, el contenido de la litofacies Flc/Fmc corresponde a la microfacies de pelitas con escasa contribución de limo, bien seleccionadas y con partículas que excepcionalmente alcanzan los 100 µm (arena muy fina) (Figs. 4.3c, d). La roca muestra una laminación incipiente constituida por bandas de material arcilloso (Fig. 4.3d), junto a materia orgánica y escamas de peces dispuestas de manera paralela a la misma. La fracción clástica (50-60%) está compuesta por cuarzo monocristalino, feldespatos y líticos volcánicos (Figs. 4.3e, f). El cuarzo (60-70%) es muy anguloso a anguloso, se presenta fresco, aunque algunos individuos muestran bordes irregulares por disolución.

Los feldespatos (20-25%) corresponden a clastos de feldespato potásico y plagioclasa subangulosos. Los líticos (15%) son de composición intermedia y abarcan individuos subredondeados con frecuentes alteraciones a óxidos de hierro. En cantidades accesorias se observaron ejemplares de muscovita y biotita con morfologías elongadas y hábito laminar (Figs. 4.3d, e). La matriz es arcillosa (30-40%) de tonalidad castaña, con moderado a bajo contenido de materia orgánica (<2%). El cemento (<5%) corresponde a pátinas de arcilla de alta birrefringencia, probablemente de composición esmectítica (Fig. 4.3c).

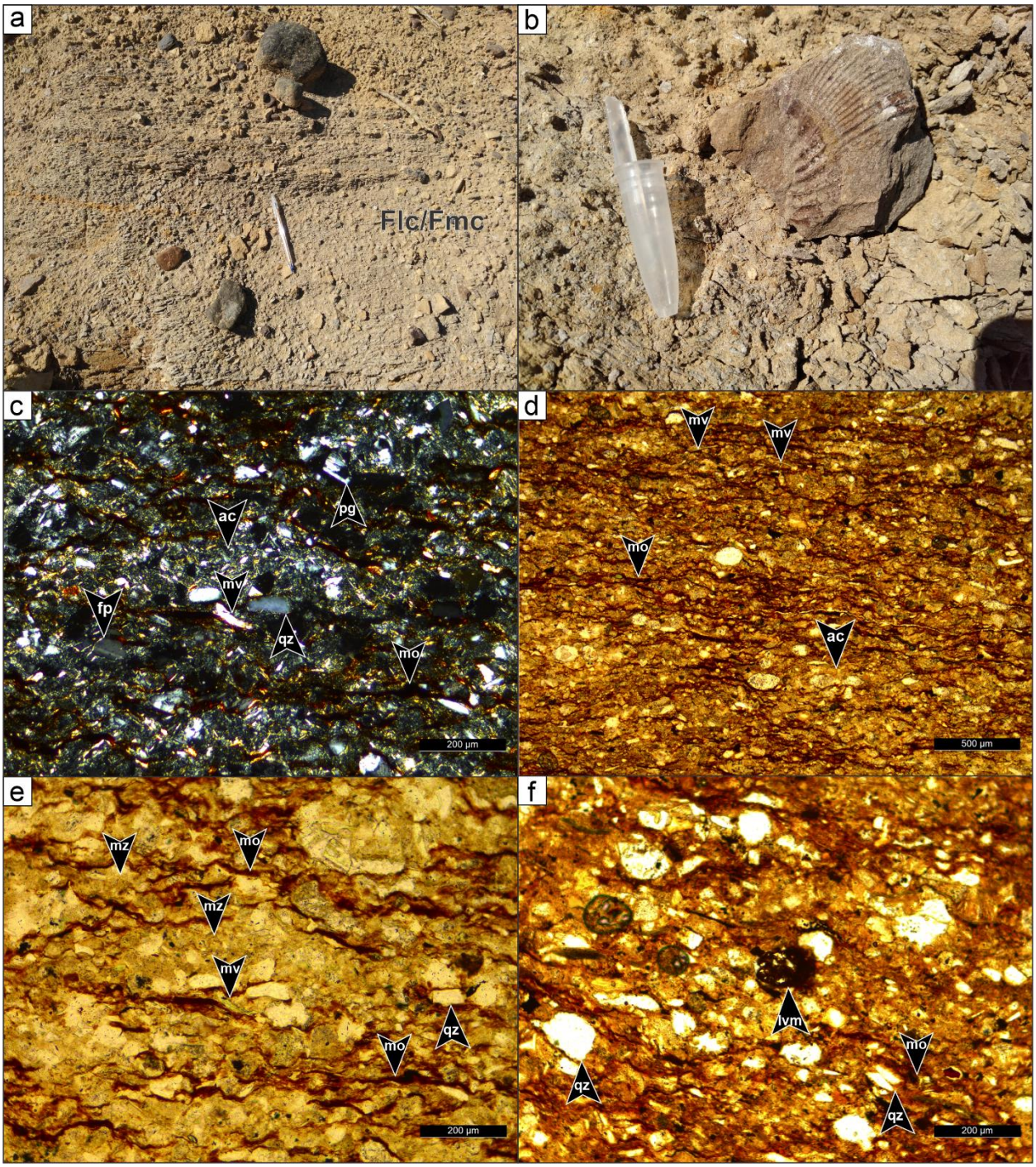


Figura 4.3. Pelitas laminadas y masivas castañas junto a microfacies asociada. a) Aspecto de afloramiento, muy meteorizado, de la litofacies Flc/Fmc en las inmediaciones de Picún Leufú. b) Restos de amonites preservados dentro de la litofacies Flc/Fmc. c) Textura general bajo lámina delgada con nicoles cruzados, donde se distinguen partículas como cuarzo (qz), muscovita (mv) y arcillas (ac) junto a materia orgánica (mo) y clastos de plagioclasa (pg) y feldespato potásico (fp). d) Imagen de microscopio con nicoles paralelos del bandeado característico de la microfacies 2 compuesto por una alternancia de materia orgánica, de tonalidades oscuras (mo), junto a material arcilloso castaño (ac). Nótese la disposición subparalela de partículas elongadas de muscovita (mv). e y f) Imágenes microscópicas con nicoles paralelos de la microfacies Fl exhibiendo material clástico compuesto por cuarzo (qz), líticos volcánicos

intermedios (lvm) y muscovita (mv), embebidos en una matriz arcillosa castaña (mz) con abundante contenido de materia orgánica (mo).

Interpretación: La geometría tabular, así como la predominancia de granulometrías finas, permiten atribuir el origen de esta litofacies a procesos de decantación en un ambiente de baja energía. Si bien dichas condiciones son similares a la litofacies Flo/Fmo, cabe destacar que la coloración castaña y el menor contenido de materia orgánica se corresponden con un mayor grado de oxigenación del sustrato (Savrda y Bottjer 1991, Maceachern et al. 2007, Kietzmann et al. 2008, 2011b, Damborenea y Leanza 2016).

Litofacies 3: Pelitas limolíticas laminadas castañas (FFSlc)

Comprende pelitas limolíticas, de coloración castaña y castaño-blanquecina, que se disponen en láminas de entre 1 y 8 cm (Figs. 4.4a, b). Exhiben contactos planos y netos, geometría tabular, y desarrollan internamente laminación horizontal distinguible por una alternancia entre capas arcillosas y limolíticas. Preservan escamas de peces (Fig. 4.4c) y fauna nectónica de amonites e ictiosaurios. Esta litofacies fue documentada en la sección de Picún Leufú, donde abarca un espesor de 20 m, lo que representa una proporción del 6%. Asimismo, se encuentra asociada con la microfacies 3 (FFSl, pelitas limolíticas laminadas).

Microfacies 3: Pelitas limolíticas laminadas (FFSl)

Corresponde al contenido bajo lámina delgada de la litofacies FFSlc. Se observa una microfacies de pelitas con considerable contribución de limo, moderadamente seleccionadas, con laminación horizontal difusa, distinguible a partir de una alternancia entre capas ricas en materia orgánica y bandas con mayor contenido de matriz y material detrítico (Fig. 4.4d). La fracción clástica (50-60%) corresponde a cuarzo monocristalino, plagioclasa y líticos volcánicos (Fig. 4.4e). El cuarzo (70-80%) es anguloso a muy anguloso, de moderada selección, con aspecto fresco y extinción *flash*. La plagioclasa (10%) es subangulosa y con

maclado polisintético. Los líticos (10%) son subredondeados, de composición mesosilícica y exhiben frecuentes alteraciones a óxidos de hierro. En cantidades accesorias (<5%) se observan individuos laminares de muscovita. La matriz (30-40%) está representada por arcillas de tonalidades castaño-verdosas y acumula briznas vegetales, de tonalidades oscuras, diseminadas aleatoriamente.

Interpretación: La geometría tabular, los contactos planos y netos y la dominancia de granulometrías finas que muestra esta litofacies se corresponden con procesos dominantes de decantación en un ambiente de aguas calmas. Sin embargo, la alternancia entre capas laminadas de composición limolítica y pelítica indicaría condiciones hidrodinámicas fluctuantes (Macquaker et al. 2010, Plint 2014). En este sentido, las primeras se interpretan como resultado del accionar de corrientes de fondo débiles con capacidad de generar tracción y laminaciones, a partir de procesos como la migración de lecho plano de bajo régimen y/o de óndulas de corriente, transportando partículas arcillosas floculadas como carga de lecho (Schieber et al. 2010, Schieber 2011, Yawar y Schieber 2017). Por otro lado, las láminas pelíticas representarían mecanismos continuos de decantación debido a una disminución de la energía.

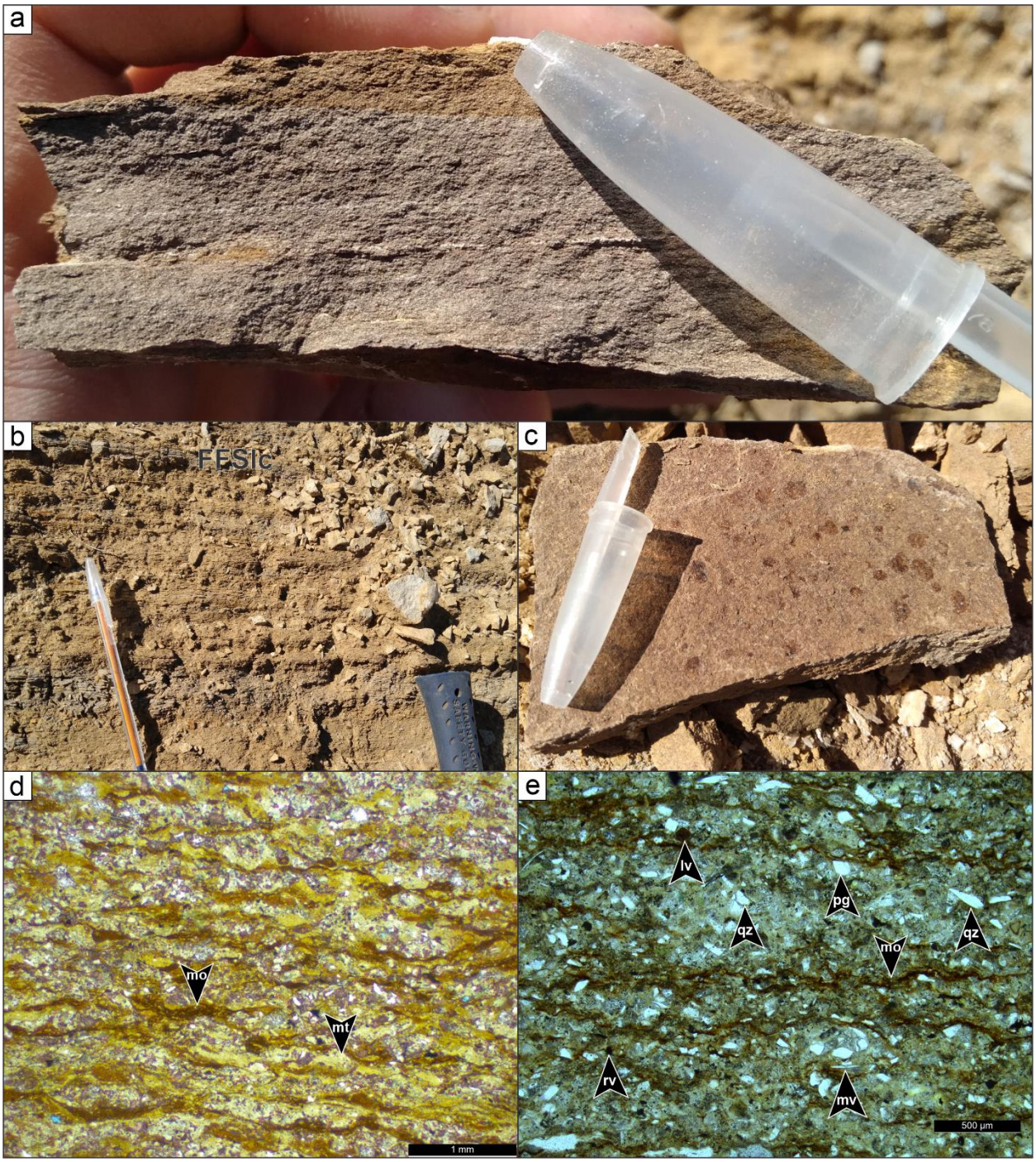


Figura 4.4. Pelitas limolíticas laminadas castañas y microfacies asociada. a) Muestra de mano exhibiendo la laminación característica de la litofacies 3. b) Aspecto de afloramiento, en parte meteorizado y hojoso, de la litofacies FFSlc. c) Muestra de mano conteniendo escamas de peces preservadas dentro de la litofacies 3. d) Imagen de microscopio con nicoles paralelos exhibiendo un bandeado característico de la microfacies 3 definido por láminas castañas oscuras de materia orgánica (mo) alternando con capas verdosas ricas en matriz (mt). e) Imagen microscópica en nicoles paralelos de la microfacies 3, compuesta por bandeados de materia orgánica (mo) junto a clastos de cuarzo (qz), plagioclasa (pg), líticos volcánicos (lv), muscovita (mv), además de briznas vegetales (rv).

Litofacies 4: Limolitas laminadas castañas y grises (FShc)

Corresponde a limolitas castaño grisáceas y grises, con contactos planos y netos y geometría tabular (Figs. 4.5a, b). Se agrupan en bancos de entre 3 a 5 cm que muestran laminación horizontal y, en ocasiones, preservan escamas de peces y moldes de amonites. Esta litofacies ha sido documentada en el perfil de Picún Leufú y en la zona de Huncal, lo que representa un 14% y 26%, respectivamente, y abarca un espesor total de 48 metros. Se corresponde con la microfacies 4 (FSh, limolitas laminadas).

Microfacies 4: Limolitas laminadas (FSh)

Corresponde al contenido bajo lámina delgada de la litofacies FShc. Se distingue la microfacies de limolitas, moderadamente a bien seleccionadas, con tamaños dominantes en torno a los 60 µm (limo grueso), e individuos que alcanzan hasta 200 µm (arena fina). La roca exhibe laminación difusa (Fig. 4.5c), distinguible por bandeados discontinuos de materia orgánica amorfa y escamas de peces, de hasta 2 mm de tamaño, que se disponen de manera sub-paralela a las superficies de microlaminación (Fig. 4.5d). La fracción clástica (50-60%) corresponde a cuarzo monocristalino, plagioclasa y líticos volcánicos. El cuarzo (60-70%) es anguloso, de aspecto fresco y con extinción *flash*. Los líticos (10-15%) son subredondeados, de composición mesosilícica y exhiben alteraciones a óxidos de hierro. La plagioclasa (5%) es subangulosa y con maclado polisintético. La matriz (30-40%) está representada por arcillas de tonalidades castañas.

Interpretación: Esta litofacies involucra la decantación de partículas en un ambiente de baja energía, en simultáneo con procesos de tracción de baja intensidad, bajo influencia de corrientes de fondo débiles, similares a los mencionados en la litofacies FFSlc, aunque con mayor participación de material tamaño limo (Schieber et al. 2010, Plint 2014).

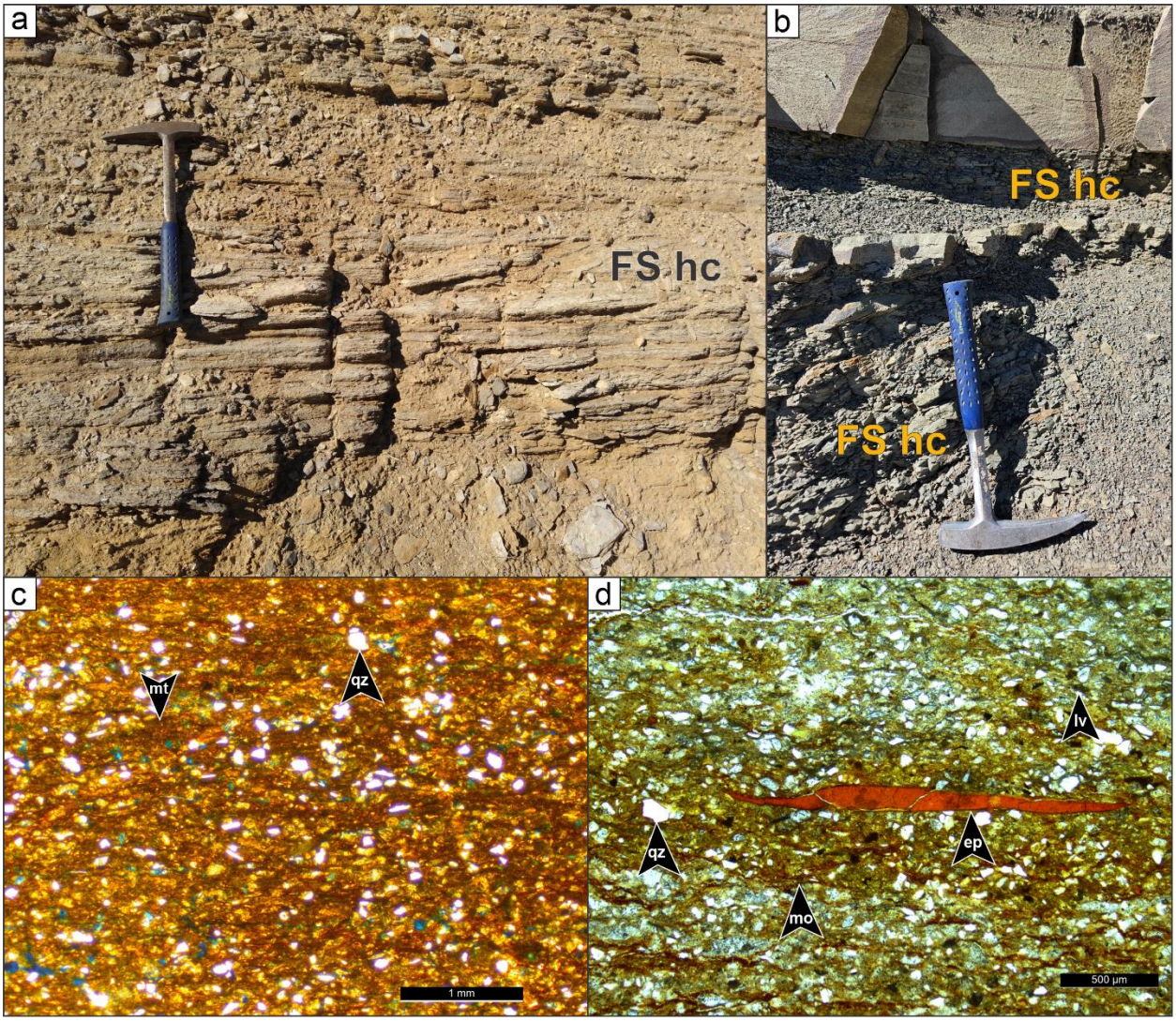


Figura 4.5. Limolitas laminadas castañas y grises junto a microfacies asociada. a) Imagen de afloramiento de limolitas castañas reconocidas en las inmediaciones de Picún Leufú. b) Limolitas laminadas grisáceas, intercaladas junto a niveles de areniscas, documentadas en la sección de Huncal. c) Imagen de microscopio con nicoles paralelos exhibiendo abundantes clastos de cuarzo (qz) embebidos en una matriz castaña rica en arcillas (mt). d) Imagen microscópica, vista en nicoles paralelos, exhibiendo la textura característica de la microfacies FSh, conteniendo clastos de cuarzo (qz), líticos volcánicos (lv), escamas de peces (ep) y bandeados de materia orgánica (mo).

4.2.2 LITOFACIES PELÍTICAS MIXTAS

Litofacies 5: Margas laminadas grisáceas (Mrhg)

Corresponden a margas de coloración grisácea a blanquecina que conforman bancos tabulares, con contactos planos y netos, y espesores que varían entre 10 y 25 cm (Fig. 4.6a). Internamente exhiben laminación horizontal y escasos horizontes bioturbados con la traza fósil *Thalassinoides*. Además, preservan moldes de bivalvos, amonites y escamas y restos óseos de peces. Esta litofacies ha sido documentada en las secciones de Los Catutos, Arroyo Covunco y Mallín de los Caballos, abarca un espesor de 182 m, lo que representa una proporción del 45%, 57% y 37%, respectivamente. A su vez, se corresponde con la microfacies 5 (Ml, margas laminadas pobres en materia orgánica).

Microfacies 5: Margas laminadas pobres en materia orgánica (Ml)

Corresponde al contenido observado bajo lámina delgada de la litofacies Mrhg. Se observa la microfacies de margas laminadas constituidas por matriz (80-90%) que aglutina material bioclástico (5%), terrígenos (<5%) y bajas proporciones de materia orgánica (<1%) (Fig. 4.6b). La matriz es de composición micrítica, en parte recristalizada a pseudoesparita, preservando localmente partículas pelletoidales, de buen redondeamiento y que no exceden los 30 µm de diámetro (limo medio) (Fig. 4.6c). A su vez, en forma diseminada, como parte de la misma, se distinguen fragmentos elongados, que no exceden los 20 µm (limo medio), de bioclastos indeterminados (Fig. 4.6b). Estos pueden adquirir orientaciones preferenciales de sus ejes largos otorgando una laminación difusa a la roca.

El material bioclástico corresponde a radiolarios calcitizados (Spumellaria) (Fig. 4.6b), cuyos tamaños oscilan entre los 100 y 150 µm (arena muy fina a arena fina). Los terrígenos están representados por cuarzo y feldespatos (Fig. 4.6c), ambos dispuestos de manera aleatoria y con una textura flotante dentro de la matriz, si bien por sectores se observan partículas groseramente alineadas. El cuarzo es muy anguloso,

bien seleccionado dentro de la moda de 40 a 50 µm (limo grueso), se encuentra fresco y con extinción *flash*. Los feldespatos incluyen plagioclasa y ortosa, ambos con reemplazos a carbonato de calcio y oquedades producto de procesos de disolución. Presentan tamaños de entre 60 y 70 µm (limo grueso), si bien algunos ejemplares pueden alcanzar diámetros de aproximadamente 200 µm (arena fina).

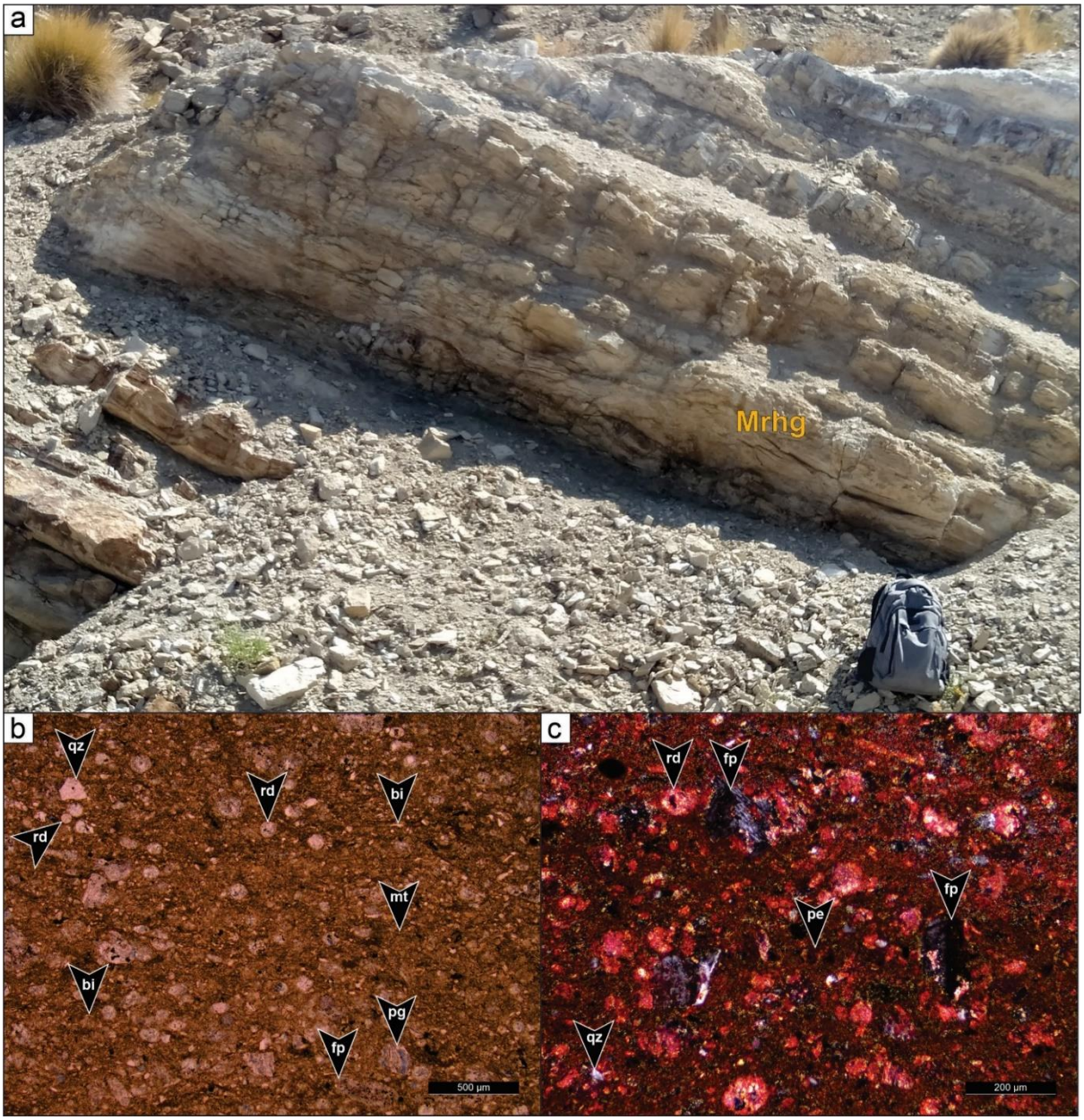


Figura 4.6. Litofacies de margas laminadas grisáceas y microfacies asociada. a) Imagen de afloramiento documentada en Los Catutos exhibiendo litosomas tabulares de composición margosa y coloración grisácea. b) Imagen en nicoles paralelos de marga con laminación horizontal difusa conteniendo terrígenos de cuarzo (qz), plagioclasa (pg) y

feldespato potásico (fp), junto a bioclastos de radiolarios (rd) y ejemplares indeterminados (bi), contenidos en una matriz micrítica (mt). c) Imagen en nicoles cruzados de marga con presencia de terrígenos de cuarzo (qz) y feldespato potásico (fp) junto a bioclastos de radiolarios (rd) y acumulaciones pelletoidales (pe).

Interpretación: La geometría, el tipo de contacto y la laminación del depósito, así como la dominancia de material fino, permiten asociar estos niveles a decantación de fango carbonático y microorganismos en un ambiente de baja energía. Asimismo, el bajo contenido de materia orgánica, la preservación de bivalvos junto a la presencia de horizontes bioturbados por la traza fósil *Thalassinoides* indicaría condiciones de relativa oxigenación del sustrato marino (Lazo 2004, Doyle et al. 2005, Kietzmann et al. 2008, Maceachern y Bann 2020). Por otro lado, el contenido de pellets y terrígenos, observado bajo lámina delgada, se correspondería con el aporte de partículas alóctonas transportadas desde zonas someras y cuya génesis será abordada durante la interpretación de las facies.

Litofacies 6: Margas laminadas oscuras (Mrho)

Corresponde a margas de coloración gris oscura y negra, con geometría tabular, contactos planos y netos, y espesores de entre 5 y 20 cm (Fig. 4.7a). Internamente contienen laminación horizontal y preservan ápticos articulados y moldes de amonites, escamas y restos óseos de peces, así como también bivalvos articulados y desarticulados (*Eriphyla*, *Lucina*). La bioturbación es escasa, aunque en ocasiones, se observan trazas fósiles contiguas de *Thalassinoides* y *Chondrites*. Esta litofacies fue documentada en las localidades de Chacay Melehue, Arroyo Mulichinco, Puerta Curaco, Yesera del Tromen y Mallín de los Caballos, comprendiendo una proporción del 72, 71, 75, 45 y 3%, respectivamente, y abarcando un espesor total de 174,6 m. A su vez, se corresponde con la microfacies 6 (Mlo, margas laminadas ricas en materia orgánica).

Microfacies 6: Margas laminadas ricas en materia orgánica (Mlo)

Corresponde al contenido observado bajo lámina delgada de la litofacies Mrho. Se observa la microfacies de margas laminadas ricas en materia orgánica constituidas por matriz (90%) y terrígenos (10%) (Fig. 4.7b). La matriz es de composición micrítica, muestra una oscura coloración por elevado contenido de materia orgánica (>3%), y por sectores está recristalizada a pseudoesparita (Fig. 4.7c). Los terrígenos están representados por cuarzo muy anguloso (>95%), bien seleccionado y que no excede los 50 µm de diámetro (limo grueso). En conjunto, los terrígenos y la materia orgánica pueden conformar bandeados discontinuos que le otorgan una laminación difusa a la roca (Fig. 4.7b).

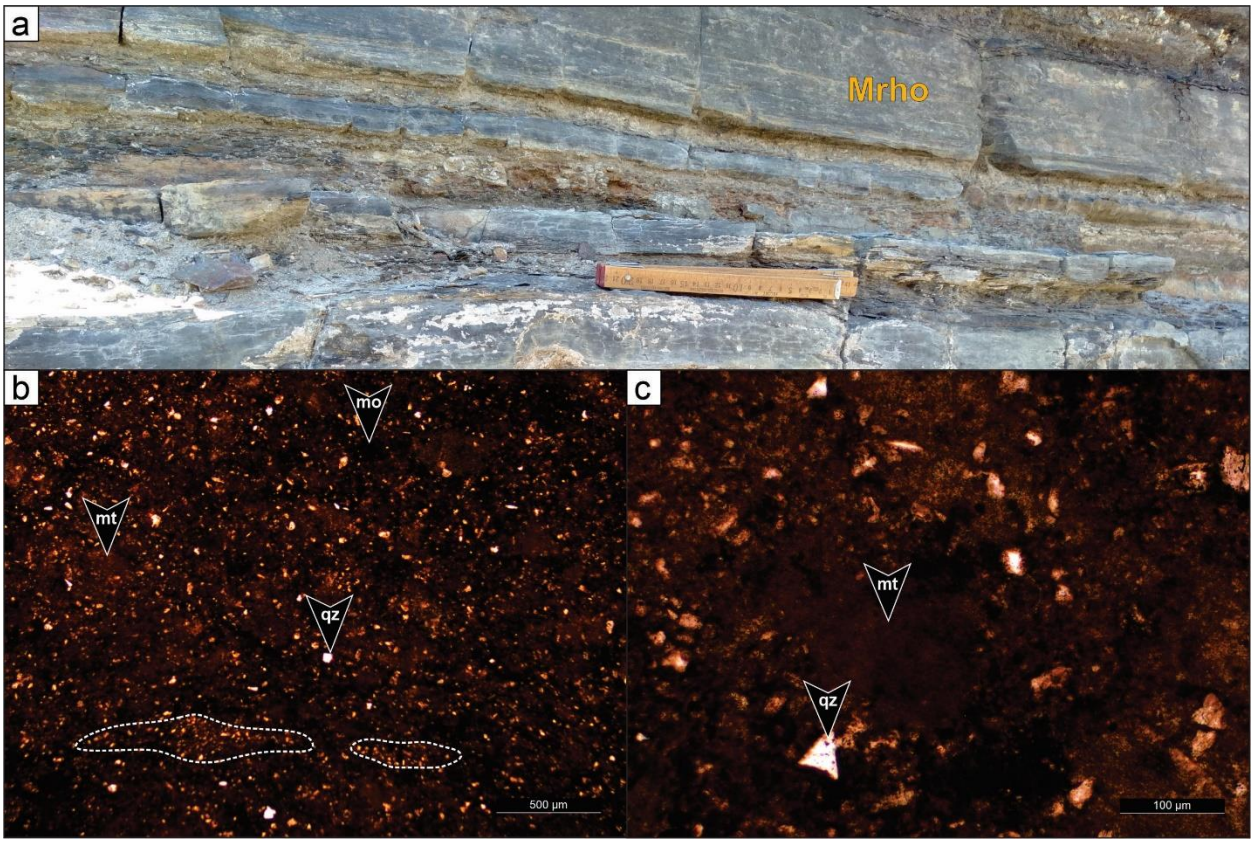


Figura 4.7. Margas laminadas oscuras y microfacies asociada. a) Estrato tabular de margas oscuras documentado en las inmediaciones de Mallín de los Caballos. b) Imagen en nicoles cruzados de marga con alto contenido de materia orgánica (mo), junto a terrígenos de cuarzo (qz) que por sectores se aglutinan definiendo microlaminaciones (línea punteada blanca), contenidos en una matriz micrítica en parte recristalizada (mt). c) Imagen en nicoles cruzados de marga con alto contenido de materia orgánica exhibiendo parte de la matriz recristalizada a pseudoesparita (mt) y terrígenos de cuarzo (qz).

Interpretación: Esta litofacies tiene una génesis similar a la anterior (Mrhg), a diferencia de que la coloración oscura del depósito, producto del mayor contenido de materia orgánica, se correspondería con un ambiente de menor oxigenación, probablemente disóxico a anóxico, junto a condiciones reductoras del fondo marino (Savrda y Bottjer 1991, Kietzmann et al. 2008, Kietzmann y Palma 2009). Dichos atributos son compatibles con la presencia de *Chondrites* como traza fósil, comúnmente asociada a zonas marino restringidas (Doyle et al. 2005, Maceachern et al. 2007, Baucon et al. 2020), y justifican la buena preservación de la fauna, considerando que los bivalvos contenidos en estos litosomas suelen estar asociados a sustratos blandos, conformando parte de la infauna profunda bajo condiciones subóxicas (Lazo et al. 2005, Kietzmann et al. 2014a). Por otro lado, las reducidas granulometrías de los terrígenos y la predominancia de cuarzo como parte de los mismos, junto a la baja diversidad bioclástica reportada bajo lámina delgada, y en correspondencia con las condiciones de reducida oxigenación explicadas previamente, estarían indicando una zona de depositación más distal para esta litofacies con respecto a la litofacies de margas laminadas grisáceas (Mrhg).

Litofacies 7: Margas con estratificación entrecruzada *hummocky* (MrHCS)

Representan margas de coloración castaño-grisácea con espesores de entre 20 y 30 cm (Fig. 4.8a). Exhiben contactos levemente erosivos y geometría tabular, discontinuada por la meteorización y compactación considerable del depósito. Muestran estratificación entrecruzada *hummocky* con tendencia grano-decreciente (Fig. 4.8b) definida a partir de niveles basales milimétricos, de carácter erosivo (*lag* basal), que acumulan bioclastos de ostras e intraclastos carbonáticos y margosos, y que gradan a estratos con laminación horizontal y de bajo ángulo, culminando con laminación ondulítica de corriente. En ocasiones, la base del depósito preserva galerías de la traza fósil *Thalassinoides*. Esta litofacies fue descrita en las secciones de Arroyo Covunco y Mallín de los Caballos, comprendiendo una proporción de 3 y 2%,

respectivamente, y abarcando un espesor total de 6 m. Además, se encuentra asociada con la microfacies 7 (Mi, margas intraclásticas).

Microfacies 7: Margas intraclásticas (Mi)

Corresponde al contenido observado bajo lámina delgada de la litofacies MrHCS. Está representada por la microfacies de margas intraclásticas, con selección moderada a buena, cuyas partículas presentan tamaños entre 50 y 60 µm (limo grueso), aunque algunos individuos exceden los 150 µm (arena fina). Se encuentra constituida por intraclastos (60%), terrígenos (30%) y matriz (10%). La roca exhibe microlaminación horizontal integrada por capas ricas en intraclastos, de hasta 1,5 mm de espesor, que alternan con láminas ricas en terrígenos menores a 1 mm de espesor (Fig. 4.8c). Los intraclastos son de composición micrítica, en general subredondeados a redondeados, y presentan tamaños de hasta 200 µm (arena fina). Conforman acumulaciones con empaquetamiento denso que aglutinan terrígenos dispuestos subparalelos al bandeado de la roca. Los terrígenos tienen tamaños de entre 50 y 60 µm (limo grueso) y corresponden a individuos de cuarzo muy anguloso, partículas laminares de filosilicatos y líticos volcánicos subredondeados de composición mesosilícica con alteraciones a óxidos de hierro. Los filosilicatos pueden encontrarse orientados, e incluso mostrando imbricación, con respecto a las microláminas de la roca. La matriz es de composición micrítica y se encuentra en parte recristalizada a pseudoesparita, reconocida por su tinción rosácea.

Interpretación: Esta litofacies está asociada al accionar de flujos oscilatorios como consecuencia del oleaje generado durante eventos de tormenta (Dumas y Arnott 2006, Kietzmann et al. 2014b). Los niveles erosivos basales representan las etapas de mayor energía, en tanto que las estructuras tractivas suprayacentes indican un decrecimiento de la misma, seguido por la decantación de material fino asociada a un restablecimiento de las condiciones previas (Aigner 1982, Kietzmann y Palma 2011). Además, el vínculo de esta litofacies con la microfacies Mi radicaría en la actividad de corrientes tractivas de fondo

generadas durante los eventos de tormenta, con capacidad de erosionar y transportar partículas intraclásticas (Schieber et al. 2007, 2010, 2013, Kietzmann y Palma 2011).

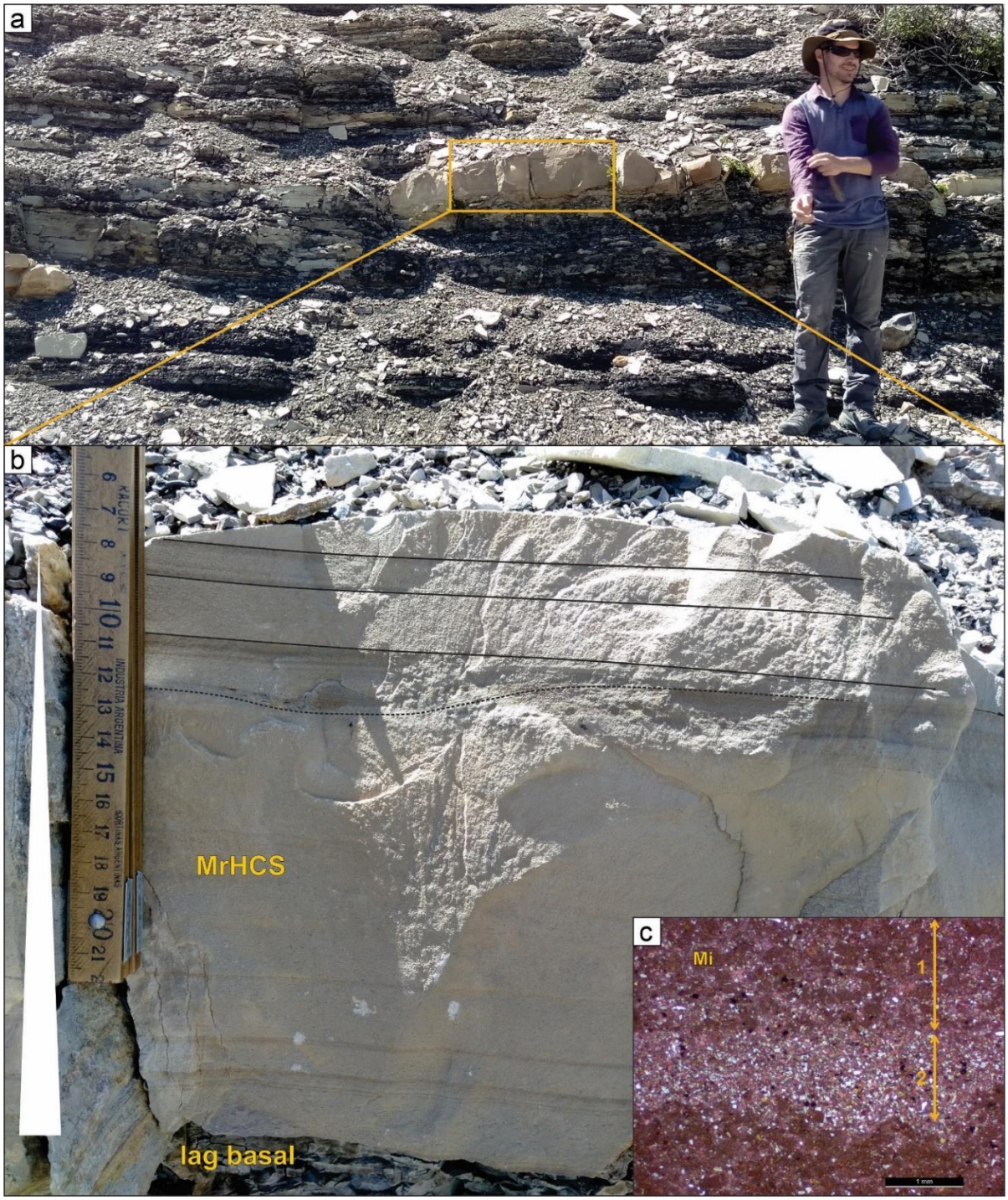


Figura 4.8. Margas con estratificación entrecruzada *hummocky* y microfacies asociada. a) Afloramiento de la litofacies MrHCS (recuadro amarillo) encapsulada entre espesos litosomas margosos de color gris oscuro. b) Detalle del sector

recuadrado en la Fig. 4.8a denotando la tendencia grano-decreciente del depósito (triángulo blanco invertido) junto a niveles basales erosivos y con concentraciones bioclásticas (*lag* basal), asociados a litosomas de la litofacies MrHCS concrecionados tempranamente. c) Lámina delgada en nicoles cruzados de la microfacies de margas intraclásticas (Mi) exhibiendo un claro bandeado definido a partir de láminas ricas en intraclastos micríticos (1) junto a capas enriquecidas en material silicoclástico (2).

Por otro lado, el desarrollo de galerías bioturbadas sería una respuesta en base a la capacidad, a corto plazo, de relativa oxigenación del sustrato por parte de los flujos de fondo generados durante las tormentas, facilitando su colonización por organismos oportunistas (Doyle et al. 2005, Maceachern et al. 2007, Kietzmann et al. 2008, 2014b, Kietzmann y Palma 2009a).

4.2.3 LITOFACIES ARENOSAS

Litofacies 8: Areniscas masivas (Sm; *S*$_b$m)

Corresponde a areniscas finas a medias, excepcionalmente gruesas, de coloración castaña y blanquecina. Presentan geometría lentiforme (Figs. 4.9a, b), en ocasiones lenticular, con espesores que varían entre 0,1 y 1 metro. Exhiben contactos inferiores netos y erosivos, con bases onduladas (Figs. 4.9a, b, c), que acumulan concentraciones intraclásticas, bioclásticas y restos vegetales, además de preservar marcas de base (Figs. 4.10a, b, c, d). Para el caso de la litofacies *S*$_b$m, se destacan contactos superiores transicionales hacia litofacies con estructuras tractivas como *S*$_b$h, *S*$_b$rc y *S*$_b$p. Si bien la litofacies Sm no muestra contenido fósil ni bioturbación, preserva sólo en algunos casos la traza *Thalassinoides* en la sección cuspidal de los litosomas, en tanto que las areniscas blanquecinas (*S*$_b$m) exhiben un amplio contenido bioclástico, caracterizado por ejemplares de gastrópodos, ostras, bivalvos (*Panopaea*, *Pholadomya*, *Cucullea*, *Trigonia*) y amonites dispuestos de manera caótica (Fig. 4.10d), además de la traza *Thalassinoides* (Fig. 4.10e). Esta litofacies fue documentada en los perfiles de Huncal, Picún Leufú y Los Catutos, abarcando proporciones de 47,5%, 12,2% y 5%, respectivamente, y un espesor total de 50,85 metros. Además, se corresponde con las microfacies 8 (Sf/Sm, areniscas finas a medias) y 9 (Sfm, areniscas muy finas a finas) para el caso de la litofacies Sm, y con la microfacies 10 (*S*$_b$, areniscas bioclásticas) para el caso de la litofacies *S*$_b$m.



Figura 4.9. Litofacies de areniscas masivas. a) Imagen de afloramiento de cuerpo arenoso masivo (Sm), con geometría lenticular a lentiforme y base erosiva, encapsulado entre niveles margosos (Mrhg) característicos del área de Los Catutos. b) Depósito lentiforme de areniscas masivas (Sm) reconocido en la zona de Picún Leufú. c) Detalle del recuadro amarillo denotando la base erosiva del depósito (línea punteada amarilla) y el relleno masivo del litosoma (Sm).

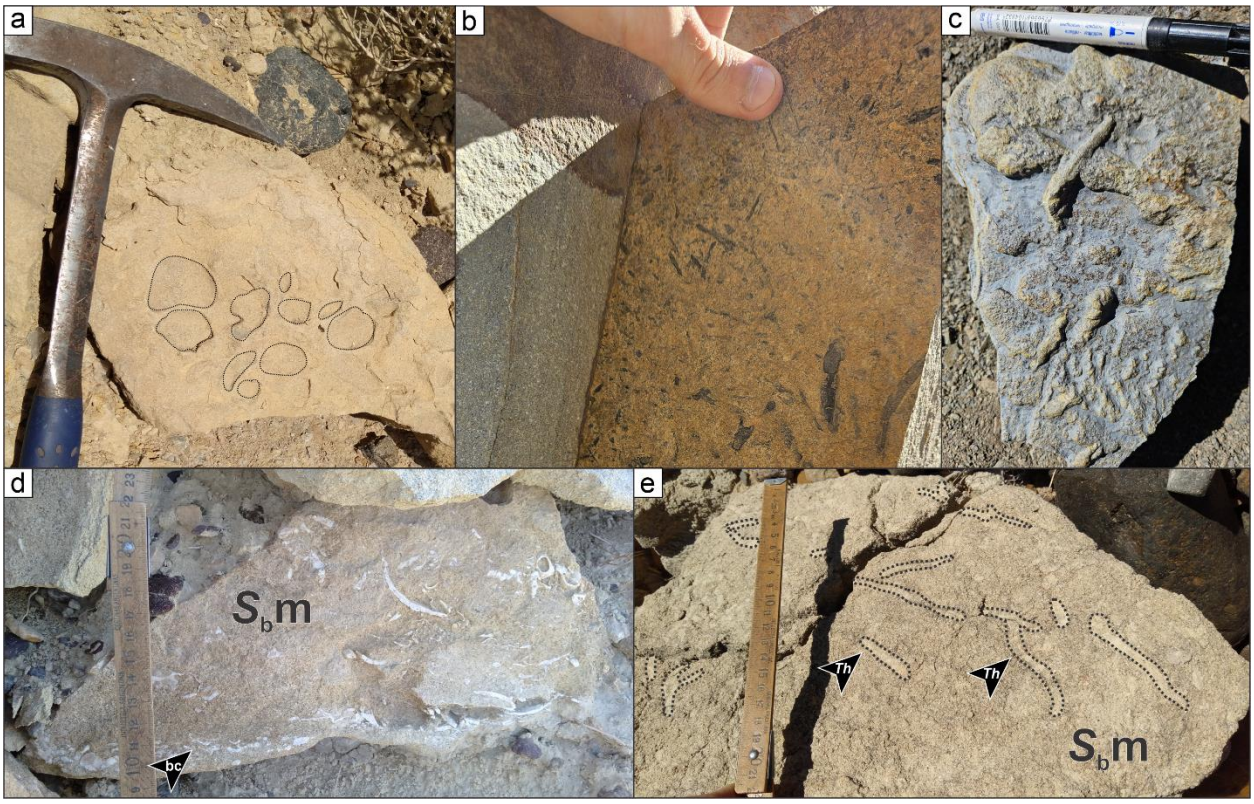


Figura 4.10. Atributos sedimentarios de la litofacies Sm/S_bm. a) Moldes de intraclastos (línea punteada negra) preservados en areniscas masivas en el área de Picún Leufú. b) Restos vegetales y briznas conservados en areniscas masivas de la región de Huncal. c) Marcas de base documentadas en niveles de areniscas masivas reconocidas en Huncal. d) Concentraciones bioclásticas basales e internas (bc) de amonites, bivalvos y gastrópodos reconocidas en la litofacies S_bm. e) Traza fósil *Thalassinoides* (*Th*), denotadas con línea punteada amarilla, sobre areniscas masivas bioclásticas.

Microfacies 8: Areniscas finas a medias (Sf/Sm)

Corresponde al contenido observado bajo lámina delgada de las litofacies Sm, Sh, Src y HCS observadas en Picún Leufú y Los Catutos. Comprende la microfacies de areniscas finas a medias, clasto sostenidas, con moderada a pobre selección y con contactos tangenciales a rectos (Fig. 4.11a). La proporción de componentes corresponde a clastos (80%), cemento (<10%) y matriz (5-10%). La fracción clástica se compone por cuarzo monocristalino, feldespatos, líticos volcánicos y piroclásticos, y filosilicatos.

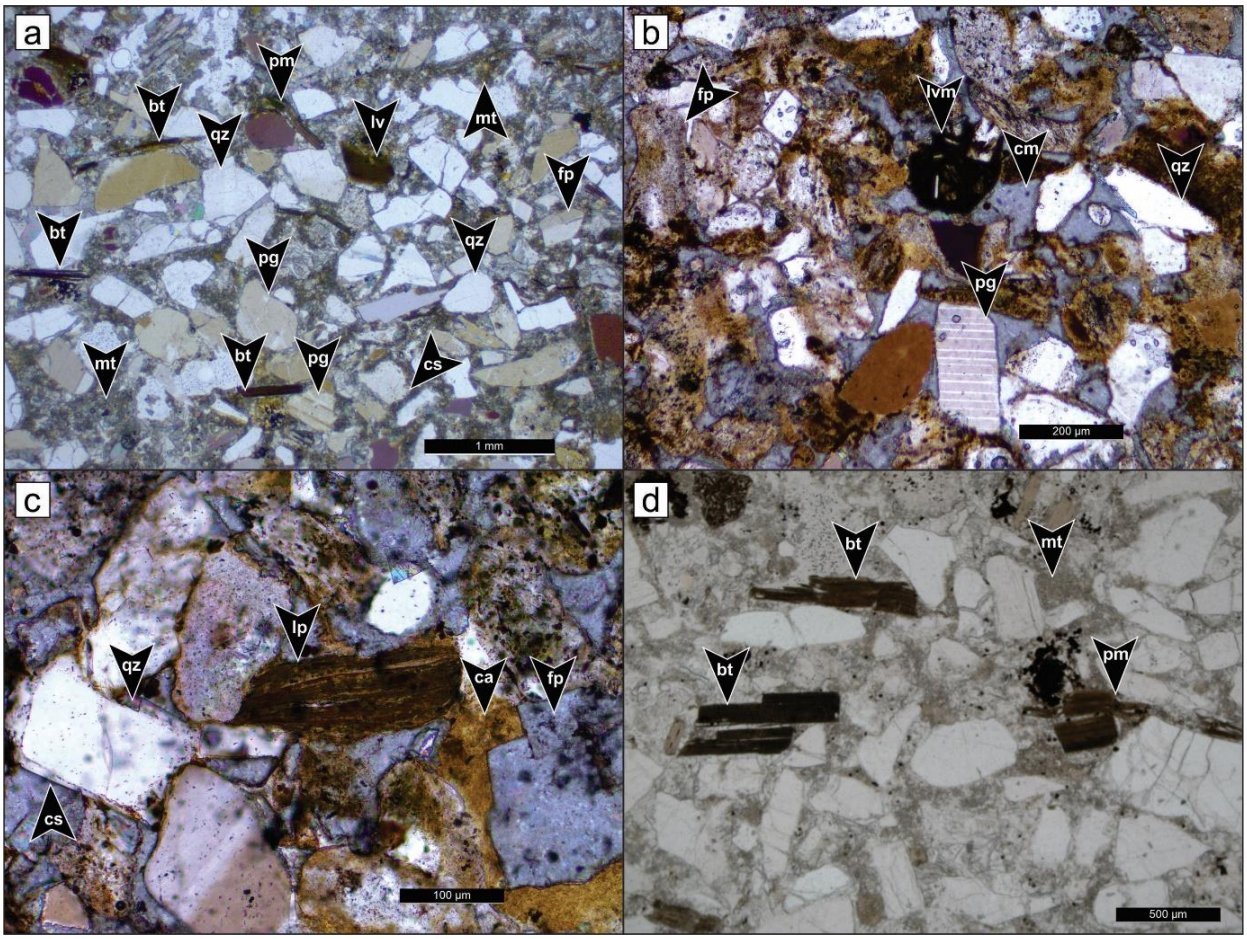


Figura 4.11. Imágenes de microscopio de la microfacies de areniscas finas a medias. a) Imagen en nicoles cruzados exhibiendo la textura general de arenisca clasto sostenida con contactos tangenciales, compuesta por cuarzo (qz), plagioclasa (pg), feldespato potásico (fp), líticos volcánicos (lv) y biotitas (bt). Además, se distingue cemento de crecimiento secundario (cs) y matriz micrítica (mt). b) Imagen en nicoles cruzados con las modas detríticas reconocidas en la microfacies 8, donde dominan clastos de cuarzo (qz), feldespatos (pg, fp) y líticos volcánicos mesosilícicos (lvm) cementados por calcita en mosaico (cm). c) Imagen en nicoles cruzados de un lítico piroclástico (lp) de tonalidad castaña oscura junto a clastos de cuarzo (qz), feldespato potásico (fp) y cementos de crecimiento secundario sobre cuarzo (cs) y de composición arcillosa (ca). d) Imagen en nicoles paralelos de clastos de biotitas (bt) dispuestos de manera sub-paralela a la laminación de la roca. Además, se observan ejemplares deformados como parte de la pseudomatriz (pm) embebidos en una matriz de composición micrítica (mt).

El cuarzo (40-50%) es muy anguloso (Figs. 4.11a, b, c), con extinción *flash* y se presenta fresco, aunque en menor cantidad se observan ejemplares con bordes irregulares por procesos de disolución. Los líticos (20-30%) son subredondeados, de origen volcánico y composición mesosilícica (Fig. 4.11b), con pastas microlíticas que muestran alteraciones a óxidos de hierro. En cantidades accesorias se reportaron líticos

muy angulosos de piroclastitas con texturas fluidales y vesiculares, en ocasiones deformados y flexurados (Fig. 4.11c). El feldespato potásico (5-10%) es subredondeado, se encuentra levemente alterado a arcillas y con macla de dos individuos (Fig. 4.11b). La plagioclasa (5-10%) comprende individuos subangulosos con característico maclado polisintético (Fig. 4.11b) que pueden exhibir alteraciones a arcillas y reemplazos a carbonato de calcio. En cantidades accesorias, continúan clastos de muscovita y biotita (<5%) de hábito laminar y morfologías elongadas, en ocasiones flexurados y deformados conformando parte de la pseudomatriz (Fig. 4.11d). Entre los minerales opacos se observó pirita framboidal (<1%) y óxidos de hierro (<1%). La matriz está compuesta por material arcilloso de baja birrefringencia y micrita (Fig. 4.11a), por sectores recristalizada a pseudoesparita. El cemento comprende pátinas de arcillas, calcita microgranular y poiquilítica, crecimiento secundario sobre clastos de cuarzo y feldespatos, y pátinas y parches de óxidos de hierro.

Microfacies 9: Areniscas muy finas a finas (Sfm)

Corresponde al contenido bajo lámina delgada de las litofacies Sm, Sh, Src y Sa observadas en la zona de Huncal. Comprende la microfacies de areniscas muy finas a finas (Figs. 4.12a, b), clasto sostenidas, con selección moderada a buena dentro del tamaño de grano de 90 a 100 µm (arena muy fina), aunque localmente dominan partículas de 200 a 250 µm (arena fina). Exhiben contactos mayormente rectos, aunque dependiendo del grado de cementación y compactación, pueden ser tangenciales y cóncavo-convexos, respectivamente. La roca está constituida por partículas (80-95%) y cemento (5-20%). De manera localizada se distinguen gradaciones normales hacia granulometrías de limo grueso (Fig. 4.12a), además de microlaminaciones caracterizadas por bandeados de materia orgánica, partículas laminares de filosilicatos e intraclastos, todas ellas dispuestas de manera subparalela a la laminación de la roca y en ocasiones mostrando imbricaciones (Fig. 4.12b).

La fracción clástica está representada por cuarzo (50-60%), líticos (25-30%), feldespatos (15%), intraclastos (5-10%), filosilicatos (5%) y minerales opacos (<1%). El cuarzo es muy anguloso a anguloso (Fig. 4.12c), suele tener extinción *flash* aunque algunos ejemplares se observan con extinción ondulosa. Los líticos son de origen volcánico, metamórfico y sedimentario (Fig. 4.12d y Figs. 4.13a, b). Los líticos volcánicos abarcan fragmentos subredondeados de vulcanitas ácidas y mesosilícicas, las primeras exhibiendo pastas microgranulares y felsíticas, además de alteraciones a arcillas, en tanto que las segundas con pastas microlíticas y alteraciones a óxidos de hierro. Continúan en abundancia los líticos de origen metamórfico representados por clastos de cuarzo policristalino y metamorfitas integradas por cuarzo policristalino y filosilicatos de alta birrefringencia (Fig. 4.13a). Los líticos sedimentarios corresponden a fragmentos de limolitas con bandeados groseros conformados por material arcilloso y granos de cuarzo anguloso tamaño limo (Fig. 4.13b).

Los feldespatos incluyen ejemplares de plagioclasa y feldespato potásico (Fig. 4.12c y Fig. 4.13a). La primera abarca clastos subredondeados a subangulares, de hábito tabular, con característico maclado polisintético y reemplazos parciales a sericita y carbonato de calcio. El feldespato potásico presenta mayor redondez (subredondeado) y muestra reemplazos parciales y totales a carbonato de calcio. Los intraclastos comprenden partículas subangulosas de pelitas calcáreas (Fig. 4.13c), en tanto que alcanzan las mayores fracciones granulométricas, de hasta 2 mm de diámetro (arena muy gruesa a grava). En cantidades accesorias, continúan filosilicatos de muscovita y biotita, ambos de hábito laminar y morfologías elongadas. Pueden alcanzar tamaños de hasta 500 µm (arena media), encontrándose subparalelos a la microlaminación de la roca, pudiendo estar también imbricados o bien flexurados como parte de la pseudomatriz (Fig. 4.13d). En cantidades despreciables, se han descrito minerales opacos, probablemente óxidos de hierro, diseminados de manera aleatoria dentro de la roca. El cemento está constituido por calcita (80-85%) con textura en mosaico y poiquilotópica. También se observan arcillas en *rim* (5-10%),

generando una pátina de tonalidad castaña sobre las partículas, distinguible bajo nicoles paralelos, además de crecimiento secundario (5%) sobre clastos de cuarzo y feldespatos. En sectores localizados (<1%) se denotaron pátinas y parches de óxidos de hierro.

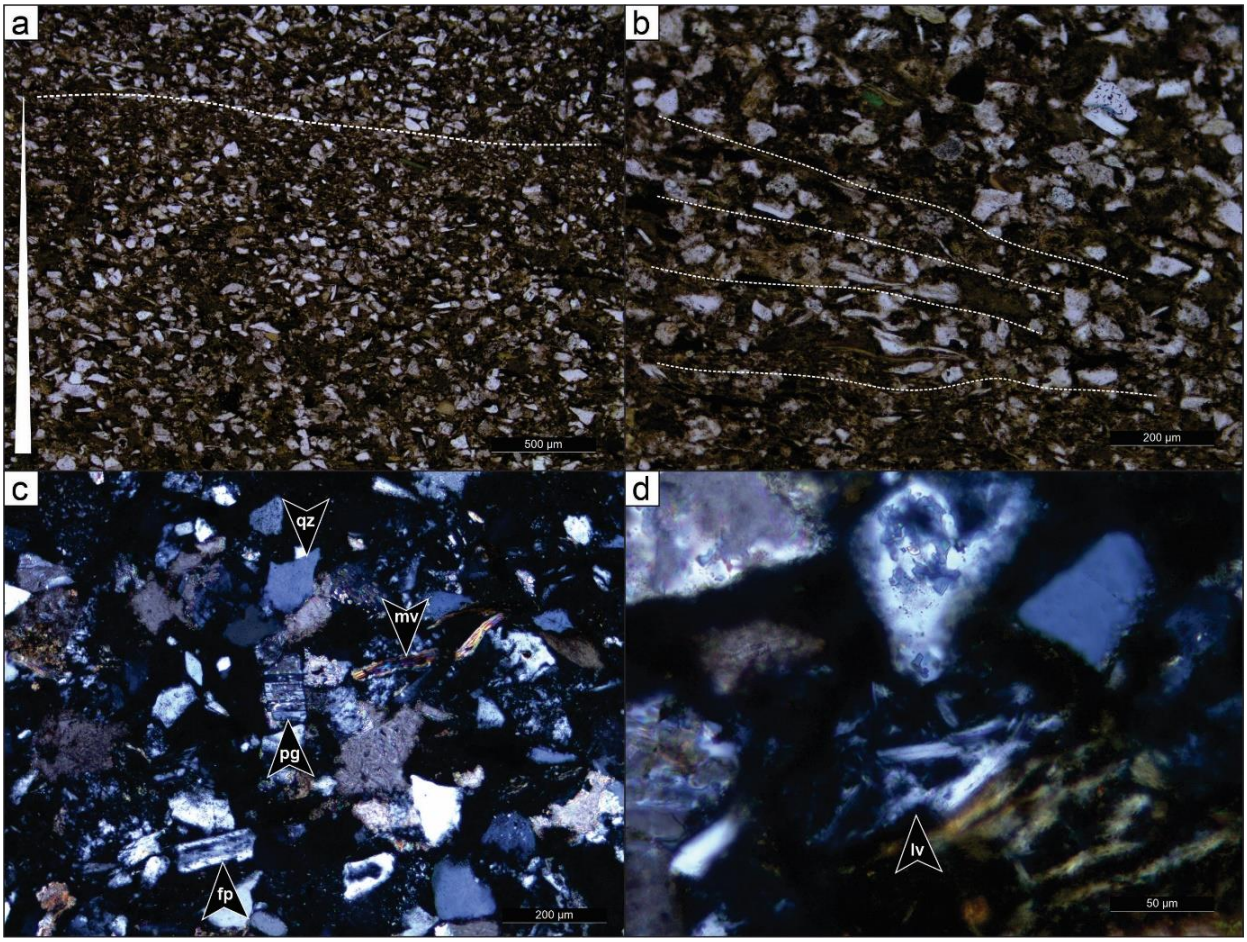


Figura 4.12. Imágenes de microscopio de la microfacies de areniscas muy finas a finas. a) Imagen en nicoles paralelos exhibiendo la textura general de la microfacies 9 con presencia de gradación normal hacia granulometrías limolíticas (triángulo invertido blanco). b) Imagen en nicoles paralelos mostrando partículas imbricadas y caras de avalancha (línea punteada blanca), probablemente asociadas a laminación ondulítica de corriente, reconocida en la microfacies 9. c) Imagen en nicoles cruzados conteniendo algunos de los litotipos reconocidos en la microfacies 9, como son plagioclasas (pg), cuarzo (qz), muscovita (mv) y feldespato potásico (fp). d) Imagen en nicoles cruzados que muestra un lítico volcánico (lv) compuesto por pasta microlítica.

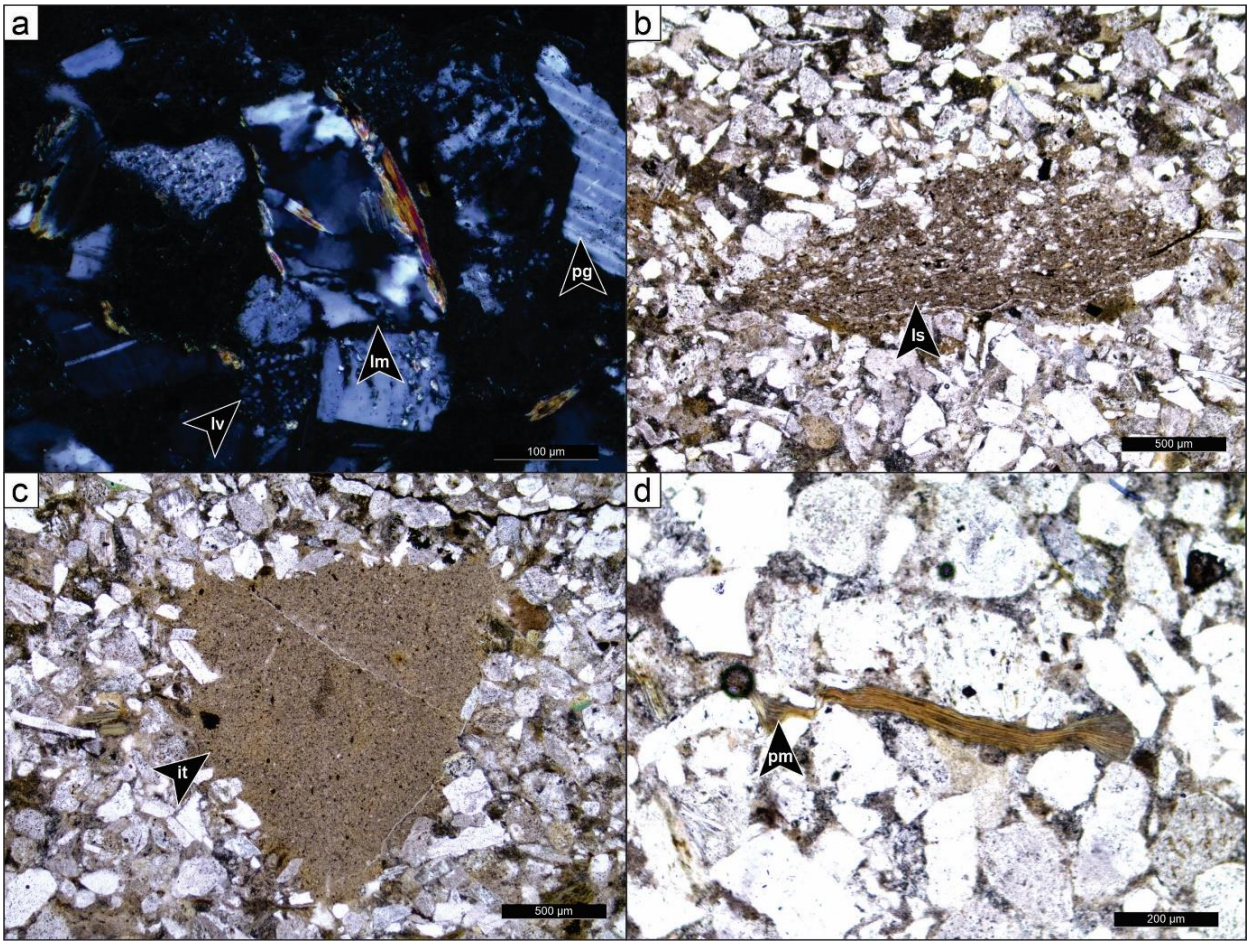


Figura 4.13. Imágenes de microscopio de la microfacies de areniscas muy finas a finas. a) Imagen en nicoles cruzados exhibiendo un lítico metamórfico (lm) compuesto por cuarzo policristalino y filosilicatos, junto a ejemplares de plagioclasa (pg) y líticos volcánicos (lv) con pastas microgranulares. b) Imagen en nicoles paralelos denotando un lítico sedimentario (ls) compuesto por partículas limolíticas, probablemente de cuarzo, embebidas en una matriz arcillosa castaña. c) Imagen en nicoles paralelos exhibiendo un intraclasto (it) anguloso de composición carbonática. d) Imagen en nicoles paralelos detallando un clasto de biotita flexurado y deformado conformando parte de la pseudomatriz (pm).

Microfacies 10: Areniscas bioclásticas (S_b)

Representa el contenido observado a nivel microscópico de las litofacies S_bm, $S_b$rc, S_bh y S_bp. Comprende areniscas calcáreas, clasto-sostenidas con contactos tangenciales a rectos (Figs. 4.14a, b, c). Exhiben moderada selección, dentro de la moda arena media, con partículas de hasta 4 mm (sábulo). La relación carbonato/terrígenos varía entre un 60%/40% hasta 40%/60%, respectivamente. La roca se compone por

aloquímicos (40-50%), terrígenos (30-40%) y cemento (15-20%). Los aloquímicos comprenden partículas esqueletales (70%) de ostras, serpúlidos, gastrópodos, esponjas, equinodermos y bivalvos, y partículas no esqueletales (30%) como ooides, oncoides, pellets, intraclastos y cortoides. Por su parte, los terrígenos son clastos de cuarzo monocristalino, líticos volcánicos y piroclásticos, feldespato potásico y plagioclasa.

Los bivalvos (50%) incluyen ostras (70%), trigonias (20%) y ejemplares indeterminados (10%). Se encuentran desarticulados y fragmentados, muestran calcitización parcial a total y envolturas micríticas. Las ostras exhiben característica textura foliada, bordes redondeados y alcanzan tamaños de hasta 2 cm (grava mediana). En algunos casos, suelen estar parcialmente reemplazadas por calcedonia. Las espículas de esponjas (20-70%) son de tipo *rhaxes*, de composición silícea, aunque muestran reemplazos totales a calcita y envolturas micríticas (Fig. 4.14a). Presentan morfologías reniformes y un diámetro medio de entre 50 y 75 µm (limo grueso a arena muy fina). Su contenido es variable, alcanzando proporciones de hasta 70%. Los serpúlidos (10%) y gastrópodos (10%) están fragmentados y muestran rellenos internos compuestos por terrígenos, bioclastos, pellets y ooides que definen estructuras geopetales (Figs. 4.14c, d). Estas características también se observan en ejemplares de trigonias articuladas. Los fragmentos de equinodermos (10%) son placas y espinas de aspecto microporoso, ambos con texturas sintaxiales.

Los ooides y oncoides muestran una abundancia variable (Figs. 4.14a, b), entre 10 y 50%, son redondeados y en el segundo caso suelen estar compuestos por micritiza. Presentan buena selección dentro de la moda arena fina, aunque algunos ejemplares alcanzan los 500 µm (arena media a gruesa). Los núcleos de los ooides están representados por terrígenos de cuarzo anguloso y líticos volcánicos, así como también valvas de bivalvos, espículas de esponjas, pellets o intraclastos, o bien son núcleos compuestos (Fig. 4.14e). Los pellets (10-30%) son esféricos y están bien seleccionados, con tamaños comprendidos entre 30 y 50 µm (limo grueso). Se encuentran rellenando conchillas, caparazones o cavidades de estos, o bien están dispersos de manera aleatoria dentro de la fábrica de la roca (Figs. 4.14a, b, c). Los intraclastos (10-15%)

son subredondeados a redondeados y exhiben mala selección, con tamaños comprendidos entre 75 y 500 µm (arena muy fina a gruesa). Son mayormente de composición micrítica, aunque algunos ejemplares representan fragmentos de areniscas calcáreas, conformadas por líticos volcánicos, oolitas, espículas de esponjas y clastos de cuarzo (Figs. 4.14f, g). Los cortoides (5%) corresponden a bivalvos indeterminados, calcitizados y con envolturas micríticas, de forma elongada y con bordes redondeados (Figs. 4.14a, e, f). Presentan moderada a mala selección, con tamaños que van desde 100 a 800 µm (arena muy fina a arena gruesa).

El cuarzo (60-70%) presenta aspecto fresco, es anguloso, con extinción *flash*, y está mal seleccionado con tamaños que varían de arena muy fina a arena gruesa. Los líticos volcánicos (20-25%) son subredondeados, de composición ácida y mesosilícica, mostrando bordes irregulares por disolución y reemplazo a carbonato de calcio. Los primeros exhiben mosaicos microgranulares de pastas felsíticas, mientras que los segundos tienen pastas con fenocristales de plagioclasas de hábito tabular y alteraciones a óxidos de hierro (Figs. 4.14d, e). De manera subordinada, se observaron líticos de piroclastitas compuestos por material vítreo castaño y con estructuras vesiculares, texturas fluidales y morfologías flexuradas por compactación (Fig. 4.14h). Los feldespatos (<5%) se componen por clastos de plagioclasa fresca, subredondeada, a veces parcialmente reemplazada a carbonato de calcio, y con maclado polisintético. El feldespato potásico es subredondeado y con alteraciones a arcillas.

El cemento es de calcita con texturas en mosaico, poiquilotópica, sintaxial y en diente de perro (Figs. 4.14e, f, h). Además, se observó crecimiento secundario sobre cuarzo y feldespatos (Fig. 4.14f), y pátinas y parches de óxidos de hierro. En algunos casos, son frecuentes los reemplazos a dolomita a partir de cristales rómbicos, euhedrales, que generan un mosaico equigranular que altera tanto el cemento como las partículas carbonáticas.

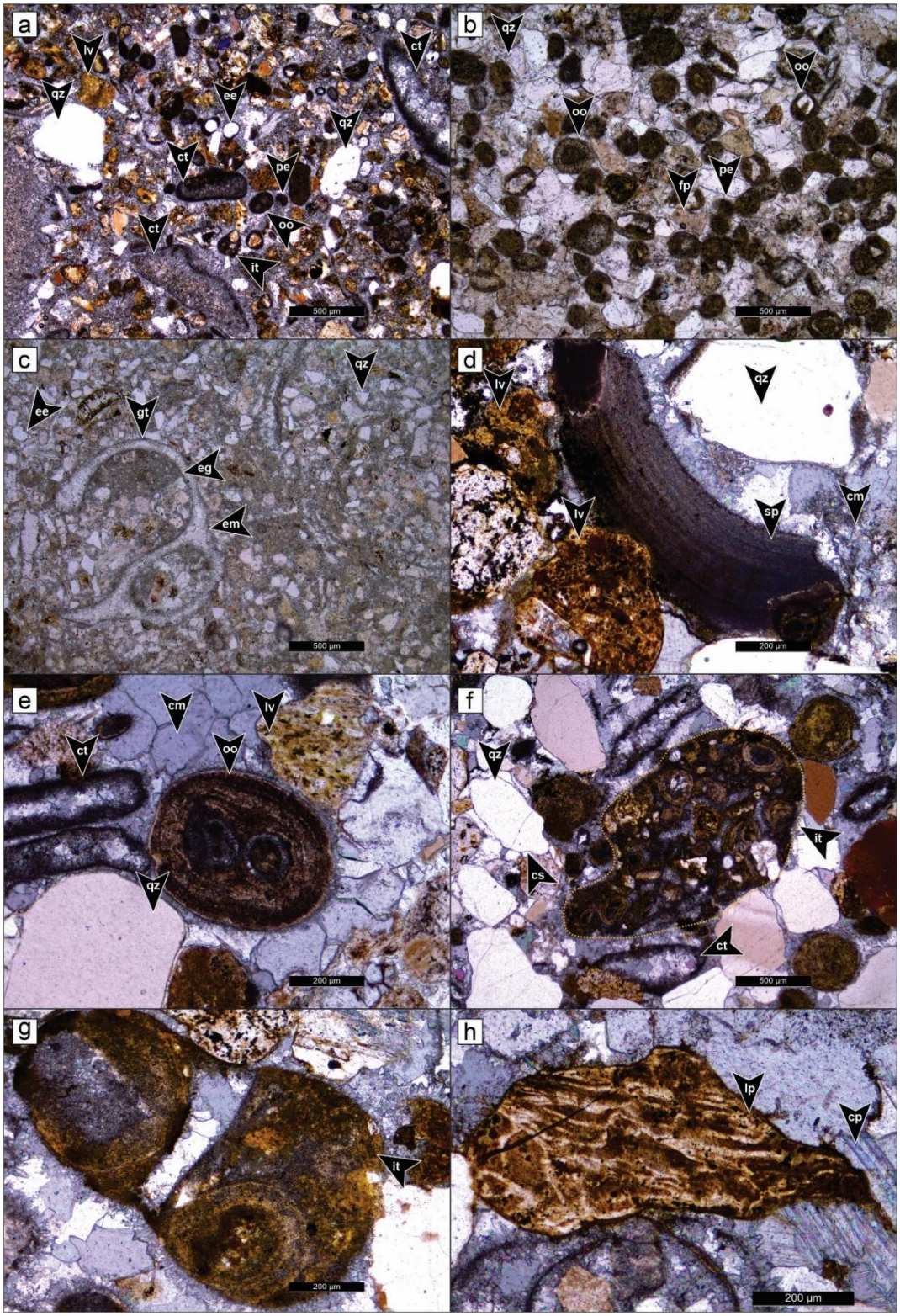


Figura 4.14. Imágenes de microscopio de la microfacies S_b. a) Textura general de arenisca bioclástica compuesta por terrígenos de cuarzo (qz) y líticos volcánicos (lv), bioclastos de espículas de esponjas (ee) y partículas no esqueletales como intraclastos (it), pellets (pe), ooides y oncoides (oo) y cortoides (ct). b) Arenisca bioclástica dominada por

ooides (oo), pellets (pe) y terrígenos de cuarzo (qz) y feldespatos (fp), junto a cemento de calcita en mosaico. c) Arenisca bioclástica con terrígenos de cuarzo (qz), espículas de esponjas (ee) y bioclastos de gastrópodos (gt), con envolturas micríticas (em), estructura geopetal (eg) y relleno interno de similar composición que el material circundante. d) Arenisca bioclástica con fragmento de serpúlido (sp) junto a terrígenos de líticos volcánicos (lv), fuertemente alterados a arcillas y óxidos, y cuarzo (qz), cementados por calcita en mosaico (cm). e) Ooide de núcleo compuesto (oo) junto a cortoides (ct) y terrígenos de cuarzo (qz) y líticos volcánicos (lv) cementados por calcita en mosaico (cm) con cristales de hasta 200 µm. f) Intraclasto de areniscas calcárea (it), tamaño arena muy gruesa, junto a terrígenos de cuarzo (qz), con marcado crecimiento secundario (cs), y cortoides (ct) fuertemente recristalizados. g) Intraclasto de arenisca calcárea (it), tamaño arena gruesa a muy gruesa, con bordes redondeados. h) Terrígeno de lítico piroclástico (lp), de coloración castaña por su composición vítrea, con textura fluidal junto a cemento poiquilítico de calcita (cp). Imágenes a), d), e), f), g), y h) vistas en nicoles cruzados e imágenes b) y c) vistas en nicoles paralelos.

Interpretación: Esta litofacies es interpretada a partir de la depositación en masa del sedimento por pérdida de competencia del flujo (Mulder y Alexander 2001). El mismo sería de carácter gravitatorio, generado a partir de eventos de tormenta, por el oleaje, o bien desencadenados durante corrientes turbidíticas. Las concentraciones intraclásticas basales y los contactos erosivos representarían las instancias iniciales, y de mayor energía, del flujo (Lowe 1982). Asimismo, durante esta etapa se habrían producido las marcas de base observadas, así como el retrabajo y depositación de briznas y restos vegetales (Stow y Smillie 2020, Mulder et al. 2003, Zavala et al. 2021). Por otro lado, la bioturbación reportada respondería a la capacidad de los flujos gravitatorios de oxigenar por cortos períodos el sustrato marino, favoreciendo la colonización del mismo (Föllmi y Grimm 1990, Bentley et al. 2006, Kietzmann y Palma 2009a).

En el caso de la litofacies S_bm, se observa bajo lámina delgada una alta proporción de ooides y oncoides, además de material bioclástico fragmentado y con bordes redondeados que denotan un marcado retrabajo y rolido de las partículas (Strasser 1986). Los intraclastos de areniscas calcáreas representan la erosión del sustrato, mientras que el nulo contenido de micrita sustenta el accionar de corrientes de moderada y alta energía en zonas someras (Shinn 1983, Schlager 2005, Flügel y Munnecke 2010). Estas condiciones estarían asociadas a bajas batimetrías, coincidente con la preservación de espículas de

esponjas silíceas, ya que dichos organismos habitan ambientes marino someros, asociados a sustratos arenosos y blandos (Townson 1975, Haslett 1992, Afşar et al. 2014). Asimismo, el desarrollo de envolturas micríticas y rellenos pelletoidales hablan de la alternancia en las condiciones hidrodinámicas, teniendo en cuenta que dichas características texturales requieren de la estabilidad y quietud del sedimento, seguida del accionar de microorganismos colonizadores del sustrato, como crustáceos y cianobacterias (Scholle y Ulmer-Scholle 2003, Kietzmann y Palma 2010, Kietzmann et al. 2014a). Finalmente, la diversidad fosilífera que muestra esta microfacies, sumado a la presencia de horizontes bioturbados, indicarían condiciones marino normales y de buena oxigenación.

Litofacies 9: Areniscas con laminación horizontal (Sh; *S*$_b$h)

Corresponde a areniscas castañas y blanquecinas, finas a medias, ocasionalmente gruesas, que se disponen en bancos con geometrías tabulares y lentiformes con espesores de entre 10 y 40 cm (Figs. 4.15a, b, c). Muestran contactos planos y netos, presentan laminación horizontal y suelen estar asociadas de manera transicional a litofacies arenosas como niveles masivos (Sm, *S*$_b$m) o con laminación ondulítica de corriente (Src, *S*$_b$rc; Figs. 4.15b, d). Para el caso de la litofacies *S*$_b$h se observa abundante contenido de bioclastos, que alterna con capas ricas en material silicoclástico, facilitando el reconocimiento de la laminación. Asimismo, estos niveles suelen contener la traza fósil *Thalassinoides*.

Esta litofacies ha sido descrita en las secciones de Huncal, Picún Leufú y Los Catutos, comprendiendo una proporción de 18,5, 2,7 y 1%, respectivamente, con un espesor total de 12,5 metros. Además, se corresponde con las microfacies 8 (Sf/Sm, areniscas finas a medias), 9 (Sfm, areniscas muy finas a finas) para el caso de la litofacies Sh, y con la microfacies 10 (*S*$_b$, areniscas bioclásticas) para el caso de la litofacies de areniscas bioclásticas con laminación horizontal (*S*$_b$h).

Interpretación: Se interpreta su generación a partir de flujos fluidos con migración de lecho plano de bajo régimen (Miall 1985, Mulder y Aexander 2001). Por un lado, las areniscas laminadas (Sh), que muestran un estrecho vínculo con las litofacies Sm y Src, están asociadas a la etapa tractiva durante el decaimiento de la energía en el desarrollo de flujos gravitatorios en zonas marinas relativamente distales (Mulder y Alexander 2001, Stow y Smillie 2020). Por otro lado, las areniscas bioclásticas laminadas (S_bh) exhiben evidencias como amplia diversidad de bioclastos, presencia de bioturbación y su vínculo con la microfacies S_b, que permiten adjudicarlas a procesos de migración de lecho plano de bajo régimen en zonas de reducidas batimetrías, probablemente marino-marginales, caracterizadas por un sustrato bien oxigenado (Maceachern et al. 2007).

Litofacies 10: Areniscas con laminación ondulítica de corriente (Src; $S_b$rc)

Corresponde a areniscas finas, de color castaño y blanquecino, con contactos planos y netos, y geometría tabular (Figs. 4.15b, d). Presentan espesores de no más de 20 cm, internamente compuestos por *sets* de entre 1 y 3 cm que preservan laminación ondulítica de corriente. Al igual que para las litofacies de areniscas masivas y con laminación horizontal, se observa el desarrollo de niveles blanquecinos que acumulan bioclastos ($S_b$rc) y que se encuentran asociados a las litofacies S_bm y S_bh. Estos litosomas han sido descritos en las secciones de Huncal y Picún Leufú, representando una proporción del 2,46 y 1,2%, respectivamente, con un espesor total de 4,2 metros. Además, se corresponde con las microfacies 8 (Sf/Sm, areniscas finas a medias) y 9 (Sfm, areniscas muy finas a finas) para el caso de la litofacies Src, y con la microfacies 10 (S_b, areniscas bioclásticas) para el caso de la litofacies $S_b$rc.

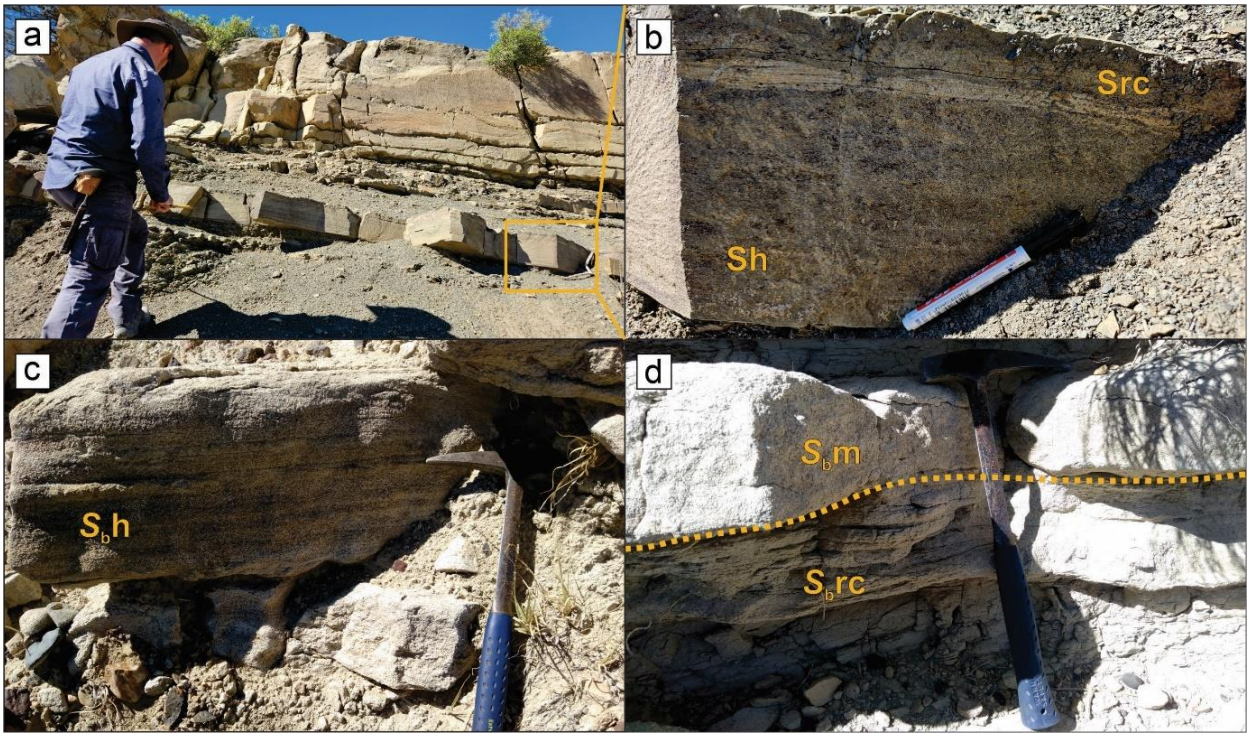


Figura 4.15. Litofacies de areniscas laminadas y con laminación ondulítica de corriente. a) Bancos de areniscas con estructuras tractivas preservados en las inmediaciones de Huncal. b) Detalle del recuadro amarillo de la Figura 4.15a denotando areniscas con laminación horizontal (Sh) y laminación ondulítica de corriente (Src). c) Areniscas bioclásticas laminadas (S_bh) documentadas en la sección analizada de Picún Leufú. d) Estructuras tractivas ($S_b$rc) y bancos masivos (S_bm), con base erosiva, preservados en litosomas de areniscas bioclásticas de la Formación Picún Leufú.

Interpretación: Estos niveles son el resultado de la migración de óndulas de corriente a partir de flujos fluidos de bajo régimen (Miall 1985). En sintonía con esta interpretación, y la ocurrencia que presenta con las litofacies Sm y Sh, se corresponderían con el término Tc de la secuencia de Bouma (1962) producto del desarrollo de flujos turbidíticos en zonas marino-distales (Mulder y Alexander 2001, Stow y Smillie 2020). Por otro lado, para el caso de las areniscas bioclásticas ($S_b$rc), la fauna preservada, la bioturbación documentada y su vínculo con las litofacies S_bm y S_bh, y la microfacies S_b, permiten adjudicarla a procesos de migración de óndulas de corriente dentro de zonas marino someras, caracterizadas por un sustrato arenoso, bien oxigenado y de salinidad normal (Schlager 2005, Maceachern et al. 2007, Afşar et al. 2014).

Litofacies 11: Areniscas con antidunas (Sa)

Corresponde a areniscas finas a medias, de color castaño, con contactos planos y netos y geometría tabular (Fig. 4.16a). Abarcan espesores de hasta 45 cm que internamente preservan antidunas. Esta litofacies ha sido identificada en la sección de Huncal, representando una proporción del 5,55%. Además, se corresponde con la microfacies 9 (Sfm, areniscas muy finas a finas).

Interpretación: Esta litofacies responde a la migración de antidunas bajo condiciones de alto régimen de flujo (Reineck y Singh 1980). Asimismo, al encontrarse preservada junto a las litofacies Sm, Sh y Src se adjudicaría al desarrollo de flujos gravitatorios, más precisamente corrientes turbidíticas, en zonas marino-distales con pendientes asociadas (Mulder y Alexander 2001). En este sentido, las antidunas corresponderían a formas de lecho que migran corriente arriba y, si bien no es común su preservación en depósitos turbidíticos, han sido explicadas a partir de perturbaciones en la interfase entre dos masas de agua con densidades diferentes, como son las inestabilidades de Kelvin-Helmholtz (Prave y Duke 1990, Mulder et al. 2009).

Litofacies 12: Areniscas con estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS)

Abarca areniscas finas, de tonalidades castaño y anaranjado que conforman cuerpos ondulados, de entre 5 y 20 cm de espesor, con geometrías tabulares, encapsulados entre litosomas pelíticos (Fig. 4.16b). Muestran contactos netos y ondulados, con bases levemente erosivas y techos convexos hacia arriba, que internamente exhiben estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS). Estos litosomas han sido documentados en la sección de Picún Leufú, abarcando un espesor total de 1 m y representando una proporción del 0,3%. Además, se corresponde con la microfacies 8 (Sf/Sm, areniscas finas a medias).

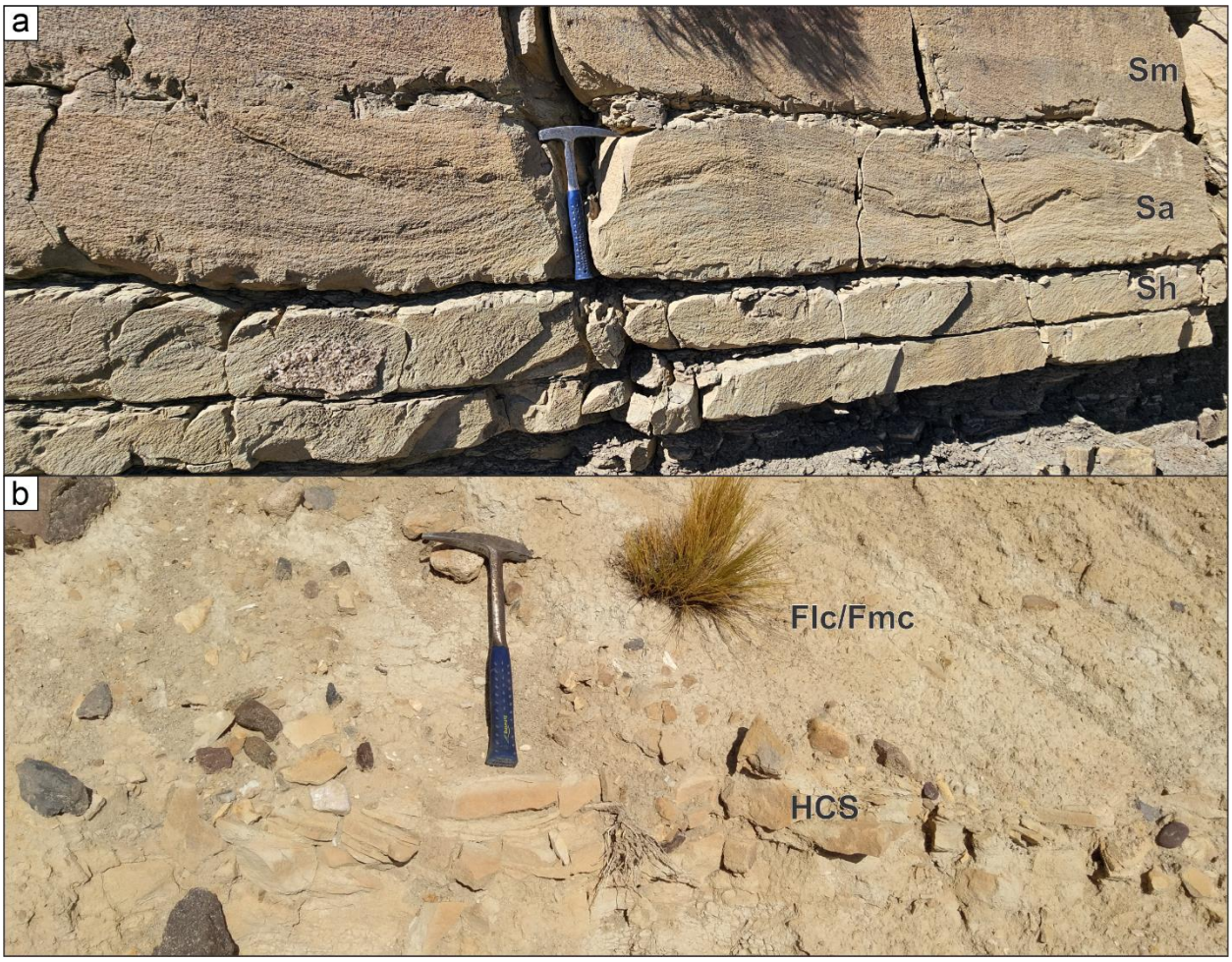


Figura 4.16. Imágenes de afloramiento de las litofacies Sa y HCS. a) Areniscas castañas con antidunas (Sa), de marcada geometría tabular, preservadas entre niveles arenosos (Sm y Sh) reconocidos en las inmediaciones de Huncal. b) Areniscas castaño anaranjadas con estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS), documentadas en la sección de Picún Leufú y encapsuladas entre depósitos pelíticos (Flc/Fmc).

Interpretación: Esta litofacies es interpretada debido al accionar de flujos combinados, oscilatorios y con componente unidireccional, generados durante eventos de alta energía (Dumas y Arnott 2006, Mulder et al. 2009). Dichas condiciones son producidas ante episodios de tormentas, en tanto que la estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS) suele ser un rasgo común y diagnóstico de los depósitos tempestíticos (Reineck y Singh 1980, Myrow et al. 2002, Dumas y Arnott 2006). Sin embargo, en algunos casos, la estructura HCS ha sido reportada en turbiditas (Prave y Duke 1990, Mulder et al. 2009), pudiéndose mal interpretarse la génesis de estos estratos. Asimismo, en las inmediaciones de Picún Leufú, las HCS han sido

atribuidas al accionar de flujos hiperpícnicos (Paz et al. 2019, Otharán 2020). Si bien estas dos hipótesis podrían ser probables, en este caso, debido a que los litosomas exhiben delgado espesor y se encuentran encapsulados entre niveles pelíticos, lo que indicaría que se trata de un evento aislado y esporádico, se ha optado por interpretarlos como tempestitas. En este sentido, indicarían también la interacción del sustrato marino con el nivel de olas de tormenta (Dumas y Arnott 2006).

Litofacies 13: Areniscas bioclásticas con estratificación entrecruzada tabular planar (*S*$_b$p)

Corresponde a areniscas bioclásticas, medias a gruesas, castaño-blanquecinas y con contactos planos y netos. Tienen geometría tabular y abarcan espesores de entre 30 y 40 cm que exhiben estratificación entrecruzada tabular planar constituida por *sets* de 2 a 4 cm de potencia que acumulan bioclastos altamente fragmentados en sus caras de avalancha (Fig. 4.17a). Preservan similar fauna a la observada en la litofacies *S*$_b$m. Este tipo de depósito ha sido documentado en la sección de Picún Leufú, abarca un espesor total de 10 m y comprende una proporción del 3,12%. Además, se corresponde con la microfacies 10 (*S*$_b$, areniscas bioclásticas).

Interpretación: Su origen es interpretado a partir de la migración de megaóndulas arenosas de crestas rectas. El amplio contenido de bioclastos, así como el vínculo de esta litofacies con la microfacies 10, infiere condiciones marinas abiertas asociadas a un sustrato arenoso (Flügel 2004, Afşar et al. 2014). Asimismo, la fragmentación y el retrabajo que muestran las partículas indicaría condiciones de alta energía, probablemente en zonas de reducidas batimetrías dentro de cuerpos canalizados (Schlager 2005, Dalrymple 2010). Si bien el fondo marino habría presentado buena oxigenación, al tratarse de una zona de alta energía, no habría sido posible la colonización del sustrato, lo cual explicaría la ausencia de bioturbación dentro de estos litosomas.

Litofacies 14: Areniscas bioclásticas con estratificación entrecruzada tabular planar de gran escala (*S*$_b$pge)

Comprende areniscas calcáreas medias a gruesas, de color grisáceo a blanco, que conforman cuerpos con geometrías sigmoidales (Fig. 4.17b), en ocasiones tabulares, que se extienden lateralmente hasta 25 metros. Tienen bases levemente onduladas y contactos superiores planos y netos. Alcanzan espesores de hasta 1,5 m e internamente se organizan en *sets* de entre 15 y 40 cm rellenos por las litofacies *S*$_b$rc, *S*$_b$m y *S*$_b$h. Mediciones *in situ* de paleocorrientes arrojaron direcciones aproximadamente dominantes NE-SO y viceversa. Es común la presencia de bioclastos retrabajados y fragmentados de bivalvos y amonites que conforman acumulaciones sobre las capas entrecruzadas. De manera localizada, se observan trazas fósiles de *Thalassionoides.* Esta litofacies ha sido documentada en la sección superior de Picún Leufú, abarca un espesor total de 17 m y comprende una proporción del 5,31%. Además, se encuentra asociada con la microfacies 10 (*S*$_b$, areniscas bioclásticas).

Interpretación: Esta litofacies se interpreta a partir de la migración de megaóndulas de crestas rectas de distintas dimensiones (Ashley 1990). El apilamiento de *sets* de espesores variables se produce a partir de la migración de barras arenosas donde internamente sedimentan las litofacies asociadas (*S*$_b$rc, *S*$_b$m, *S*$_b$h) por sobre superficies inclinadas. En sintonía con esto, la relación que guardan las litofacies que rellenan estos cuerpos con la microfacies 10 (*S*$_b$), reflejaría que se trata de condiciones marinas oxigenadas, en tanto que la geometría sigmoidal de los litosomas y la presencia de paleocorrientes bidireccionales permitiría vincular estos cuerpos canalizados a la influencia de mareas (Dalrymple 2010).

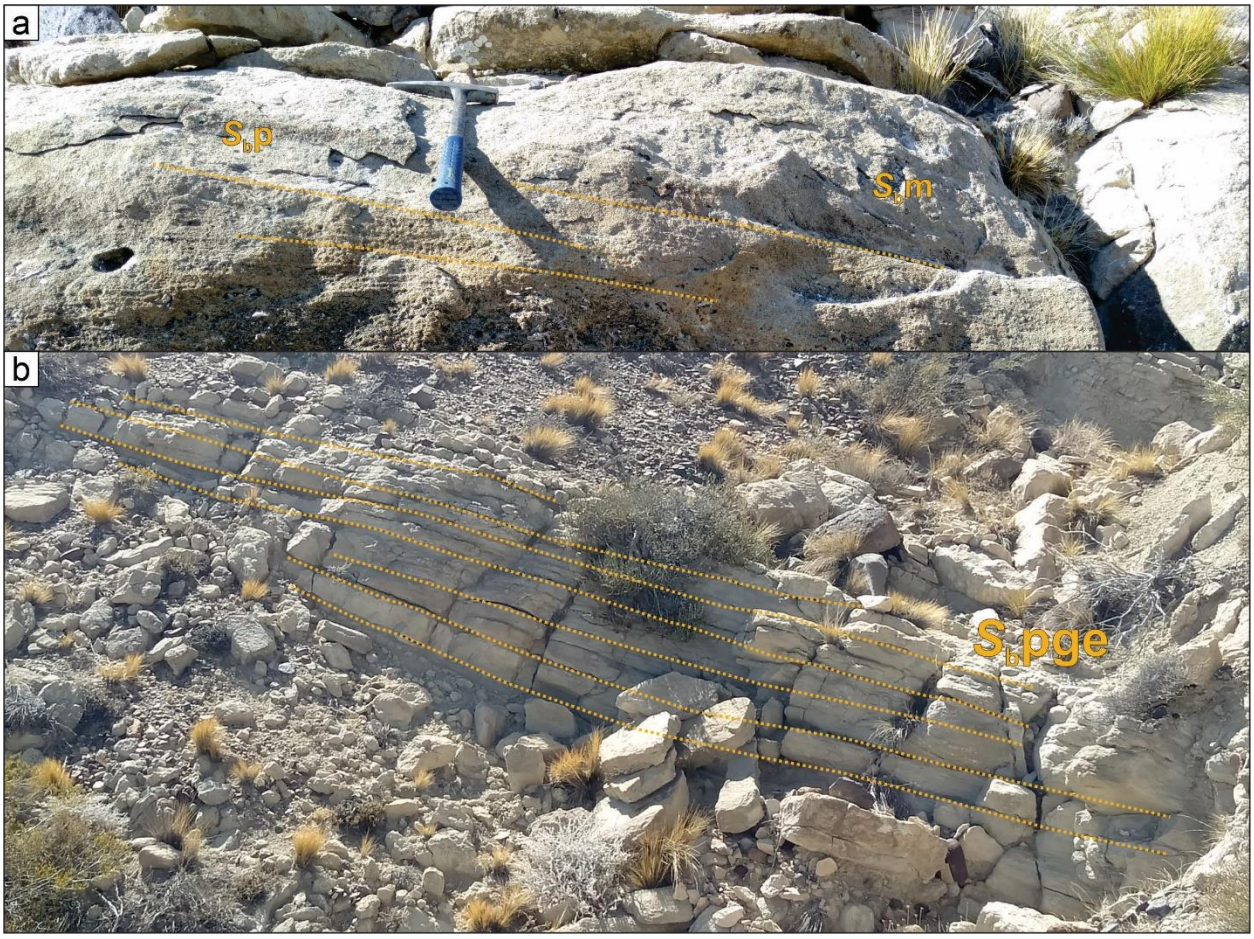


Figura 4.17. Imágenes de afloramiento de litofacies asociadas a areniscas bioclásticas. a) Areniscas bioclásticas con estratificación entrecruzada tabular planar (S_bp) que gradan lateralmente a bancos masivos (S_bm). b) Cuerpo arenoso con geometría sigmoidal característica de la litofacies $S_b$pge.

4.2.4 LITOFACIES CARBONÁTICAS

Litofacies 15: *Bindstone* laminado (*B*l)

Comprende *bindstones* laminados de color gris oscuro, aunque su aspecto meteorizado es castaño anaranjado (Figs. 4.37a, b), con espesores de entre 10 y 60 centímetros. Tienen contacto basal plano y neto, mientras que la sección cuspidal es de aspecto botroidal, levemente ondulada y corrugada (Fig. 4.37c). Conforman niveles endurecidos marcadamente tabulares, con laminación horizontal a sub-horizontal, compuesta por bandas de 1 a 3 mm de espesor. Preservan moldes de amonites y abundantes

escamas de peces. Esta litofacies fue documentada en las secciones de Chacay Melehue, Yesera del Tromen, Arroyo Mulichinco y Puerta Curaco, abarcando un espesor total de 3,4 m y comprendiendo una proporción de entre el 1 y 2% en todas ellas. Finalmente, se encuentra asociada con la microfacies de *Bindstones* microbianos laminados (*B*$_m$l).

Microfacies 11: *Bindstones* microbianos laminados (*B*$_m$l)

Corresponde a la litofacies *B*l y se caracteriza por una alternancia entre láminas esparíticas y micríticas (Fig. 4.18d). Las láminas esparíticas son de tonalidades castaño amarillento, definen un patrón ondulado y discontinuo lateralmente con espesores de hasta 0,5 mm (Fig. 4.18d). Las láminas micríticas son oscuras, probablemente por un alto contenido de materia orgánica, exhiben espesores de hasta 1 mm y se componen por partículas peloidales, bien seleccionadas, con tamaños de entre 10 y 20 µm (limo fino a limo medio) (Fig. 4.18e). De manera concordante con la laminación, se encuentran aglutinados radiolarios (Spumellaria) calcitizados con tamaños aproximados de 100 µm (arena muy fina).

Interpretación: Corresponde a matas microbianas generadas probablemente a partir de bacterias quimiosintéticas en zonas marinas relativamente distales y subóxicas, caracterizadas por baja energía y escaso aporte sedimentario (Savrda y Bottjer 1991, Kietzmann et al. 2014a, 2016). Dicha interpretación es sustentada también por la oscura coloración del depósito, además de la ausencia de bioturbación y el contenido de fauna en buen estado de preservación. Las láminas esparíticas representan el carbonato de calcio bioinducido por el crecimiento de la mata microbiana, mientras que las capas de mayor contenido peloidal corresponden a etapas de decantación de estas partículas que luego son entrampadas y aglutinadas por la mata microbiana (Kietzmann et al. 2016, Kietzmann et al. 2020).

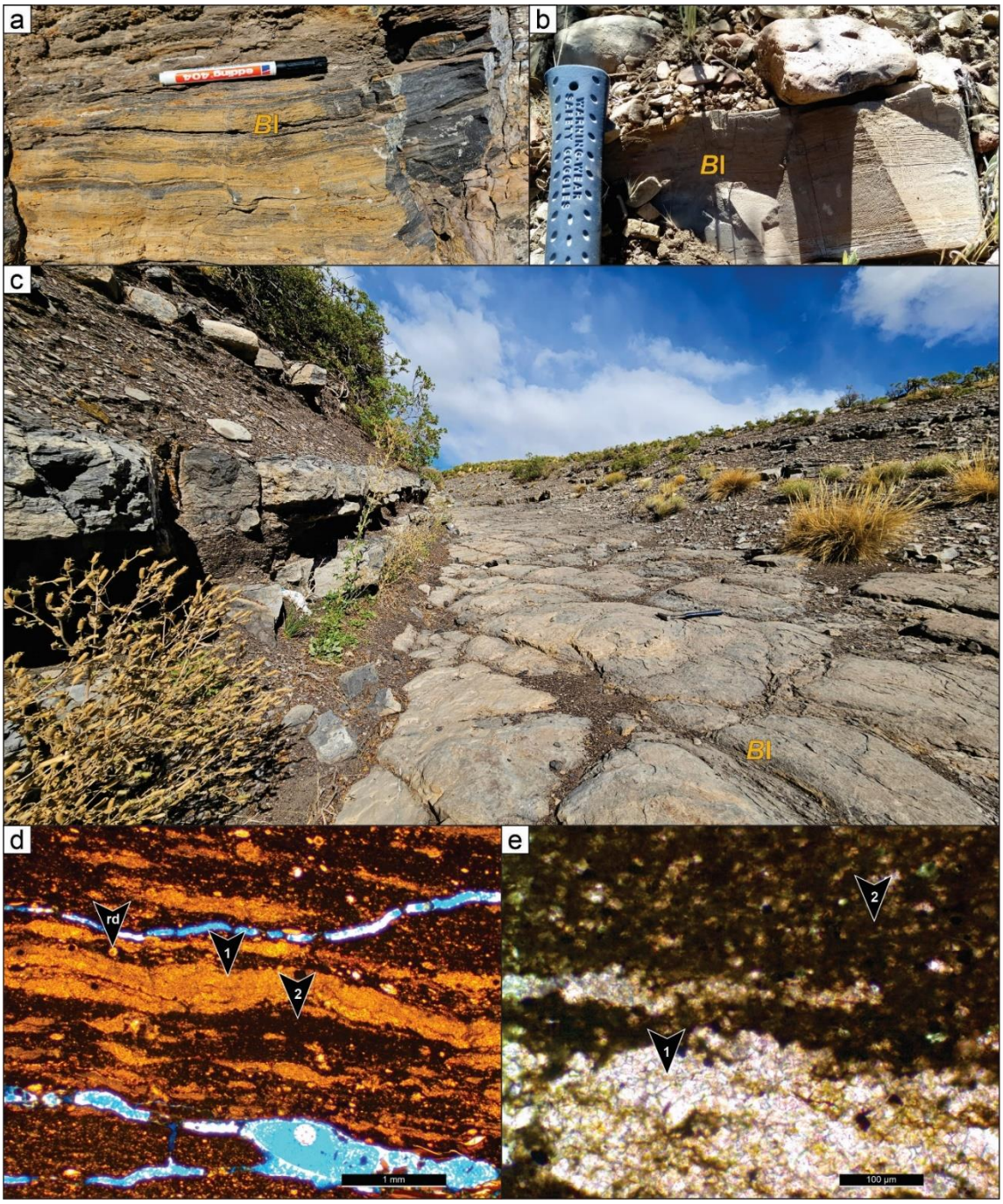


Figura 4.18. Litofacies de *bindstones* laminados y microfacies asociada. a) Aspecto meteorizado, castaño anaranjado, y sección fresca, gris oscuro, de la litofacies *B*l aflorante en la Yesera del Tromen. b) Aspecto castaño y laminado de los depósitos microbianos identificados en las inmediaciones de Chacay Melehue. c) *Bindstone* laminado conformando un pavimento de aspecto botroidal reconocido en el afloramiento de la Yesera del Tromen. d) Imagen con nicoles cruzados de la microfacies B_ml exhibiendo un bandeado compuesto por láminas esparíticas (1) junto a capas micríticas con abundante contenido de materia orgánica (2) que aglutinan bioclastos de radiolarios (rd). e) Imagen con nicoles paralelos detallando la alternancia entre sectores cristalinos, de composición esparítica y tonalidades blanquecinas (1) junto a bandas oscuras de amplio contenido peloidal (2).

Litofacies 16: *Wackestones* laminados grisáceos (*W*hg)

Corresponden a cuerpos tabulares, en ocasiones discontinuos, de coloraciones castaño grisáceo, con contactos planos y netos (Fig. 4.19a). Exhiben laminación horizontal difusa y tienen espesores de entre 10 y 30 centímetros. Preservan fauna macroscópica de amonites, ostras y escamas de peces (Figs. 4.19b, c). Esta litofacies ha sido documentada en las secciones de Arroyo Covunco, Mallín de los Caballos y Los Catutos, abarcando un espesor total de 16 m y comprendiendo una proporción de entre 4 y 5% en cada una de ellas. Además, se encuentra asociada con la microfacies 12 (W_rh, *wackestones* radiolaríticos laminados).



Figura 4.19. Litofacies de *wackestones* laminados grisáceos. a) Imagen de afloramiento de la litofacies *W*hg junto a niveles margosos laminados (Mrhg) en las inmediaciones de Los Catutos. b) Muestra de mano de la litofacies *W*hg exhibiendo escamas de peces de tonalidades anaranjadas. c) Restos de bivalvos contenidos en muestra de mano de la litofacies de *wackestones* laminados grisáceos (*W*hg).

Microfacies 12: *Wackestones* radiolaríticos laminados (*W*$_r$h)

Corresponde al contenido observado bajo lámina delgada de la litofacies de *wackestones* laminados grisáceos (*W*hg). Comprende la microfacies de *wackestones* radiolaríticos laminados compuestos por bioclastos (15-40%), pellets (10-15%) y terrígenos (2-5%) inmersos en una matriz alomicrítica (75-60%) (Fig. 4.20a). Por sectores se observa una fábrica laminada y ondulada (Fig. 4.20b), definida por capas de 0,5 a 1 mm de espesor, de tonalidades castañas y con mayor contenido de materia orgánica, que alternan con capas masivas, de espesor similar y ricas en carbonato de calcio. Los bioclastos comprenden mayormente radiolarios (Fig. 4.20c) y menores proporciones de crinoideos, ostras, foraminíferos y calciesferas. Los radiolarios (50-60%) abarcan ejemplares calcitizados de los órdenes Spumellaria y Nasellaria, siendo más frecuentes los primeros, y con tamaños de hasta 300 µm (arena media). Los microcrinoideos (20-25%) corresponden a placas elongadas, desarticuladas y fragmentadas del género *Saccocoma*, cuyos tamaños varían entre 100 µm (arena muy fina) y 1000 µm (arena gruesa a muy gruesa), encontrándose dispuestos de manera caótica, formando parte de la matriz, mientras que las placas de mayor tamaño se encentran subparalelas a la microlaminación de la roca. Los bivalvos comprenden valvas de ostras (10-15%), desarticuladas y fragmentadas, así como también enteras, que en ocasiones alcanzan tamaños mayores a los 1500 µm (arena muy gruesa) y se disponen de manera concordante con la laminación. En cantidades despreciables (1-3%) se observaron calciesferas y foraminíferos miliólidos y nodosáridos (Fig. 4.20d). Los pellets son subesféricos a esféricos, con tamaños que varían entre 30 y 100 µm (limo grueso a arena muy fina).

La fracción terrígena está dominada por cuarzo monocristalino (Fig. 4.20e), subanguloso a anguloso, con extinción *flash* y tamaños de entre 40 y 80 µm (limo grueso). En menor medida, se observaron ejemplares subangulares de plagioclasa (Fig. 4.20f), con macla polisintética, bordes irregulares por disolución y reemplazos a carbonato de calcio. Completan la fracción terrígena escasos individuos elongados y

laminares de muscovita (Fig. 4.20g), cuyos tamaños no superan los 50 µm (limo grueso). La matriz está conformada por alomicrita, encontrándose frecuentemente recristalizada a microesparita y pseudoesparita. Además, se distinguen agregados de pirita framboidal y acumulaciones en parche de óxidos y materia orgánica.

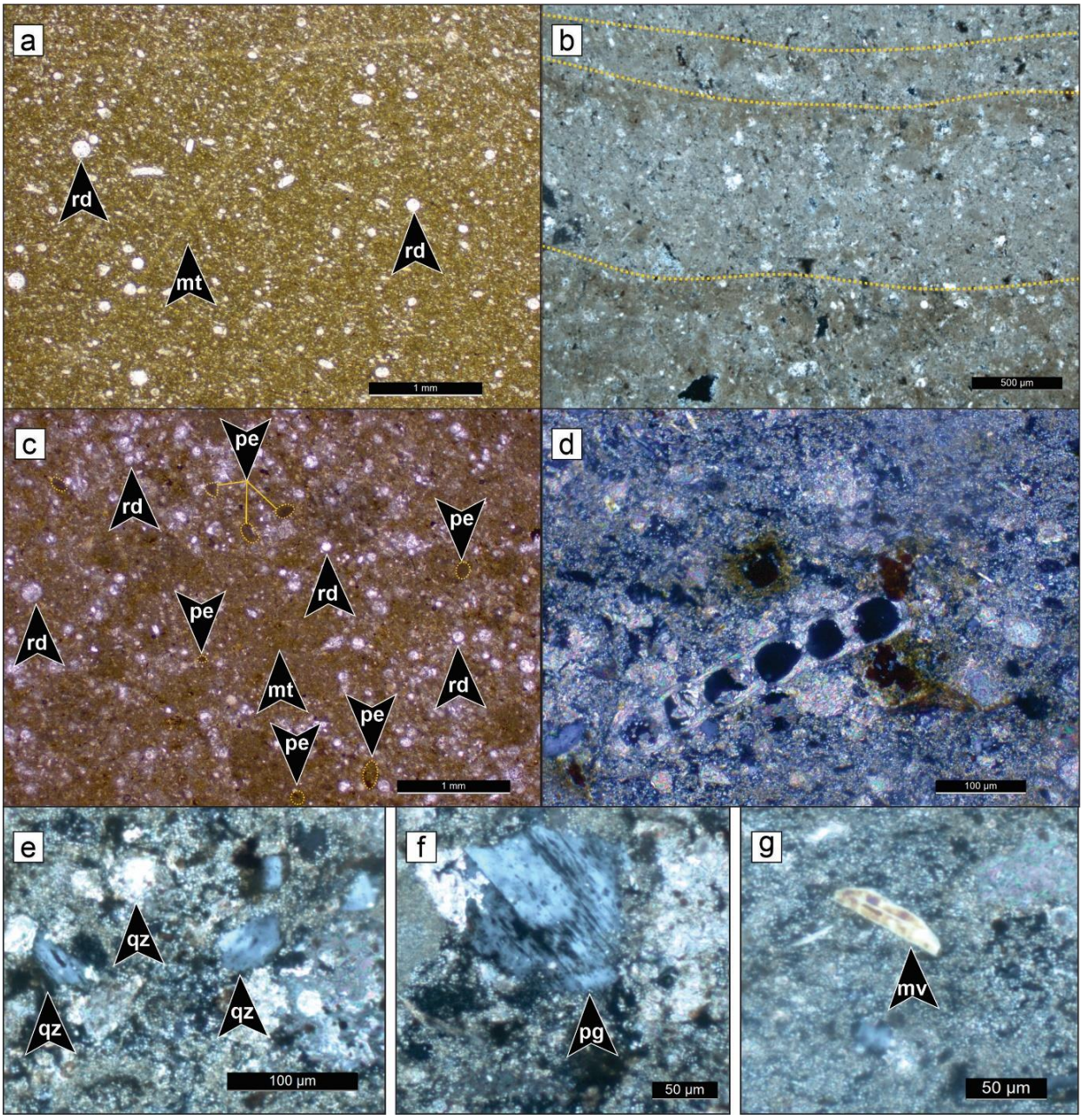


Figura 4.20. *Wackestones* radiolaríticos laminados. a) Imagen de microscopio con nicoles paralelos de la microfacies 12 exhibiendo bioclastos de radiolarios (rd) embebidos en una matriz alomicrítica (mt). b) Imagen microscópica

exhibiendo microlaminación y superficies onduladas (línea punteada amarilla). c) Imagen en nicoles paralelos mostrando la textura general de la microfacies *W*rh compuesta por pellets (pe) y radiolarios (rd) contenidos en una matriz peloidal (mt). d) Foraminífero nodosárido en matriz recristalizada a pseudoesparita. e) Terrígenos de cuarzo monocristalino (qz). e) Terrígeno de plagioclasa (pg) con maclado polisintético y reemplazos a carbonato de calcio. f) Terrígeno de muscovita (mv). Imágenes b), d), e) y f) se observan en nicoles cruzados.

Interpretación: La geometría tabular del depósito, junto a la dominancia de material fino, así como su contenido fosilífero, permiten asociar esta litofacies a decantación de microorganismos y fango carbonático en zonas distales de baja energía. El contenido de pellets y material bioclástico de mayor tamaño tendrían un origen alóctono, desde zonas someras con mayor producción carbonática (Kietzmann et al. 2014a), mientras que la microlaminación observada respondería al accionar de corrientes de fondo (Schieber et al. 2010, 2013, Kietzmann et al. 2014a, b). El contenido de pirita framboidal, sumado a la ausencia de bioturbación reflejarían condiciones reductoras y disóxicas del sustrato (Nordberg et al. 2001, Schieber y Riciputi 2005, Bohacs y Junium 2007).

Litofacies 17: *Wackestones* laminados castaños (*W*hc)

Comprende estratos tabulares (Fig. 4.21a), de color castaño anaranjado y espesores de entre 5 y 20 cm (Figs. 4.21b, c). Exhiben contactos planos y netos e incipiente laminación horizontal. Ocasionalmente preservan escamas de peces y moldes de amonites. Esta litofacies ha sido descrita en la sección de Los Catutos, abarcando un espesor total de 15 m y representando un 9% de la misma. Se corresponde con la microfacies 13 (*W/P*$_b$h, *wackestones/packstones* bioclásticos laminados).

Microfacies 13: *Wackestones/packstones* bioclásticos laminados (*W/P*$_b$h)

Corresponde al contenido observado bajo lámina delgada de la litofacies *wackestones* laminados castaños (*W*hc). Se compone por bioclastos (30-55%), intraclastos (10-15%), pellets (10%) y terrígenos (<5%) con cantidades variables de matriz (50-30%) que por sectores le otorga a la muestra una textura tanto de tipo *wackestone* como *packstone*. La roca exhibe aspecto masivo, aunque en algunas zonas se advierte

laminación horizontal difusa caracterizada por bandas, de no más de 0,5 mm de espesor, con amplio contenido peloidal que alternan con capas ricas en componentes carbonáticos (Fig. 4.22a).

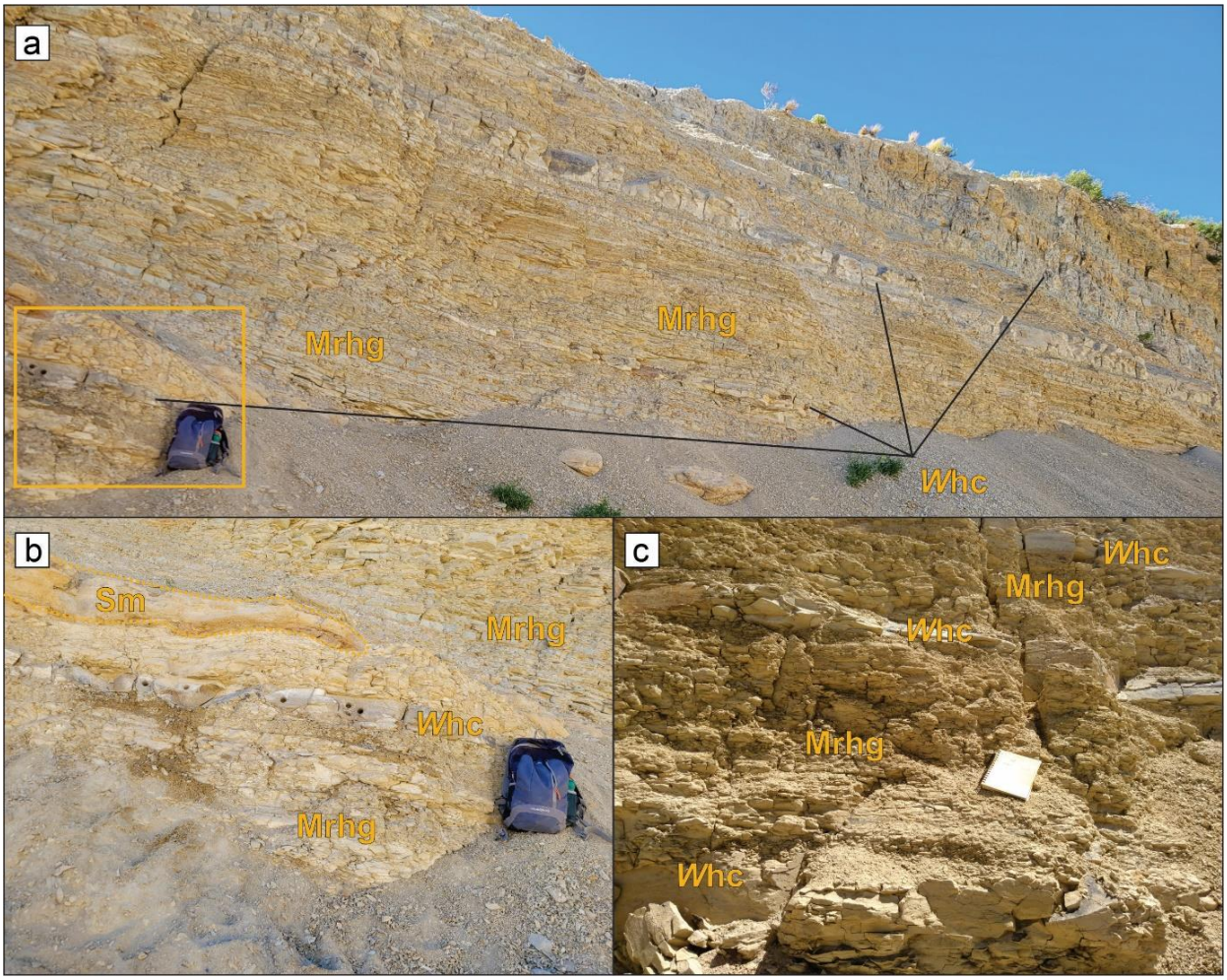


Figura 4.21. Litofacies de *wackestones* laminados castaños (*W*hc). a) Delgados litosomas tabulares de la litofacies *W*hc alternando entre espesos litosomas margosos (Mrhg). b) Detalle del recuadro sectorizado en la Figura 4.21a que muestra una sucesión compuesta por una alternancia entre las litofacies *W*hc y Mrgh, incidido por un banco de areniscas masivas (Sm) con base erosiva. c) Saltuarios y delgados estratos tabulares de la litofacies *W*hc encapsulados entre niveles de mayor potencia de composición margosa (Mrhg).

Los bioclastos corresponden mayormente a microcrinoideos junto a cantidades subordinadas de radiolarios, espículas de esponjas, foraminíferos y calciesferas. Los microcrinoideos (60-80%) comprenden placas del género *Saccocoma*, de aspecto sucio y microporoso, que se encuentran desarticuladas y tanto fragmentadas como enteras (Fig. 4.22b). Las placas menores a 30 µm (limo medio) se disponen al azar

conformando parte de la matriz, mientras que los fragmentos enteros corresponden a placas secundibraquiales de hasta 1 mm de diámetro (arena gruesa). Las espículas de esponjas pertenecen al tipo *rhaxes*, exhiben morfologías reniformes, con tamaños de hasta 200 µm (arena fina) que muestran calcitizaciones internas (Fig. 4.22c). Los radiolarios (5-20%) pertenecen a ejemplares de spumelláridos y naselláridos, de no más de 200 µm (arena fina), encontrándose calcitizados y preservando, en ocasiones, su estructura interna. En cantidades despreciables (1-2%) se observaron ejemplares de calciesferas y foraminíferos miliólidos (Fig. 4.22a).

Los intraclastos son subredondeados, de composición micrítica y no exceden los 50 µm de diámetro (limo grueso) (Fig. 4.22d). Los pellets comprenden partículas subesféreicas, de tamaños menores a los 50 µm (limo grueso), dispersos de manera caótica dentro de la roca. Los terrígenos están representados por individuos de cuarzo anguloso que no exceden los 80 µm (limo grueso a arena muy fina) y escasos ejemplares de biotita de hábito laminar (Fig. 4.22e). La matriz está compuesta por alomicrita, pellets y partículas peloidales que le otorgan un aspecto grumoso (Figs. 4.22a, b, c). Por sectores se encuentra recristalizada a microesparita y pseudoesparita. Además, se observan acumulaciones castañas de composición arcillosa (Fig. 4.22b), así como framboides de pirita (Fig. 4.22f) y materia orgánica, ambos en cantidades despreciables (<1%).

Interpretación: el vínculo y la ocurrencia de esta litofacies/microfacies junto a la litofacies Mrhg permiten inferir un origen similar a esta última. La marcada geometría tabular del depósito, el contenido de fauna pelágica y el dominio de granulometrías finas permiten asignarla a procesos de decantación en un ambiente de baja energía. Además, la presencia de intraclastos y la alternancia de bandas con contenido variable de bioclastos podría indicar el accionar de corrientes de fondo, probablemente de corta duración por el delgado espesor del depósito (Kietzmann et al. 2014a, b), que se habrían comportado hidrodinámicamente dentro de los parámetros obtenidos en simulador por Schieber et al. (2013).

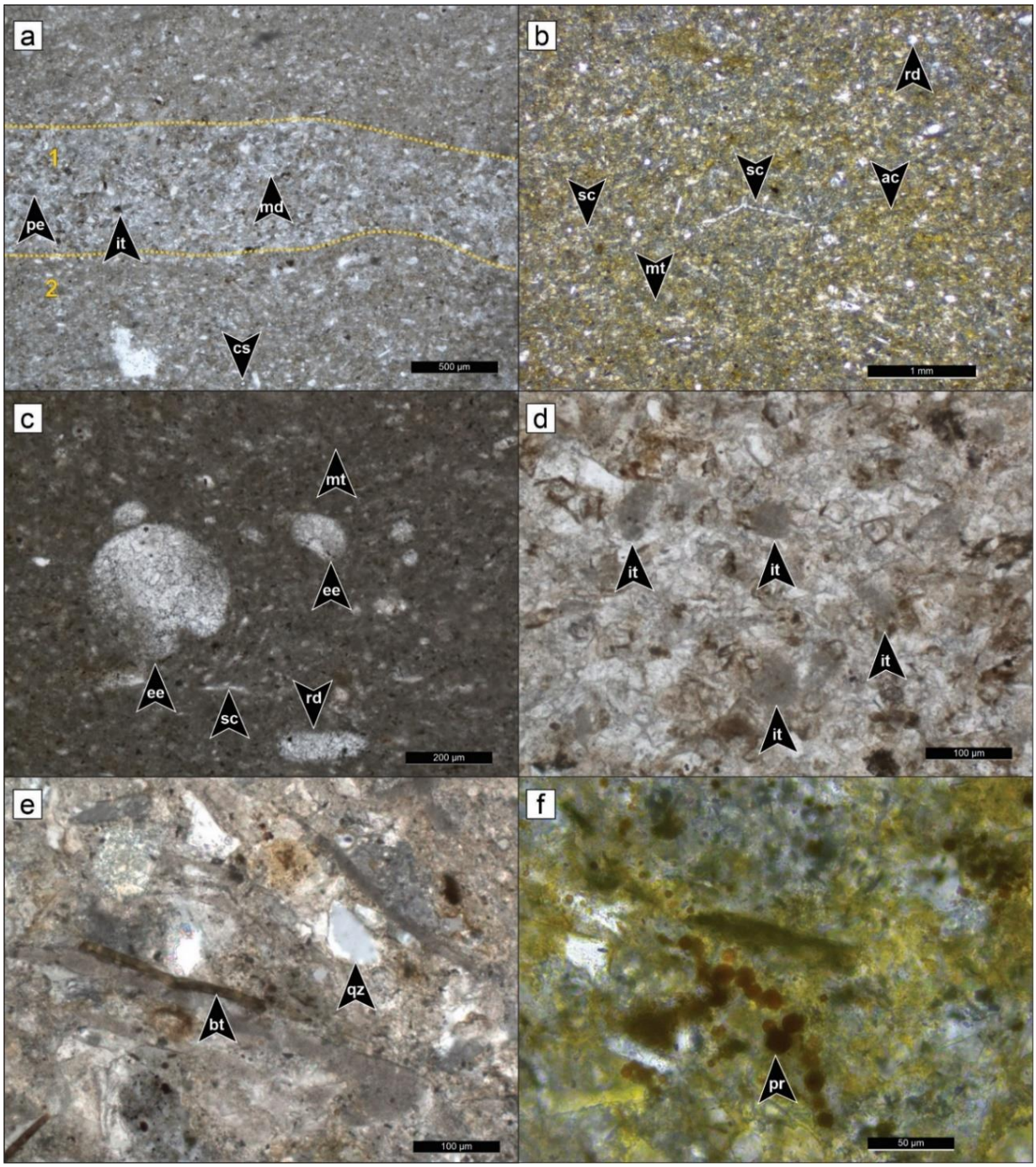


Figura 4.22. *Wackestones/packstones* bioclásticos laminados. a) Microlaminación definida por alternancia de capas con mayor contenido carbonático (1), preservando intraclastos (it) y miliólidos (md), junto a bandas de mayor contenido peloidal (2) que preservan calciesferas (cs). b) Textura general de la microfacies *W/P*$_b$h compuesta por bioclastos de crinoideos saccocómidos (sc) y radiolarios (rd) contenidos en una matriz (mt) micrítica con presencia de arcillas (ac). c) Bioclastos de esponjas (ee) y radiolarios naselláridos (rd) preservando estructura interna junto a fragmentos de crinoideos saccocómidos (sc), inmersos en una matriz grumosa pelletoidal (mt). d) Intraclastos micríticos (it) subredondeados, embebidos en matriz recristalizada a esparita. e) Terrígenos de cuarzo (qz) y biotita (bt) preservados dentro de la microfacies *W/P*$_b$h. f) Acumulaciones de pirita framboidal (pr) dentro de la microfacies 13. Imágenes a), c) y d) vistas con nicoles cruzados. Imagen b), e) y f) vista en nicoles paralelos.

Litofacies 18: *Packstones* bioclásticos masivos (P_bm)

Corresponde a cuerpos tabulares, de coloración blanquecina, con espesores de entre 20 y 40 cm (Fig. 4.23a). Exhiben contactos planos y netos y suelen preservar bivalvos (*Panopaea*) (Fig. 4.23b), en ocasiones en posición de vida, serpúlidos y galerías horizontales correspondientes a la traza *Thalassinoides* (Fig. 4.23c). Estos depósitos han sido distinguidos en el Cerrito Caracoles y en la sección cuspidal de Picún Leufú, comprendiendo un 60 y un 1,5%, respectivamente, y abarcando un espesor total de 20 metros. La litofacies P_bm tiene asociada la microfacies 14 (P_pd, *packstones* pelletoidales dolomitizados).

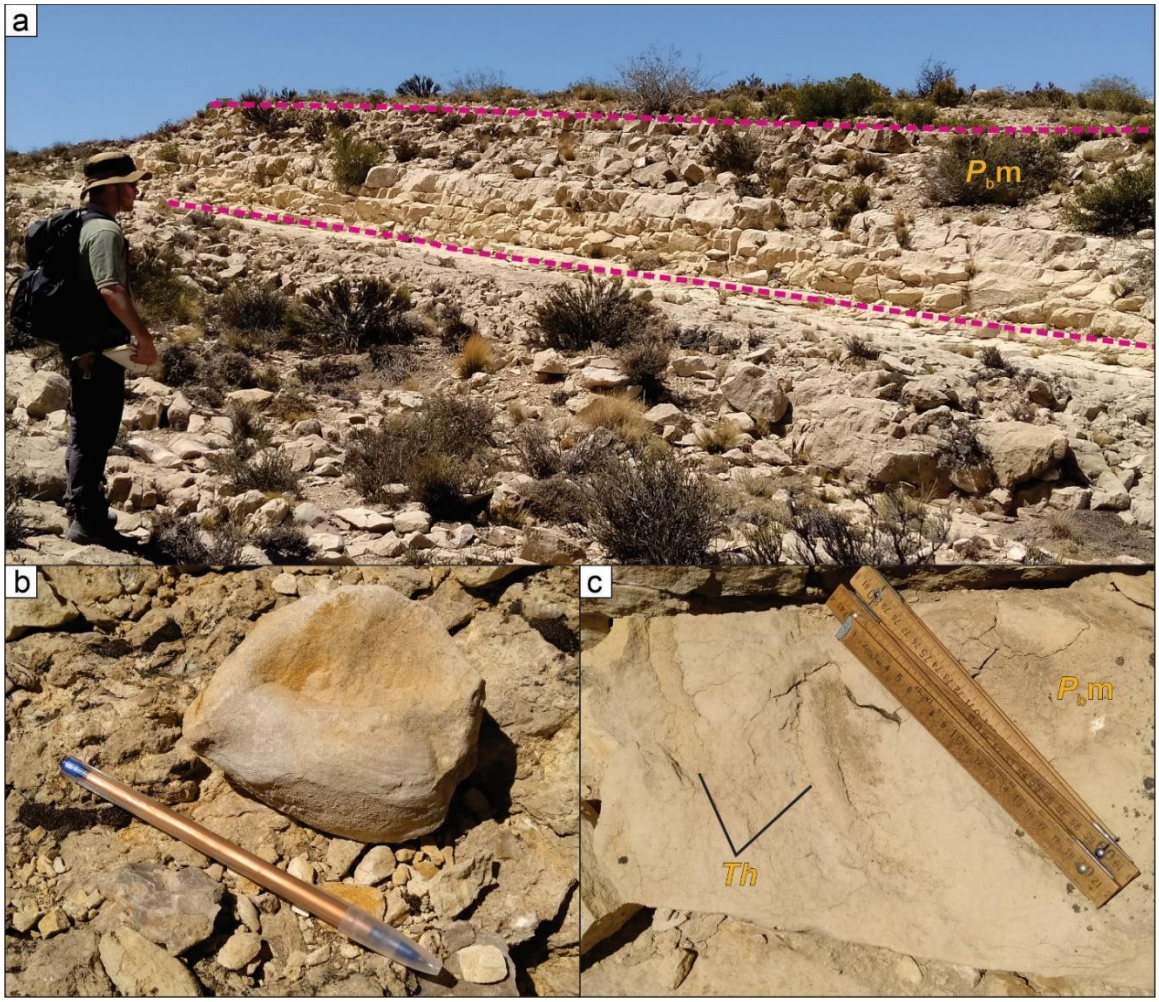


Figura 4.23. Litofacies de *packstones* bioclásticos masivos (P_bm). a) Depósito característico de la litofacies P_bm con marcada geometría tabular aflorante en la sección cuspidal de Picún Leufú. b) Ejemplar de bivalvo infaunal (*Panopaea*) preservado en niveles castaños de la litofacies 18 aflorantes en las inmediaciones del Cerrito Caracoles. c) Traza *Thalassinoides* documentada en niveles de la litofacies de *packstones* bioclásticos masivos (P_bm).

Microfacies 14: *Packstones* pelletoidales dolomitizados (P_pd)

Corresponde al contenido observado bajo lámina delgada de la litofacies P_bm. Se reconoce la microfacies de *packstones* pelletoidales dolomitizados (P_pd), moderadamente a bien seleccionado, compuestos por pellets (50-60%), bioclastos (10-20%) y terrígenos (<5%) inmersos en una matriz micrítica pelletoidal (10-15%), en parte dolomitizada (Figs. 4.24a, b, c). Los pellets son esféricos y se encuentran bien seleccionados (Fig. 4.24d), con tamaños promedio de entre 60 y 70 µm (limo grueso a arena muy fina), y que alcanzan hasta 100 µm (arena muy fina). Los bioclastos pertenecen a espículas de esponjas (80-90%) y bivalvos (10-15%). Las primeras corresponden al tipo *rhaxes*, tienen morfologías reniformes, y exhiben calcitizaciones y dolomitizaciones internas, además de bordes micríticos (Figs. 4.24b, c). Muestran buen redondeamiento y selección, con tamaños aproximados de 100 µm (arena muy fina). Los bivalvos abarcan valvas redondeadas de ejemplares indeterminados, desarticulados, fuertemente calcitizados y con envolturas micríticas. Los terrígenos corresponden a cuarzo muy anguloso, tamaño arena fina (175 µm), y líticos volcánicos intermedios, tamaño limo grueso (50-75 µm), alterados a óxidos, y con bordes irregulares por reemplazo a carbonato de calcio. La matriz está compuesta por micrita recristalizada a pseudoesparita, con reemplazos locales a dolomita (Figs. 4.24a, b, c). Esta última conforma cristales euhedrales, equigranulares, con tamaños de entre 30 y 50 µm (limo grueso) (Fig. 4.24d).

Interpretación: La geometría tabular, el dominio de granulometrías finas y la preservación de bivalvos en posición de vida, permiten asociar estos depósitos a condiciones de baja energía, gobernados por la precipitación *in situ* y decantación de fango carbonático (Flügel 2004). El contenido de infauna cavadora profunda y la bioturbación observada, a su vez, están asociadas a sustratos bien oxigenados (Lazo 2004, Lazo et al. 2005, Maceachern et al. 2007). Por otro lado, la abundancia de partículas peloidales, que le otorgan una textura tipo *packstone* a la roca, tendrían un origen fecal a partir de la actividad de crustáceos, organismos también responsables de la bioturbación reportada (Kietzmann y Palma 2010, Kietzmann et

al. 2010). En este sentido, la dolomitización observada habría sido promovida en etapas tempranas a intermedias de soterramiento, favorecida por la elevada permeabilidad del sedimento rico en partículas pelletoidales.

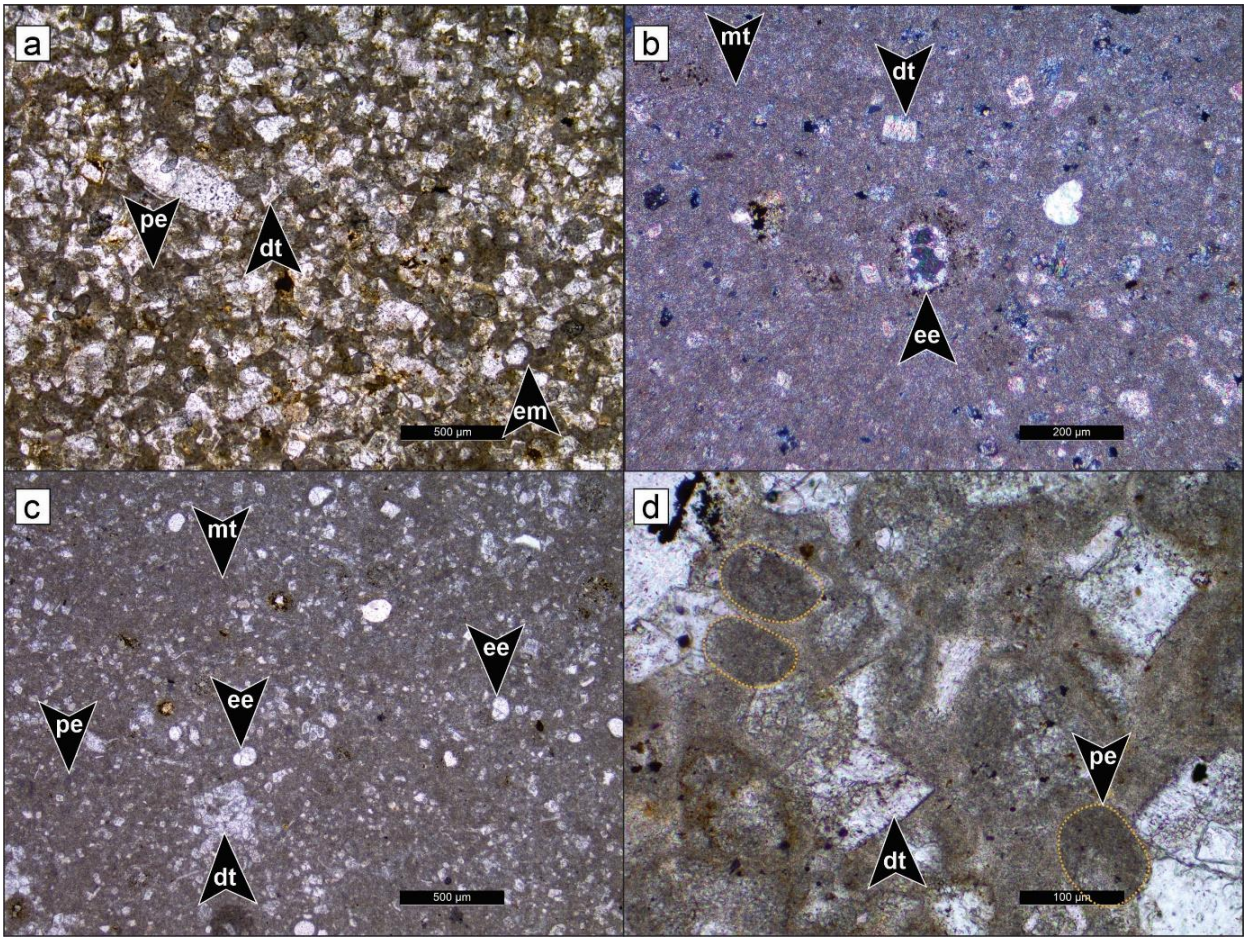


Figura 4.24. *Packstone* pelletoidal dolomitizado. a) Textura general de la microfacies 14 exhibiendo abundante contenido de pellets (pe), además de partículas con envolturas micríticas (em), inmersos en una matriz parcialmente dolomitizada (dt). b y c) Textura general de la microfacies P_pd compuesta por bioclastos (ee) y pellets (pe) embebidos en una matriz micrítica recristalizada a pseudoesparita y parcialmente reemplazada a dolomita (dt). d) Detalle de pellets (pe) identificados junto a cristales euhedrales de dolomita (dt). Imágenes a), c) y d) vistas con nicoles paralelos. Imagen b) vista en nicoles cruzados.

Litofacies 19: *Packstones/grainstones* con laminación heterolítica (*P/G*ht)

Corresponde a niveles tabulares castaño grisáceo (Fig. 4.25a), si bien en sección fresca son grises, con espesores comprendidos entre 20 y 50 centímetros. Exhiben contactos planos y netos, e internamente

están constituidos por una alternancia de láminas, de entre 1 y 2 mm de espesor, distinguibles por tonalidades castaño claras y oscuras que preservan laminación horizontal y laminación ondulítica de corriente, además de superficies de corte y relleno levemente erosivas (Figs. 4.25b, c). En algunos sectores se destaca la presencia de bioturbación a partir de estructuras tubulares que obliteran la laminación de la roca (Fig. 4.25c). Esta litofacies ha sido documentada en las secciones de Mallín de los Caballos, Los Catutos y Arroyo Covunco, comprendiendo una proporción del 10% en el primer caso y un 6% para los restantes dos perfiles. En total abarca un espesor de 28 m y se encuentra asociada con la microfacies 15 (*P/G*$_p$ht, *packstones/grainstones* peloidales con laminación heterolítica).

Microfacies 15: *Packstones/grainstones* peloidales con laminación heterolítica (*P/G*$_p$ht)

Corresponde al contenido observado bajo lámina delgada de la litofacies *P/G*ht. Se compone por bioclastos (40-70%), intraclastos (<10%), terrígenos (5%) y matriz (30-40%). Por sectores se observa una microlaminación definida por la alternancia de capas ricas en micrita y niveles de mayor contenido bioclástico, estos últimos exhibiendo partículas dispuestas subparalelas a la laminación de la roca, algunas de ellas imbricadas e incluso definiendo superficies de óndulas distinguibles a escala milimétrica (Figs. 4.26a, b, c).

Los bioclastos corresponden mayormente a placas radiales y braquiales de microcrinoideos saccocómidos (50-70%), desarticuladas y fragmentadas, con tamaños que van desde los 20 y 30 µm (limo medio) a los 1500 µm (arena muy gruesa) (Fig. 4.26d). Las mismas exhiben aspecto sucio y microporoso, disponiéndose alineadas con la microlaminación de la roca. Continúan en orden de abundancia radiolarios spumelláridos y nasellárido calcitizados (10-20%) con diámetros de hasta 200 µm (arena fina). En similar proporción (5-20%) se observan espículas de esponjas tipo *rhaxes* (Fig. 4.26e), de morfología reniforme y con calcitizaciones internas, mientras que en cantidades despreciables continúan foraminíferos miliólidos (3-5%) y calciesferas (<1%).



Figura 4.25. Litofacies de *packstones/grainstones* con laminación heterolítica (*P/G*ht). a) Depósito tabular y de coloración castaña de la litofacies *P/G*ht aflorante en las inmediaciones de Los Catutos. b) *Packstone* heterolítico con desarrollo de estructuras tractivas y erosivas, de óndulas (línea llena) y de corte y relleno (línea punteada), respectivamente. c) Bioturbación y óndulas de corriente observables en muestra de mano correspondiente a la litofacies *P/G*ht.

Los intraclastos son subredondeados, con selección moderada y abarcan fragmentos micríticos (Fig. 4.26e) y de rocas con textura *wackestone/packstone* bioclástico. Exhiben tamaños promedio de entre 40 y 70 µm (limo grueso), alcanzando hasta 100 µm (arena muy fina), y conforman acumulaciones densas que muestran imbricación. Los terrígenos corresponden a clastos de cuarzo y líticos volcánicos. El cuarzo es monocristalino, anguloso y con extinción *flash*. Presenta buena selección, dentro de la moda arena muy fina, en tanto que los líticos son mesosilícicos, subredondeados y se encuentran en parte alterados a minerales opacos. La matriz se compone por micrita, mostrando por sectores bandeados discontinuos de materia orgánica amorfa (Fig. 4.26f) y acumulaciones de pirita framboidal.

Interpretación: El abundante contenido de fauna pelágica, como microcrinoideos saccocómidos, radiolarios y calciesferas, indica un entorno marino y de baja energía, dominado por decantación. Sin embargo, la laminación horizontal y laminación ondulítica de corriente son atribuidas a la migración de lecho plano de bajo régimen y de óndulas de corriente, respectivamente, asociadas con la presencia de flujos tractivos (Schieber et al. 2010, 2013, Schieber 2011, Plint et al. 2012, Kietzmann et al. 2014a, b). Los mismos tienen la capacidad de erosionar el sustrato, incorporar material y transportarlo como carga de lecho (Schieber et al. 2013, Yawar y Schieber 2017), explicando el contenido intraclástico observado, además de las estructuras de corte y relleno.

Por otro lado, los miliólidos y las espículas de esponjas, ambos descritos bajo lámina delgada, sugieren el aporte alóctono desde zonas someras (Afşar et al. 2014, Kietzmann et al. 2020), probablemente a partir de flujos gravitatorios producidos durante tormentas (Aigner 1982, Kietzmann y Palma 2011). En este sentido, la bioturbación documentada indicaría la colonización del sustrato fomentada por mecanismos generadores de corrientes de fondo capaces de oxigenar el fondo marino (Bentley et al. 2006, Paz et al. 2022b, 2023).

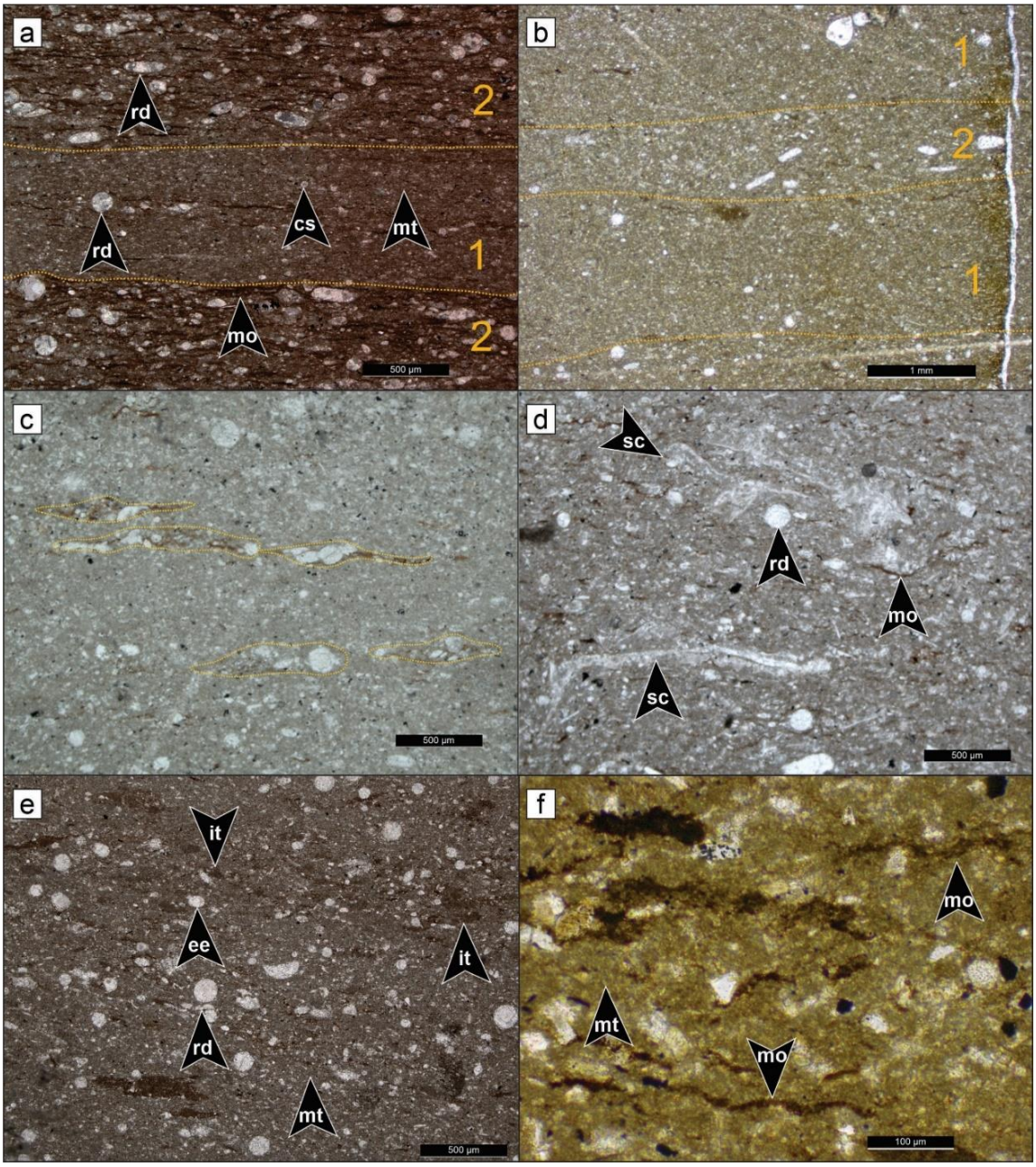


Figura 4.26. Imágenes de corte delgado de la microfacies *packstones/grainstones* peloidales con laminación heterolítica. a) Microlaminación característica de la microfacies *P/G*$_p$ht donde alternan capas micríticas (1) con mayor proporción de matriz (mt) y escasos bioclastos de radiolarios (rd) y calciesferas (cs) junto a bandas de mayor contenido bioclástico (2), ricas en radiolarios (rd) y materia orgánica (mo). b) Alternancia similar a la descrita en la Figura 4.26a, compuesta por bandas micríticas (1) alternando con sectores que aglutinan mayor proporción bioclástica (2). c) Partículas imbricadas y desarrollo de óndulas (línea punteada amarilla) observadas en la microfacies *P/G*$_p$ht. d) Bioclastos de crinoideos saccocómidos (sc), de hasta 1,5 mm de diámetro, junto a radiolarios spumelláridos, embebidos en una matriz micrítica que preserva bandeados de materia orgánica (mo) dispuestos subparalelos a la laminación de la roca. e) Partículas intraclásticas de composición micrítica (it), dispuestas subparalela a la laminación de la roca, junto a abundantes bioclastos de radiolarios (rd). f) Bandeados de materia orgánica (mo) característicos de la microfacies *P/G*$_p$ht, alternando con sectores ricos en matriz (mt) en parte recristalizada. Todas las imágenes se observan en nicoles paralelos.

Litofacies 20: *Packstones/grainstones* intraclásticos laminados gris oscuro (*P/G*$_i$hgo)

Corresponde a cuerpos tabulares, de entre 15 y 50 cm de espesor, con contactos planos y netos, y coloración gris oscura, que generan resaltos de mayor dureza en comparación a los estratos circundantes (Fig. 4.27a). Presentan aspecto arenoso debido al alto contenido de intraclastos oscuros (Fig. 4.27b) y muestran laminación horizontal y óndulas de corriente de baja altura definidas por intraclastos micríticos (Fig. 4.27c). Preservan escamas de peces, coprolitos y moldes de amonites (Fig. 4.27d), estos últimos rellenos por micrita y pellets. Esta litofacies comprende una proporción de 22% en Yesera del Tromen, de 11% en Puerta Curaco, de 9% en Chacay Melehue, de 8% en Arroyo Mulichinco, de 6% en Mallín de los Caballos y de 4% en Los Catutos y Arroyo Covunco. En total abarca un espesor de 44,5 m y se encuentra asociada con la microfacies 16 (*P/G*$_i$h, *packstones/grainstones* intraclásticos laminados).

Microfacies 16: *Packstones/grainstones* intraclásticos laminados (*P/G*$_i$h)

Corresponde al contenido bajo lámina delgada de las litofacies *P/G*$_i$hgo. Cabe aclarar que, si bien esta microfacies se adjudica a un único proceso sedimentario, se han observado dos tipos texturales: *packstones/grainstones* intraclásticos pobres en materia orgánica, los cuales fueron reconocidos para las secciones del *foreset* (Los Catutos, Arroyo Covunco y Mallín de los Caballos), y *packstones/grainstones* intraclásticos ricos en materia orgánica, identificados dentro del *bottomset* (Yesera del Tromen, Puerta Curaco, Arroyo Mulichinco y Chacay Melehue).

El primer caso muestra rocas que se componen por intraclastos (35-50%), bioclastos (20-30%), terrígenos (5-10%) y restos fosfáticos (<2%), inmersos en una matriz alomicrítica (20-30%) (Fig. 4.28a). Los intraclastos son micríticos (Figs. 4.28a, b), subredondeados, en ocasiones subangulares, y se encuentran moderadamente seleccionados dentro de los 40 a 70 µm (limo grueso), si bien algunos ejemplares son de hasta 100 µm (arena muy fina).

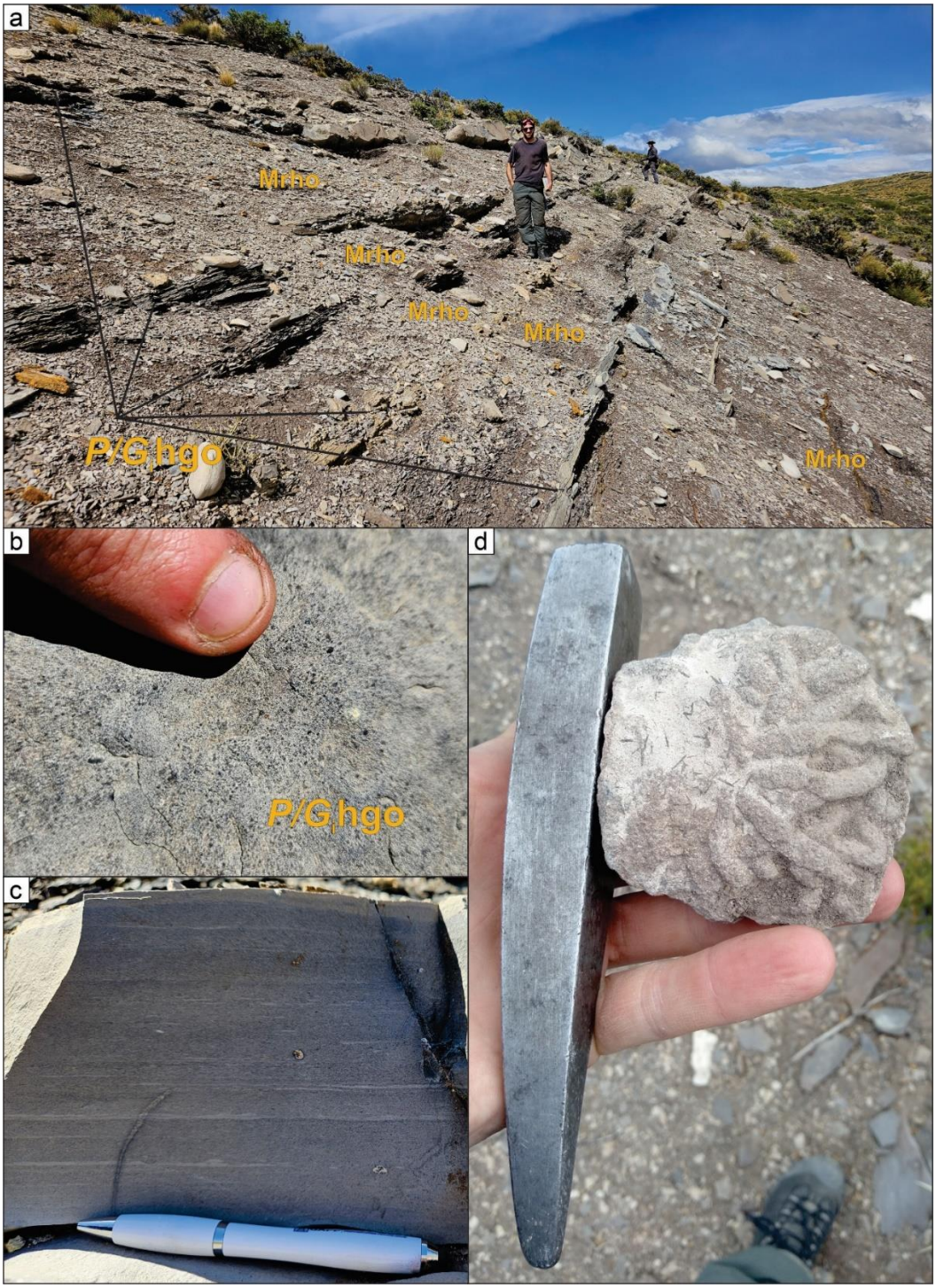


Figura 4.27. Litofacies de *packstones/grainstones* intraclásticos laminados gris oscuro (*P/G*ihgo). a) Estratos tabulares de *packstones/grainstones* intraclásticos (*P/G*ihgo), preservados entre litosomas margosos (Mrho) de menor dureza, aflorante en las inmediaciones de la Yesera del Tromen. b) Aspecto arenoso de la litofacies *P/G*ihgo producto del alto contenido de intraclastos oscuros. c) Laminación horizontal y óndulas de baja altura reconocidas en la litofacies *P/G*ihgo. d) Coprolitos asociados a niveles con amonites documentados en *packstones* intraclásticos aflorantes en la sección de Puerta Curaco.

Los bioclastos corresponden a crinoideos, espículas de esponjas, bivalvos, radiolarios, ostrácodos, foraminíferos y calciesferas (Figs. 4.28a, b). Dominan las placas desarticuladas de crinoideos saccocómidos (40-70%), en su mayoría fragmentadas, aunque se observan partículas enteras de hasta 500 µm (arena media, Fig. 4.28b). Las espículas de esponjas (5-40%) corresponden al tipo *rhaxes*, se encuentran calcitizadas y abarcan tamaños promedio de 100 µm (arena muy fina). Los bivalvos (10%) incluyen valvas fragmentadas de ostras con textura filamentosa y tamaños que van desde 200 µm (arena fina) hasta 1500 µm (arena muy gruesa). Los radiolarios (<5%) comprenden escasos ejemplares de spumelláridos y nasellárido calcitizados. En cantidades despreciables completan la fracción bioclástica foraminíferos miliólidos (3%), calciesferas (1-3%) y ostrácodos articulados (1%). Los terrígenos abarcan mayormente individuos de cuarzo monocristalino (Figs. 4.28a, b), anguloso, con extinción *flash* y tamaños de hasta 200 µm (arena fina), y cantidades despreciables de muscovita, de hábito laminar y tamaños de hasta 300 µm (arena media). La matriz se compone por micrita, presentando distinto grado de recristalización a microesparita y pseudoesparita (Figs. 4.28a, b). De manera localizada se observaron acumulaciones de materia orgánica y pirita framboidal (1%).

La microfacies de *packstones/grainstones* intraclásticos ricos en materia orgánica se compone por intraclastos (50-60%) y bioclastos (5-10%) inmersos en una matriz alomicrítica (40-50%). Los intraclastos son micríticos, aunque en menor medida se observan partículas con textura de *wackestone* (Fig. 4.28c). Muestran buen redondeamiento y presentan moderada selección, con tamaños comprendidos entre los 80 y 200 µm (arena muy fina a arena fina), si bien algunos ejemplares alcanzan hasta 500 µm de diámetro (arena gruesa). Dichas partículas pueden formar acumulaciones densas, de 0,5 mm de espesor, que alternan con bandas ricas en matriz definiendo una microlaminación (Figs. 4.28c, d). Los bioclastos corresponden a escasos ejemplares de radiolarios calcitizados (Spumellaria y Nasellaria) que no exceden los 200 µm (arena fina) y que en ocasiones suelen alinearse con los bandeados intraclásticos (Fig. 4.28d).

La matriz se compone por alomicrita, partículas peloidales micrométricas y fragmentos de bioclastos indeterminados que no exceden los 20 µm (limo medio). Presenta grado variable de recristalización a pseudoespartia e incluso calcita, en tanto que por sectores aglutina parches y bandeados de materia orgánica.

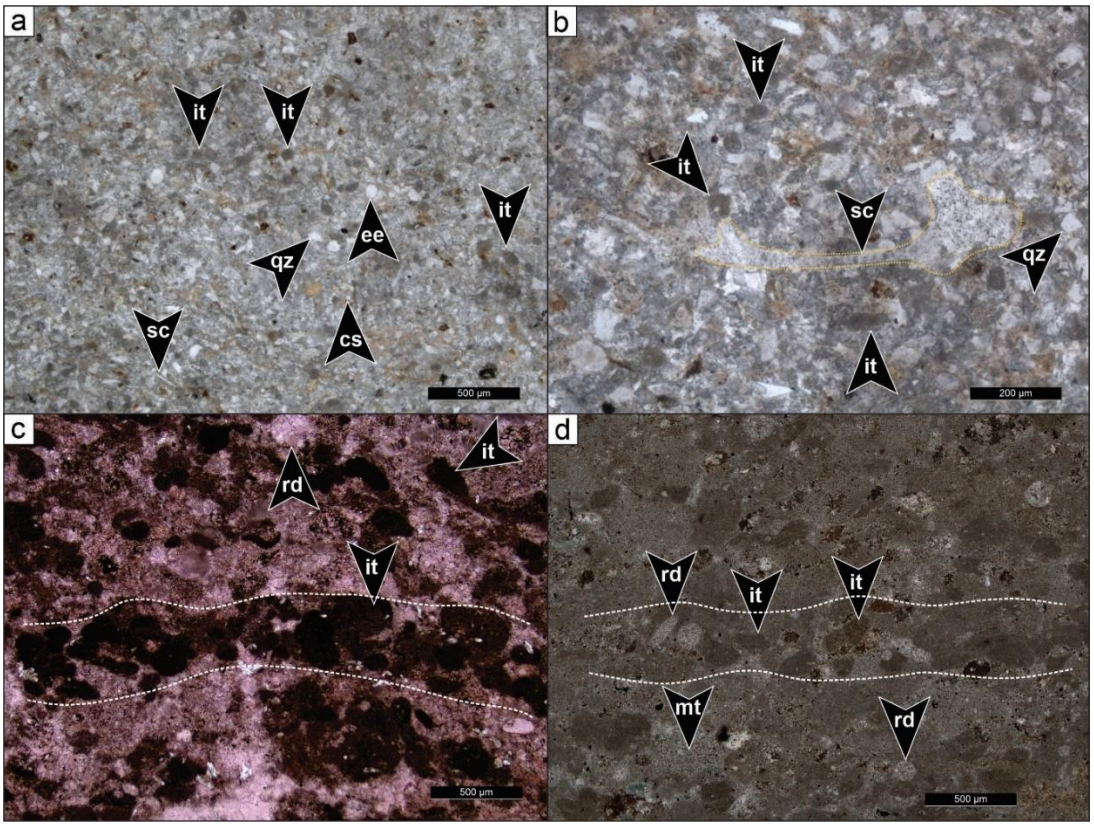


Figura 4.28. *Packstones/grainstones* intraclásticos laminados. a) Imagen en nicoles paralelos exhibiendo la textura general de un *packstone* intraclástico moderadamente a bien seleccionado. b) Imagen microscópica con nicoles paralelos de la microfacies *P/G*ih caracterizada por un elevado contenido de intraclastos micríticos (it) junto a bioclastos de calciesferas (cs), espículas de esponjas (ee) y crinoideos saccocómidos (sc), con escasos terrígenos de cuarzo (qz). Notar el bioclasto de crinoideo tamaño arena media (línea puntada amarilla). c) Imagen en nicoles paralelos de la microfacies de *P/G*ih, con amplio contenido de intraclastos (it), que conforman un bandeado (línea punteada blanca), que preserva ejemplares de radiolarios (rd) inmersos en una matriz con grado variable de recristalización. d) Imagen en nicoles paralelos de bandeados intraclásticos (línea punteada blanca) que muestra la imbricación de bioclastos (rd) e intraclastos (it), alternando con sectores enriquecidos en matriz (mt).

Interpretación: Por un lado, esta litofacies/microfacies muestra un elevado contenido de fauna planctónica y fango carbonático correspondiente a un entorno de baja energía y dominado por

decantación. Sin embargo, el amplio desarrollo de acumulaciones intraclásticas respondería a la influencia de corrientes de fondo que generan superficies erosivas y retrabajan el mismo sustrato marino (Schieber et al. 2010, 2013, Plint et al. 2012, Kietzmann et al. 2014a). Por otro lado, la presencia de amonites con rellenos micríticos y pelletoidales sugiere retrabajo y/o reelaboración *post-mortem* y posterior relleno durante eventos energéticos, probablemente asociados a tormentas.

Cabe mencionar que aquellos *packstones/grainstones* intraclásticos pobres en materia orgánica muestran una mayor diversidad bioclástica bajo lámina delgada, explicado probablemente por una posición más proximal para los litosomas que preservan esta microfacies, actuando como un receptáculo de partículas derivadas desde zonas someras caracterizadas por mayor productividad (Flügel 2004, Schlager 2005). A su vez, dicha interpretación indicaría una relativa oxigenación del sustrato dentro de esta zona, evitando la preservación de considerables proporciones de materia orgánica. En cambio, los *packstones/grainstones* enriquecidos en materia orgánica muestran menor diversidad bioclástica y altas proporciones de intraclastos, que se corresponden con zonas distales, probablemente sectores de cuenca, de reducida oxigenación (Savrda y Bottjer 1991, Nordberg et al. 2000, Kietzmann et al. 2008, 2016).

Litofacies 21: *Packstones/grainstones* masivos grises (*P/G*mg)

Presenta coloración castaña (Figs. 4.29a, b), aunque en sección fresca son de tonalidad gris oscuro (Fig. 4.29c). Muestran contactos netos y planos, geometría marcadamente tabular y espesores comprendidos entre 30 y 60 centímetros. Generalmente son masivos, preservan moldes de amonites y se encuentran densamente bioturbados (Fig. 4.29c), pudiéndose distinguir la traza de *Chondrites*. Esta litofacies ha sido reconocida en las secciones de Mallín de los Caballos, Los Catutos y Arroyo Covunco, comprendiendo un 30% del perfil para el primer caso y un 23 % para los restantes dos. En total abarca un espesor de 97 m y se encuentra asociado con la microfacies 17 (P_pm, *packstones/grainstones* peloidales masivos).

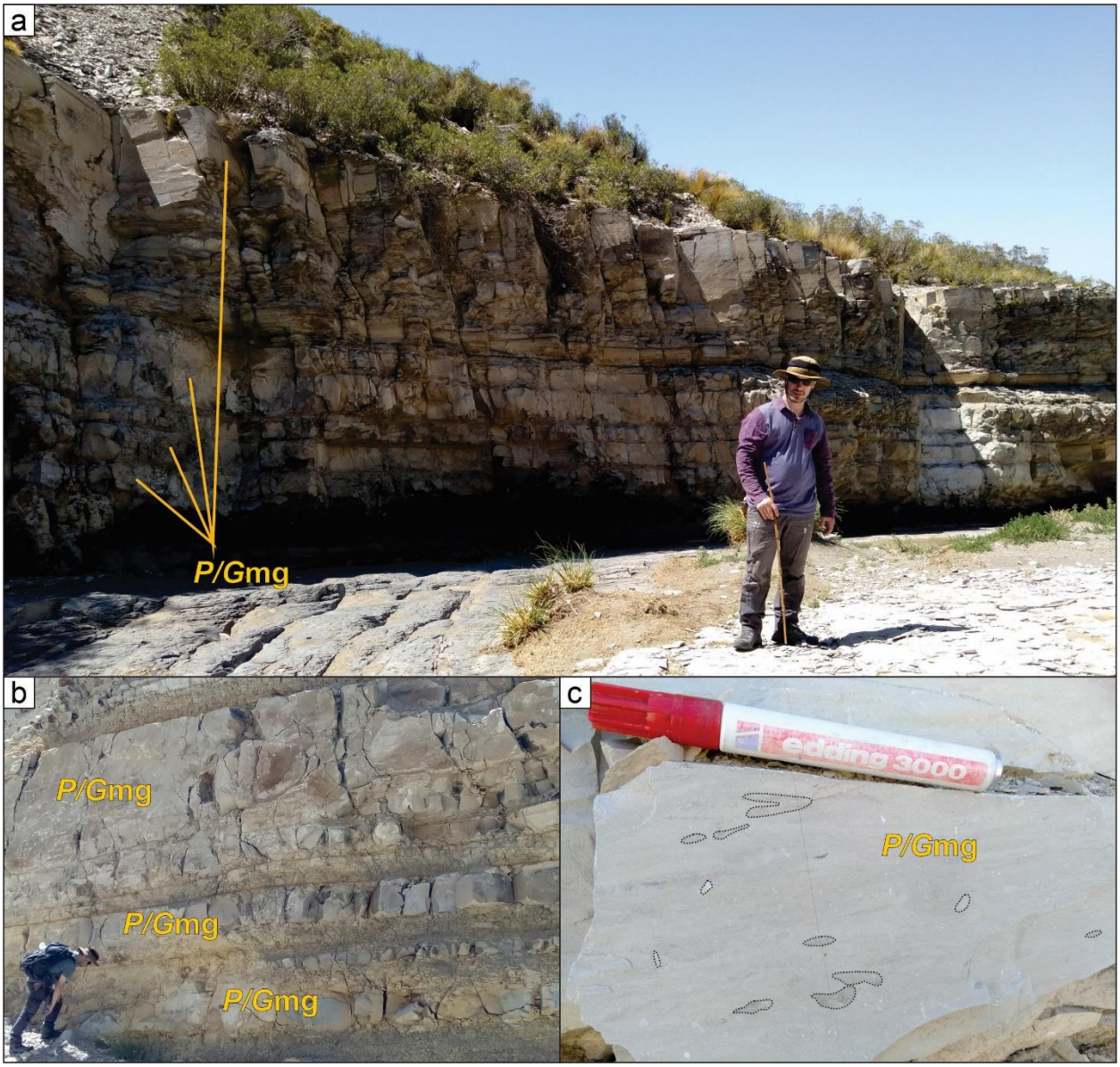


Figura 4.29. Litofacies de *packstones/grainstones* masivos grises. a) Depósito tabular, castaño grisáceo, de la litofacies *P/G*mg aflorante en las inmediaciones de Mallín de los Caballos. b) Niveles tabulares de variables espesores, correspondientes a la litofacies *P/G*mg aflorantes en la zona de Los Catutos. c) Muestra de mano de la litofacies *P/G*mg exhibiendo abundante bioturbación (línea punteada negra).

Microfacies 17: *Packstones/grainstones* peloidales masivos (*P/G*$_p$m)

Corresponde al contenido bajo lámina delgada de la litofacies *P/G*mg. Se compone por pellets (50-60%), bioclastos (10-30%), intraclastos (10-20%), terrígenos (5-10%) y matriz (20-30%). La roca exhibe textura

masiva y aspecto caótico (Figs. 4.30a, b), a excepción de sectores localizados con laminaciones difusas y discontinuas que acumulan pellets y bioclastos. Los pellets son subesféricos a esféricos (Figs. 4.30b, c, d), presentan buena selección y tamaños promedio de entre 15 y 25 µm (limo medio), excepcionalmente alcanzando los 50 µm (limo grueso).

Los bioclastos abarcan principalmente placas de crinoideos saccocómidos (60-70%), elongadas y delgadas (Figs. 4.30b, c), ampliamente fragmentadas y que se encuentran dispersas aleatoriamente en la matriz con tamaños que no exceden los 50 µm (limo grueso). Además, se observa otra moda de ejemplares de hasta 500 µm (arena media) que se disponen subparalelos entre sí, otorgándole una laminación difusa a la roca. Completan la fracción bioclástica radiolarios (5-10%), espículas de esponjas (5-15%), foraminíferos miliólidos (2-3%), calciesferas (1-3%) y ostrácodos (<1%). Los radiolarios comprenden ejemplares de spumelláridos calcitizados, que en ocasiones preservan su estructura interna, con tamaños de entre 200 y 300 µm (arena media). Las espículas de esponjas pertenecen al tipo *rhaxes*, muestran calcitizaciones internas, morfologías reniformes y tamaños aproximados de 70 a 80 µm (arena muy fina). Los foraminíferos son miliólidos y tienen tamaños aproximados de 200 a 300 µm (arena media). Las calciesferas se encuentran bien preservadas, son de pared simple, mientras que los ostrácodos están articulados y rellenos internamente por calcita en mosaico. Los intraclastos son subredondeados, de composición micrítica y con tamaños promedio de entre 30 y 50 µm (limo grueso), esporádicamente comprendiendo los 100 µm (arena muy fina). Los terrígenos incluyen clastos de cuarzo anguloso, bien seleccionado dentro del tamaño limo medio (30 µm), y ejemplares elongados y laminares de biotita y muscovita en cantidades despreciables (<1%).

La matriz es de composición micrítica y muestra un aspecto grumoso por su amplio contenido de pellets (Figs. 4.30b, c, d). Además, se constituye por numerosos fragmentos de partículas bioclásticas indeterminadas, con tamaños del orden de los 10 a 20 µm (limo fino a medio), dispuestos de manera

caótica. Por sectores se encuentra recristalizada a pseudoesparita y calcita microgranular, otorgándole a la roca una textura de *grainstone*. De manera localizada, se observan acumulaciones de pirita framboidal, de tonalidades castaño rojiza por su oxidación a hematita, así como también óxidos de hierro y materia orgánica (<2%).

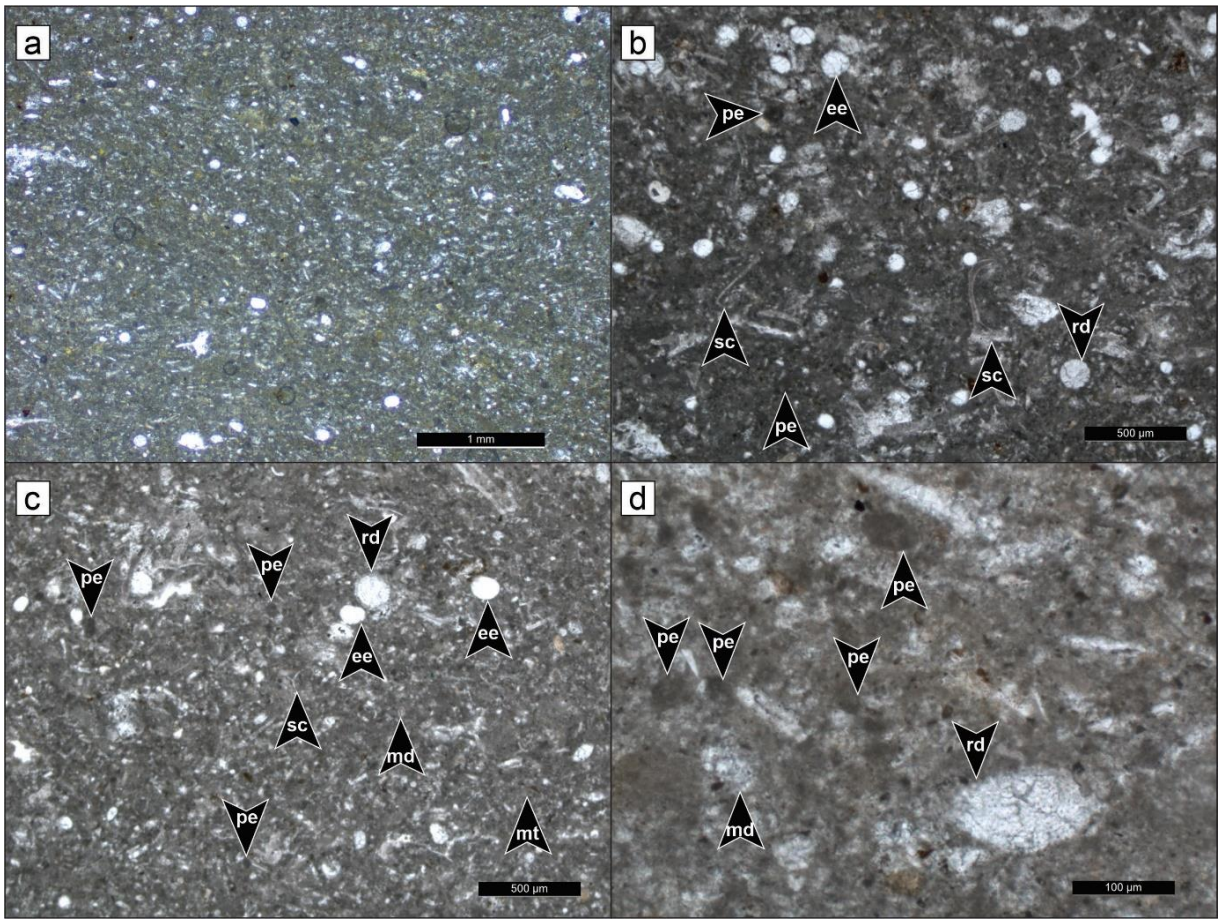


Figura 4.30. *Packstones/grainstones* peloidales masivos. a) Imagen en niocles paralelos que exhibe el aspecto general de la microfacies de *packstones/grainstones* peloidales masivos (*P/G*$_p$m). Imagen en nicoles paralelos. b) Imagen de microscopio en nicoles paralelos exhibiendo el aspecto caótico de la microfacies *P/G*$_p$m, caracterizada por una matriz grumosa peloidal (pe) que aglutina bioclastos de radiolarios (rd), crinoideos (sc) y esponjas (ee). c) Textura característica, bajo nicoles paralelos, de la microfacies *P*$_p$m, caracterizada por una matriz grumosa peloidal (mt) conteniendo partículas como radiolarios (rd), crinoideos saccocómidos (sc), espículas de esponjas (ee) y pellets (pe). d) Imagen con nicoles paralelos detallando los pellets (pe) que conforman parte de la matriz de la microfacies *P/G*$_p$m junto a bioclastos de radiolarios (rd) y foraminíferos (md).

Interpretación: La geometría tabular del depósito, la preservación de fauna pelágica y ostrácodos articulados, sumado a la dominancia de material fino, permiten asociar esta litofacies y su microfacies a procesos de decantación en un ambiente de baja energía. La preservación de pirita framboidal y materia orgánica reflejarían condiciones reductoras del sustrato, aunque no así anóxicas, debido a la intensa bioturbación que se observó (Maceachern et al. 2007, Kietzmann et al. 2008, Paz et al. 2022b). En este sentido, la coexistencia de pirita junto a evidencias de bioturbación podría deberse a un fondo marino, en general, intermitentemente oxigenado, propenso a desarrollar microambientes reductores por degradación local de materia orgánica. Por otro lado, los pellets corresponderían a microcoprolitos de crustáceos, producidos en zonas relativamente proximales, indicando un origen alóctono para estas partículas (Kietzmann et al. 2010, Kietzmann y Palma 2014). La microfacies asociada, *packstones/grainstones* peloidales masivos (*P/G*$_p$m), contiene espículas tipo *rhaxes*, abundantes terrígenos y foraminíferos miliólidos que también sugieren una procedencia desde zonas someras (Afşar et al. 2014, Kietzmann et al. 2020), y alcanzarían este sector a partir de eventos de mayor energía, como las tormentas (Aigner 1982, Kietzmann et al. 2014b).

Litofacies 22: *Packstones/grainstones* oncolíticos masivos (*P/G*$_o$m)

Corresponde a litosomas de coloración castaño claro, aspecto masivo y con contactos planos y netos, en ocasiones levemente ondulados (Fig. 4.31a). Tienen espesores de entre 40 y 50 cm y preservan bioclastos, fragmentados y degradados, de bivalvos (*Lucina*, *Panopaea*, ostras y trigonias), gastrópodos, amonites, corales ramosos y botroidales, además de la traza fósil *Thalassinoides* (Figs. 4.31b, c). Ocasionalmente, se observan cortinas de fango intercaladas, además de niveles silicificados masivos, de coloración castaño rojizo y aspecto nodular (Fig. 4.31d), con diámetros de entre 5 y 30 centímetros. Esta litofacies ha sido documentada en la sección cuspidal del perfil de Picún Leufú, representando una proporción del 1,5% y

abarcando un espesor de 5 metros. Adicionalmente, se encuentra representada bajo lámina delgada por la microfacies 18 (G_o, *grainstones* oncolíticos).

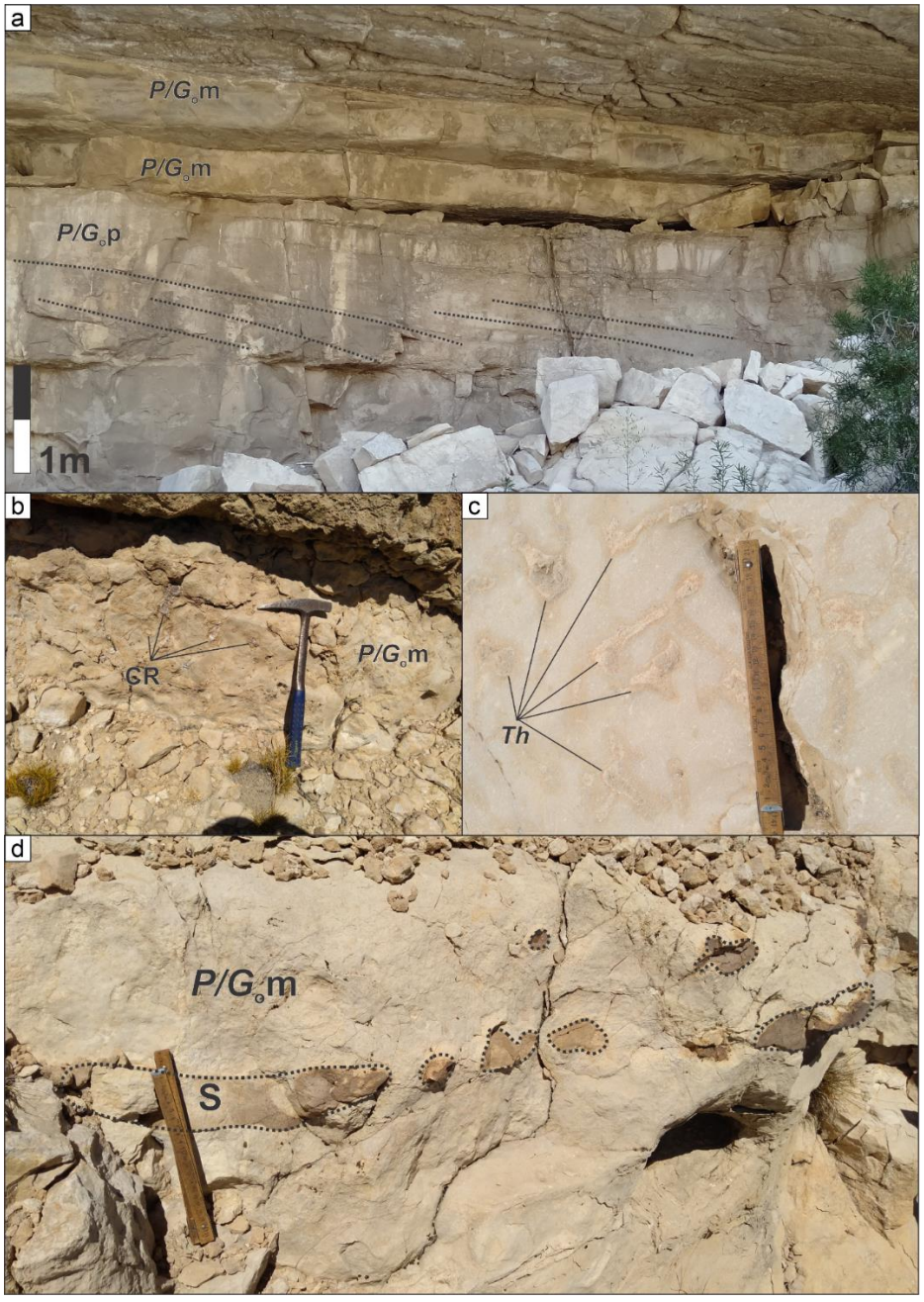


Figura 4.31. *Packstones/grainstones* oncolíticos. a) Imágenes de afloramiento de las litofacies de *packstones/grainstones* oncolíticos, tanto masivos (P/G_om) como con estratificación entrecruzada tabular planar (P/G_op), esta última exhibiendo las caras de avalancha (línea negra punteada). b) Imagen de afloramiento de nivel masivo de *packstone/grainstones* oncolítico (P/G_om) con fragmentos de corales ramosos (CR). c) Galerías bioturbadas con *Thalassinoides* (*Th*) preservadas sobre niveles de la litofacies P/G_om. d) Horizonte de nódulos de sílice (S) preservados entre litosomas de la litofacies de *packstones/grainstones* incolíticos masivos (P/G_om).

Microfacies 18: *Grainstones* oncolíticos (G_o)

Corresponde al contenido observado bajo lámina delgada de las litofacies *P/G*$_o$m y *P/G*$_o$p. Se distingue la microfacies de *grainstones* oncolíticos (G_o) con selección moderada a buena dentro de la moda arena fina a media, y buen redondeamiento de las partículas (Fig. 4.32a). Exhiben contactos mayormente tangenciales, e incluso textura flotante, debido a la temprana cementación, aunque por sectores se observan contactos de tipo rectos. Se componen por alloquímicos (90%) y cemento (10%). Los primeros abarcan fragmentos no esqueletales (80-95%), como oncoides, cortoides, intraclastos y pellets, junto a cantidades variables de bioclastos (5-15%) de ostras, bivalvos, esponjas, equinodermos, gastrópodos y ostrácodos.

Los oncoides (70-75%) son subredondeados a redondeados, de composición micrítica y tienen núcleos de terrígenos, como cuarzo anguloso y líticos volcánicos, además de pellets, espículas de esponjas (*rhaxes*), valvas de bivalvos indeterminados, cortoides e intraclastos micríticos. En ocasiones presentan núcleos compuestos y alcanzan tamaños máximos de 500 µm (arena media a gruesa), aunque en promedio son de 150 a 200 µm (arena fina). Los cortoides (5-10%) pertenecen a valvas de ostras, placas de equinodermos y bivalvos indeterminados, estos últimos ampliamente calcitizados. Exhiben envolturas micríticas, bordes redondeados y tamaños de hasta 1000 µm (arena gruesa). Los intraclastos (5-10%) comprenden partículas micríticas, subredondeadas, en ocasiones subangulosas, y tamaños de entre 400 y 1000 µm (arena media a gruesa). Pueden exhibir recristalizaciones a pseudoesparita y reemplazos a calcedonia (Figs. 4.32b, c). Los pellets (5-10%) conforman acumulaciones densas, de buena selección, que rellenan cavidades internas de conchillas y caparazones. Son subesféricos y tienen diámetros de 20 a 30 µm (limo medio).

Dentro de la fracción bioclástica, los bivalvos representan entre un 30 y 50%, comprenden valvas elongadas de ostras y ejemplares indeterminados. Para ambos casos se encuentran fragmentadas y desarticuladas, exhibiendo envolturas micríticas, calcitizaciones y reemplazos parciales a calcedonia.

Ocasionalmente, alcanzan tamaños de entre 1 y 3 mm (arena muy gruesa a sábulo) con rellenos internos de composición pelletoidal. Las esponjas (20-25%) pertenecen a espículas tipo *rhaxes* que muestran calcitizaciones internas y envolturas micríticas. Presentan morfologías reniformes y tamaños de hasta 100 µm (arena muy fina). Suelen conformar parte del núcleo de los oncoides, o bien se encuentran como relleno de cavidades internas de bioclastos. Las placas de equinodermos (20-25%) tienen bordes redondeados, se caracterizan por su aspecto microporoso y desarrollo de textura sintaxial. Los gastrópodos (5-10%) comprenden ejemplares calcitizados, en ocasiones enteros, con tamaños de hasta 3 mm (sábulo). Muestran rellenos internos compuestos por pellets, intraclastos, oncoides y bioclastos. Los ostrácodos (<2%) se encuentran articulados, localizados dentro de cavidades de bioclastos, como gastrópodos (Fig. 4.32d), presentando envolturas micríticas y rellenos calcíticos. El cemento es de calcita microgranular, fibrosa, en mosaico y poiquilítica. En menor medida se observó cemento ocluyente de calcedonia.

Interpretación: Por un lado, la microfacies asociada (G_o) a esta litofacies muestra una dominancia de oncoides como parte de las partículas, además de buena selección, que se atribuyen a zonas de alta energía con frecuente retrabajo y rolido del material (Strasser 1986, Flügel 2004). Este aspecto se ve también reflejado en la fragmentación que exhiben los bioclastos, con desarrollo de bordes redondeados, y en la preservación de intraclastos micríticos. En contraposición, se observan amplios procesos de micritización y rellenos pelletoidales que representarían etapas de aguas calmas junto a la estabilización del sustrato, continuado del accionar de organismos fotosintéticos y crustáceos que generan las envolturas micríticas y los pellets, respectivamente (Enos 1983, Kietzmann et al. 2010, Kietzmann y Palma 2010, 2014). Dichos procesos actuarían durante la diagénesis temprana, a la vez que los reemplazos y/o cementos de calcedonia también estarían asociados a este estadio, aunque evidenciando la interacción con aguas meteóricas (Scholle y Ulmer-Scholle 2003).

Considerando los atributos mencionados, además del aspecto masivo del depósito y la alternancia que guarda con niveles con estratificación entrecruzada tabular planar, esta litofacies es interpretada como complejos de barras oncolíticas longitudinales (Flügel 2004, Schlager 2005). Por otro lado, la bioturbación observada, los procesos de micritización y la diversa fauna preservada, incluyendo hábitos cavadores, se corresponde con condiciones marino normales, de baja batimetría y sustratos arenosos bien oxigenados (Lazo 2004, Lazo et al. 2005, Armella et al. 2007, 2008). La silicificación se interpreta como diagénesis temprana asociada a circulación de fluidos, posiblemente favorecida por mezcla meteórica-marina y/o por disponibilidad local de sílice biogénica, debido a la preservación de espículas de esponjas, pudiendo ocurrir durante etapas de somerización y estabilización del sustrato (Longman 1980).

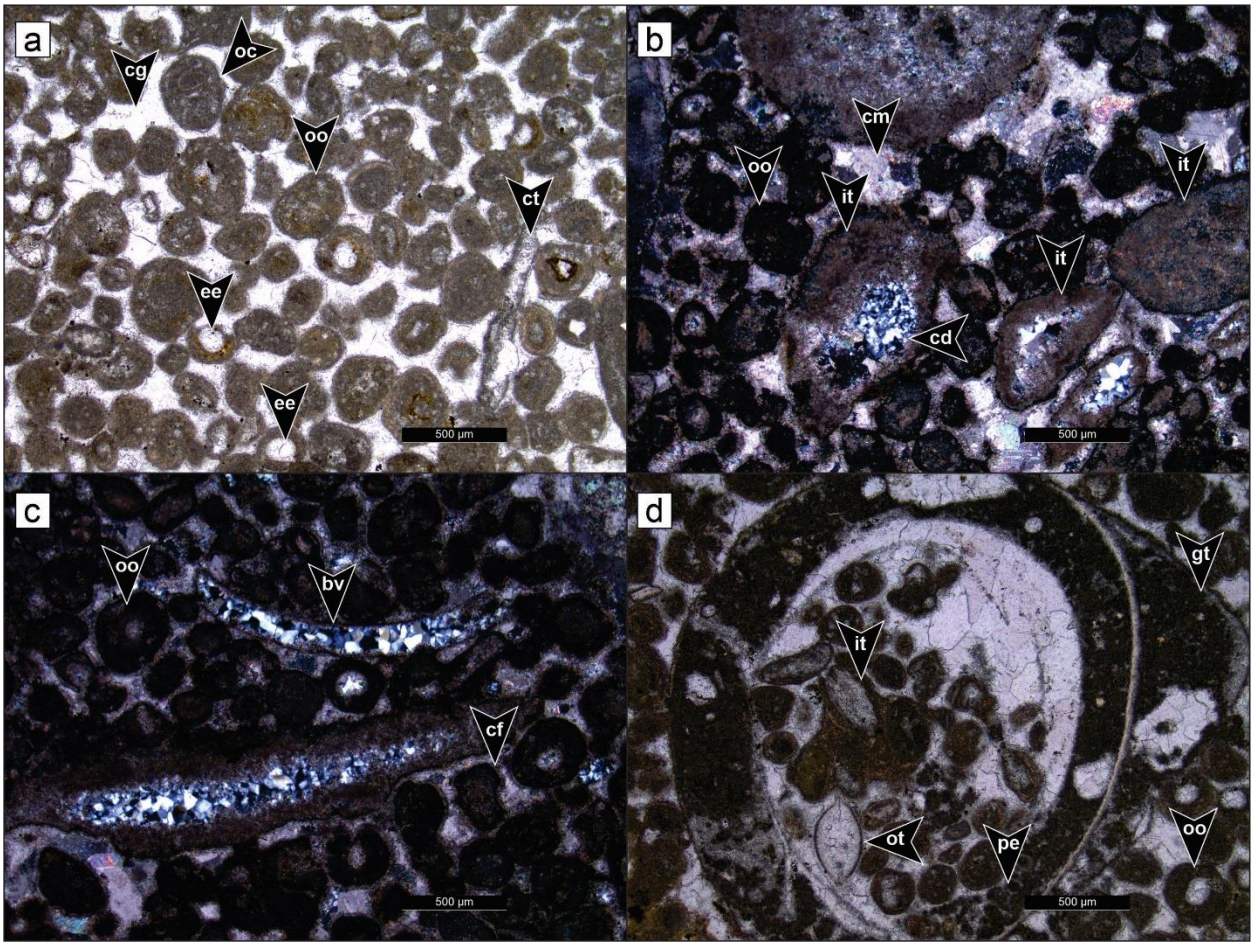


Figura 4.32. *Grainstones* oncolíticos. a) *Grainstone* oncolítico con contactos tangenciales, por sectores con textura flotante, con cemento calcítico granular (cg). La imagen se observa en nicoles paralelos y exhibe amplio contenido

de oncoides micríticos (oo), incluso con núcleos compuestos (oc), junto a bioclastos de esponjas (ee) y cortoides (ct). b) Imagen en nicoles cruzados de *grainstone* oolítico con cemento calcítico en mosaico (cm), conteniendo oncoides (oo) e intraclastos micríticos (it), recristalizados a pseudoesparita y con reemplazos a calcedonia (cd). c) *Grainstone* oncolítico con cemento calcítico en mosaico, con bioclastos de bivalvos (bv), que muestran reemplazos a calcedonia (cd), y oncoides (oo) con cemento calcítico fibroso. Imagen en nicoles cruzados. d) *Grainstone* oncolítico conteniendo un bioclasto de gastrópodo (gt) con relleno interno compuesto por pellets (pe), intraclastos (it), oncoides (oo) y ostrácodos (ot). Imagen en nicoles paralelos.

Litofacies 23: *Packstones/grainstones* oncolíticos con estratificación entrecruzada tabular planar (*P/G*$_o$p)

Corresponde a litosomas tabulares, de coloración castaña y con contactos planos y netos (Fig. 4.31a). Presentan espesores de entre 0,4 y 1,5 m que internamente muestran estratificación entrecruzada tabular planar a partir de *sets* de entre 15 y 25 cm de espesor. Preservan bioclastos de bivalvos, gastrópodos y corales, en ocasiones conformando acumulaciones densas en las caras de avalancha. Esta litofacies ha sido documentada en la sección superior del perfil de Picún Leufú, abarcando una proporción del 1,25% y un espesor total de 4 metros. Además, al igual que la litofacies anterior, se encuentra asociada con la microfacies 18 (*G*$_o$, *grainstones* oncolíticos).

Interpretación: Su origen se interpreta a partir de la migración de megaóndulas de crestas rectas generadas como parte del relleno de cuerpos canalizados (Flügel 2004, Schlager 2005). La fauna preservada, así como la microfacies asociada (*G*$_o$), infieren condiciones paleomabientales similares a las explicadas para la litofacies de *packstones/grainstones* oncolíticos masivos (*P/G*$_o$m).

Litofacies 24: *Floatstones/rudstones* bioclásticos masivos (*F/R*$_b$m)

Corresponde a cuerpos lentiformes, de coloración castaño a castaño rojizo, de entre 0,2 y 1,5 m de espesor (Figs. 4.33a, b). Muestran bases levemente onduladas y contactos superiores irregulares. Internamente son masivos y preservan acumulaciones densas de ostras (Fig. 4.33c), tanto articuladas como desarticuladas, inmersas en una matriz de tipo *mudstone/wackestone*. Además, contienen serpúlidos (Fig. 4.33d), gastrópodos y bivalvos infaunales (trigonias, *Eriphyla*, *Lucina*, *Cucullaea*). Los bioclastos

comprenden tamaños de entre 3 y 4 cm, con individuos que alcanzan hasta 10 cm, encontrándose en general fragmentados y dispuestos de manera caótica. Es común la presencia de galerías tubulares, de composición limo-arcillosa, bioturbadas con *Thalassinoides*. Esta litofacies ha sido documentada en las secciones del Cerrito Caracoles y Picún Leufú, representando una proporción del 34,5 y 1%, respectivamente, y abarcando un espesor total de 12 metros. Bajo lámina delgada se asocia con la microfacies 19 (F_b, *floatstones* bioclásticos).

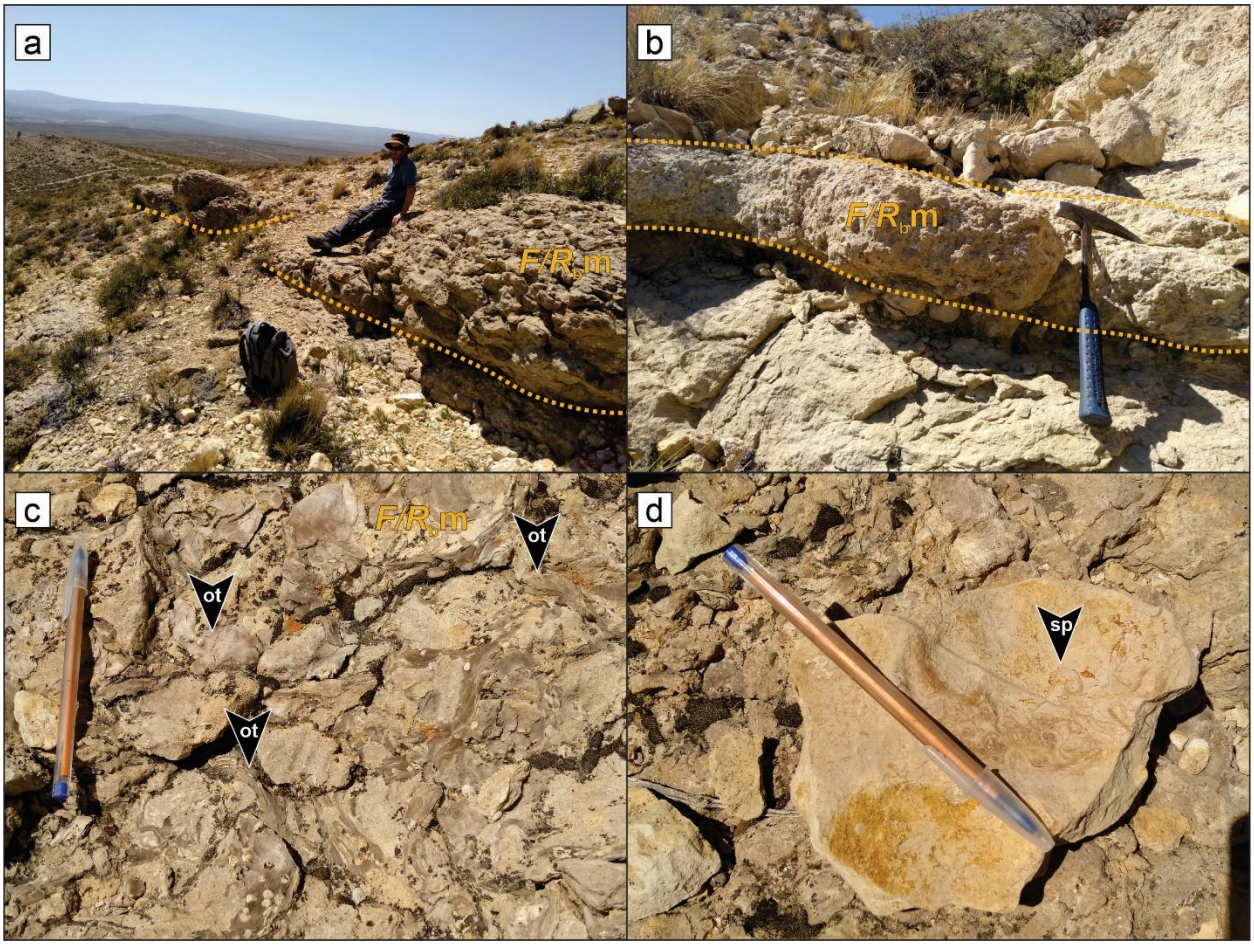


Figura 4.33. *Floatstones/rudstones* bioclásticos masivos. a) Litosomas bioclásticos, discontinuos, de coloración castaño anaranjado de la litofacies *F/R*bm, preservados en las inmediaciones del Cerrito Caracoles. b) Cuerpos lentiformes a tabulares de la litofacies *F/R*bm preservados en la zona de Picún Leufú. Notar el considerable menor espesor con respecto a la imagen a). c) Acumulación densa de bioclastos de ostras (ot) conformando la sección cuspidal de la litofacies *F/R*bm. d) Serpúlidos (sp) preservados en muestra de mano localizada dentro de la litofacies *F/R*bm.

Microfacies 19: *Floatstones* bioclásticos (F_b)

Comprende al contenido observado bajo lámina delgada de la litofacies de *floatstones/rudstones* bioclásticos masivos (*F/R*$_b$m). Consiste en *floatstones* bioclásticos, mal seleccionados, con partículas dispuestas de manera caótica que muestran buen redondeamiento (Fig. 4.34a, b). Se constituyen por aloquímicos (30-40%) y matriz (60-70%). Los primeros abarcan bioclastos mayores a 2 mm de bivalvos (70-80%), gastrópodos (15-20%) y serpúlidos (<10%), que se encuentran flotando en una matriz con textura de *packstone/grainstone* constituida por bioclastos de espículas de esponjas y equinodermos, partículas no esqueletales, como intraclastos, pellets, ooides y cortoides, terrígenos y micrita.

Los bivalvos corresponden a ejemplares desarticulados y fragmentados, en menor medida enteros, de ostras (60-70%), trigonios (15%) y géneros indeterminados (15%). Las ostras exhiben textura foliada y reemplazos a calcita y calcedonia (Fig. 4.34c). Pueden alcanzar tamaños de hasta 3 mm (sábulo) y muestran perforaciones en las conchillas producto de bioerosión, que definen estructuras subesféricas de 0,5 a 2 mm de diámetro, rellenas por pellets, espículas de esponjas y terrígenos (Fig. 4.34d). Los bivalvos restantes suelen estar calcitizados, con envolturas micríticas y tienen tamaños de entre 0,5 mm (arena media) y 2 mm (arena muy gruesa). Los gastrópodos (10-15%) representan ejemplares completos de hasta 4 mm de diámetro (grava). Están calcitizados, exhiben envolturas micríticas y rellenos internos compuestos por pellets, intraclastos micríticos, terrígenos y cortoides (Fig. 4.34e). Los serpúlidos (5-10%) tienen hasta 2,5 mm de diámetro (sábulo) y exhiben rellenos internos de similar composición (Fig. 4.34f).

La matriz es de tipo *packstone*, con moderada a mala selección, si bien algunos sectores exhiben textura de *grainstone* debido al grado variable de recristalización a pseudoesparita y calcita microgranular que presenta la micrita. Los intraclastos (20-30%) muestran moderada selección, con tamaños que van desde 50 a 200 µm (limo grueso a arena fina), alcanzando hasta 400 µm (arena media). Son subredondeados a redondeados y de composición micrítica o bien pertenecen a rocas de textura *wackestone/packstone*. Los

pellets (20-30%) son esféricos y tienen buena selección con tamaños comprendidos entre 30 y 50 µm (limo grueso). Suelen estar dispersos en la matriz, de manera caótica, o bien rellenando cavidades de bioclastos. Las espículas de esponjas (20-25%) corresponden ejemplares calcitizados de tipo *rhaxes*, con tamaños comprendidos entre 50 y 75 µm (limo grueso a arena muy fina). Presentan envolturas micríticas y frecuentemente están rellenando moldes, cámaras internas, o cavidades de bioerosión. Los cortoides (5-10%) corresponden a valvas de bivalvos y fragmentos de bioclastos indeterminados ampliamente calcitizados. Los ooides (5-10%) abarcan partículas redondeadas, fuertemente micritizadas y con tamaños de 100 µm (arena muy fina). Los equinodermos (5%) tienen hasta 1 mm de diámetro (arena gruesa), incluyendo placas y espinas con textura sintaxial y aspecto microporoso. Los terrígenos (<5%) muestran moderada a buena selección, con tamaños comprendidos entre 100 y 200 µm (arena muy fina), e incluyen mayormente partículas de cuarzo anguloso con cantidades subordinadas de líticos volcánicos ácidos e intermedios alterados a arcillas y óxidos de hierro, respectivamente.

Interpretación: El contenido de ostreidos, en ocasiones articulados, indica la preservación *in situ* de estos organismos, que habrían conformado parches de colonias reclinantes identificadas como parabiostromas, construidos sobre un sustrato blando, areno-fangoso (Seilacher et al. 1985, Kershaw 1994). Sin embargo, el retrabajo del material bioclástico estaría asociado a eventos episódicos de mayor energía, como tormentas o flujos gravitatorios someros, que producen una dinámica alternante junto a períodos repetidos de estabilización y colonización del sustrato (Pufahl y James 2006). Por otro lado, la diversidad faunística y la bioturbación observada son propias de un ambiente marino normal y bien oxigenado (Flügel 2004, Maceachern et al. 2007).

A nivel microscópico, la microfacies asociada exhibe características texturales atribuibles al contraste hidrodinámico previamente mencionado, caracterizado por etapas de retrabajo y alta energía, junto a estadios de quietud del sedimento. El primer caso es evidenciado por el tamaño del material transportado,

incluyendo partículas de granulometría arena muy gruesa o sábulo, el buen redondeamiento y elevada fragmentación de los bioclastos, en tanto que los rellenos pelletoidales, la bioerosión y las envolturas micríticas, corresponderían a un estadio de baja energía, dentro de la zona fótica, donde microorganismos, como crustáceos y cianobacterias, colonizan el sustrato (Scholle y Ulmer-Scholle 2003, Kietzmann y Palma 2010, Kietzmann et al. 2010).

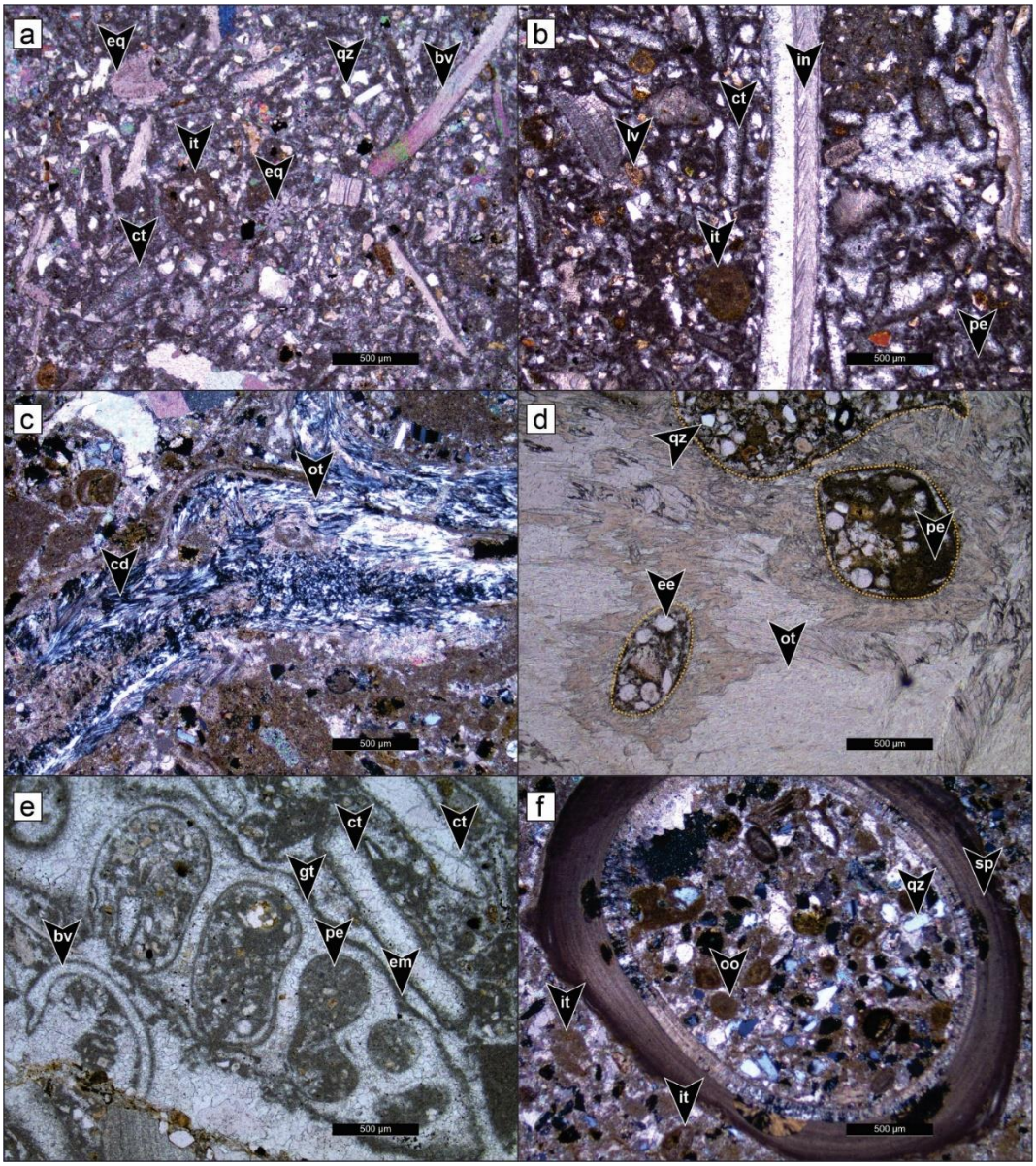


Figura 4.34. *Floatstones* bioclásticos. a) Aspecto general de la microfacies F_b con empaquetamiento denso y caótico, compuesto por bioclastos de bivalvos (bv) y equinodermos (eq), junto a partículas como cortoides (ct), terrígenos de cuarzo (qz) e intraclastos (it). b) Textura general de la microfacies F_b preservando valvas elongadas de ostras (ot) junto

a partículas de cortoides (ct), intraclastos (it), pellets (pe) y líticos volcánicos (lv). c) *Floatstone* bioclástico exhibiendo valva de ostra (ot) con reemplazo parcial a calcedonia (cd), preservando su textura foliada. d) Valva de ostra (ot) con textura foliada y cavidades generadas por bioerosión (línea punteada amarilla) con relleno compuesto por pellets (pe), espículas de esponjas (ee) y terrígenos de cuarzo (qz). e) Bioclasto de gastrópodo calcitizado (gt), con envolturas micríticas (em) y rellenos internos pelletoidales (pe). Adicionalmente se observan cortoides (ct) y bivalvos (bv) fuertemente calcitizados. f) Fragmento de serpúlido (sp) con relleno interno compuesto por terrígenos de cuarzo (qz), intraclastos (it) y ooides (oo). Imágenes a), c) y f) en nicoles cruzados e imágenes b), d) y e) en nicoles paralelos.

Litofacies 25: *Boundstones* con corales ramosos y botroidales masivos (B_cm)

Esta litofacies está compuesta por *boundstones* masivos (B_cm) que conforman cuerpos domales, discontinuos, de entre 40 y 50 cm de espesor y que se extienden lateralmente por 2 a 3 metros. Son de color castaño con contactos netos y ondulados (Fig. 4.35a). Preservan colonias de corales ramosos y botroidales (Figs. 4.35a, b), ambos en posición de vida; localmente los corales ramosos aparecen fragmentados y retrabajados. Las colonias están asentadas sobre una matriz castaña, conformada por *wackestones/packstones* bioclásticos, que preserva galerías bioturbadas con la traza fósil *Thalassinoides*, junto a bivalvos infaunales articulados y ostras fragmentadas y retrabajadas. Estos depósitos han sido documentados en el Cerrito Caracoles y la sección superior de Picún Leufú, comprendiendo una proporción del 4 y 0,5%, respectivamente, y abarcando un espesor total de 3 metros. Además, se encuentra asociada con la microfacies 20 (B_c, *boundstones* con corales).

Microfacies 20: *Boundstones* con corales (B_c)

Corresponde al contenido bajo lámina delgada de la litofacies B_cm. Se distingue la microfacies de *boundstone* con corales, con selección moderada a mala, constituidos por bioclastos (40%), matriz (40-50%) y cemento (10%). La fracción bioclástica abarca septos de corales ramosos (60-70%) y bivalvos (30-40%). Los primeros se encuentran calcitizados y dolomitizados, tienen hasta 2 milímetros de diámetro, y muestran rellenos internos pelletoidales (Fig. 4.36a). Los bivalvos corresponden a trigonias, en ocasiones

articuladas (Fig. 4.36b), y ejemplares indeterminados. Tienen tamaños de hasta 2,5 mm, muestran rellenos internos pelletoidales y envolturas micríticas.



Figura 4.35. Litofacies de *boundstones* con corales ramosos y botroidales masivos. a) Litosoma irregular característico de la litofacies B_cm. b) Colonia de corales ramosos (cr; línea punteada amarilla) de la litofacies B_cm, contenidos en una matriz de tipo *wackestone/packstone* bioclástico. c) Muestra de mano exhibiendo una colonia de corales botroidales (cb) reconocidos en las inmediaciones del Cerrito Caracoles.

La matriz es de tipo *wackestone/packstone* (Fig. 4.36c) y se compone por micrita (30-40%), pellets (30-40%), intraclastos (10-20%), bioclastos (10-20%) y cortoides (<5%). Los pellets son esféricos y tienen buena selección con tamaños de entre 20 a 50 µm (limo medio), excepcionalmente alcanzando los 100 µm (arena

muy fina). Se encuentran rellenando bioclastos y cavidades internas de los mismos, así como también de manera dispersa en la matriz, otorgándole una textura grumosa a la misma. Los intraclastos son subredondeados y están mal seleccionados, alcanzando tamaños de hasta 2 mm (arena muy gruesa). Se componen de micrita, aunque también pertenecen a *wackestones/packstones* bioclásticos con espículas de esponjas, espinas de equinodermos, cortoides y terrígenos (Fig. 4.36d). Los bioclastos que muestra la matriz de tipo *wackestones/packstones* pertenecen a espículas de esponjas tipo *rhaxes* y equinodermos. Las primeras comprenden morfologías reniformes, con calcitizaciones internas, envolturas micríticas y tamaños promedio de 100 µm (arena muy fina). Los equinodermos incluyen placas y espinas de hasta 1000 µm (arena gruesa), con textura sintaxial y aspecto microporoso. Los cortoides están representados por valvas calcitizadas de bivalvos indeterminados, con morfologías elongadas y buen redondeamiento. Tienen mala selección y tamaños de hasta 500 µm (arena media). En algunos casos la matriz micrítica se encuentra recristalizada a pseudoesparita. El cemento es de calcita microgranular y en mosaico, además de dolomita cristalina.

Interpretación: La presencia de corales ramosos requiere batimetrías reducidas, con baja turbidez, buen ingreso de luz solar y disponibilidad de nutrientes favorables para el crecimiento de las colonias (Flügel 2004, James y Wood 2010). Asimismo, el depósito preserva dichas morfologías *in situ*, que coexisten con bivalvos infaunales articulados y la traza fósil *Thalassinoides*, indicando aguas calmas y bien oxigenadas (James 1983, Doyle et al. 2005, Maceachern et al. 2007). En contraposición, el retrabajo parcial a escala macroscópica de los corales ramosos se correspondería con eventos de alta energía, que ante batimetrías reducidas pueden ser generados por el oleaje, las mareas o durante tormentas (Schlager 2005). En este sentido, los corales con morfologías botroidales son características de zonas de moderada a alta energía, adaptándose a condiciones hidrodinámicas fluctuantes (Storlazzi et al. 2011). Tales atributos ambientales habrían impedido la proliferación y el crecimiento de las colonias coralinas, controlados por colonización

en parche y eventos de retrabajo, resultando en su geometría domal de restringida extensión lateral (Insalaco 1999).

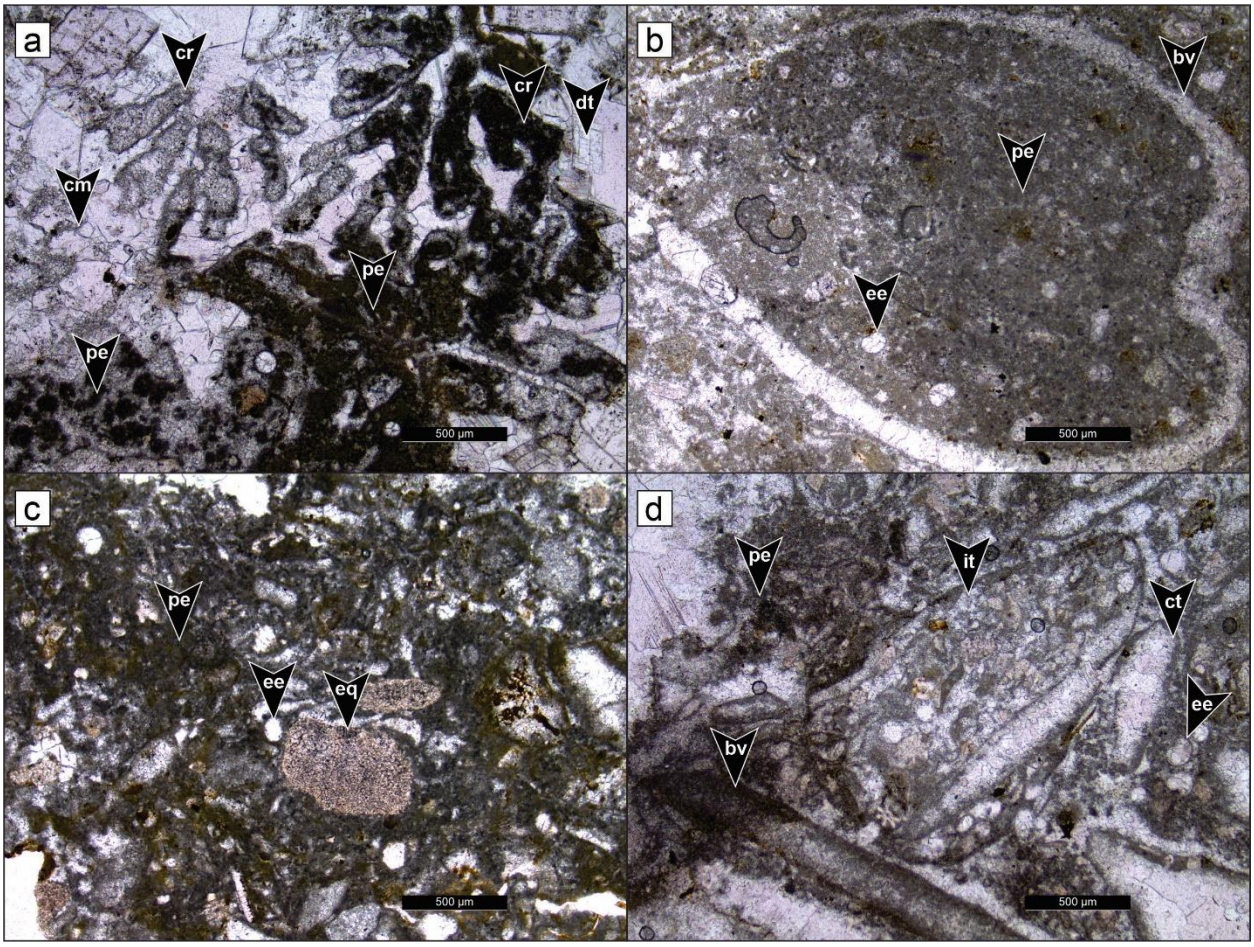


Figura 4.36. Imágenes de microscopio, bajo nicoles paralelos, de la microfacies de *boundstones* con corales. a) *Boundstone* con corales compuesto por septos calcitizados (cr) y con rellenos pelletoidales (pe) junto a cemento calcítico en mosaico (cm) y dolomítico (dt). b) Bivalvo articulado (bv) con relleno de pellets (pe) y bioclastos de espículas de esponjas (ee). c) Matriz de tipo *wackestone/packstone* con amplio contenido de pellets (pe) y bioclastos de equinodermos (eq) y espículas de esponjas (ee). d) Intraclasto de *packstone/grainstone* (it) junto a bioclastos de bivalvos (bv) y esponjas (ee), además de pellets (pe) y cortoides (ct).

En lámina delgada se observa una amplia diversidad de organismos que respaldan las mencionadas características ambientales de buena oxigenación y aguas marinas abiertas. Los extensos procesos de micritización y pelletización se encuentran asociados a muy baja energía y reducidas batimetrías, con precipitación *in situ* de fango carbonático dentro de la interfase agua/sedimento a partir del accionar de

cianobacterias fotosintéticas y crustáceos (Scholle y Ulmer-Scholle 2003, Kietzmann et al. 2010). Por otro lado, las partículas que infieren cierto retrabajo, como los intraclastos, tendrían un origen alóctono, aunque cercano a la zona de depositación (James 1983, Schlager 2005). Los procesos de neomorfismo sobre los corales, originalmente de composición aragonítica, así como los cementos granulares y sintaxiales habrían sido generados en la zona freática y durante la diagénesis temprana, aunque posteriores a la micritización (Longman 1980, Tucker 1993).

4.2.5 LITOFACIES VOLCANICLÁSTICAS

Litofacies 26: Tobas masivas (Tm)

Corresponde a tobas masivas que se disponen en niveles tabulares, de 1 a 5 cm de espesor, con contactos planos y netos. Se encuentran preservadas en todas las secciones analizadas, exhibiendo coloración anaranjada, probablemente por su alteración a arcillas, en las zonas de Los Catutos, Arroyo Covunco, Mallín de los Caballos y Picún Leufú (Fig. 4.37a). Por otro lado, en el área de Arroyo Mulichinco, Chacay Melehue, Puerta Curaco y Yesera del Tromen son de color gris y gris oscuro (Fig. 4.37b) con aspecto arenoso. Suelen estar asociadas a depósitos finos, limo/pelíticos o margosos, comprendiendo una proporción de entre el 1 y el 2%, y alcanzando un espesor total de 7 metros. Esta litofacies se corresponde con la microfacies 21 (Ta, tobas argilitizadas).

Microfacies 21: Tobas argilitizadas (Ta)

Corresponde al contenido bajo lámina delgada de la litofacies Tm. Se distingue la microfacies de tobas argilitizadas (Ta) compuestas por una matriz (95%), de aspecto fibroso y acicular (Fig. 4.38a), que engloba partículas (5%) de cuarzo (95%) y plagioclasa (<5%), con cantidades accesorias (<1%) de filosilicatos, líticos y opacos. La matriz se compone por material vítreo de tonalidades castañas (Fig. 4.38b), exhibe un aspecto fibroso y muestra frecuentes alteraciones a minerales de arcilla de alta birrefringencia (Fig. 4.38c),

probablemente de composición esmectítica. El cuarzo no excede los 200 µm de diámetro (arena fina), es anguloso, con extinción *flash* y de aspecto fresco. La plagioclasa presenta maclado polisintético, se encuentra mayormente fresca y comprende individuos de hábito tabular de no más de 70 µm (limo grueso a arena muy fina). La restante porción clástica abarca saltuarios ejemplares de muscovita (Fig. 4.38d), de aspecto laminar y elongado, además de opacos y líticos intermedios alterados a óxidos de hierro.

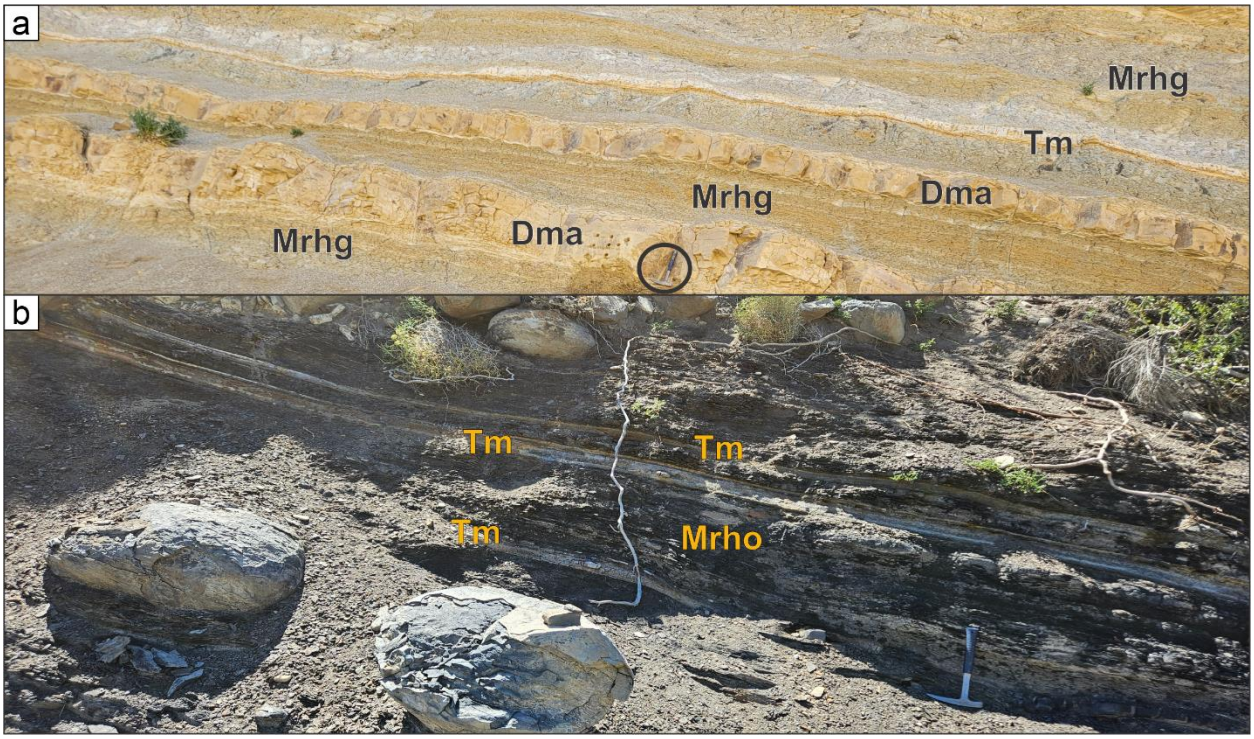


Figura 4.37. Imágenes de afloramiento de la litofacies de tobas masivas. a) Nivel característico de color anaranjado, delgado espesor y con marcada geometría tabular de la litofacies Tm aflorante en la zona de Los Catutos. b) Bancos continuos de coloración grisácea de la litofacies Tm aflorante en las inmediaciones del Arroyo Mulichinco.

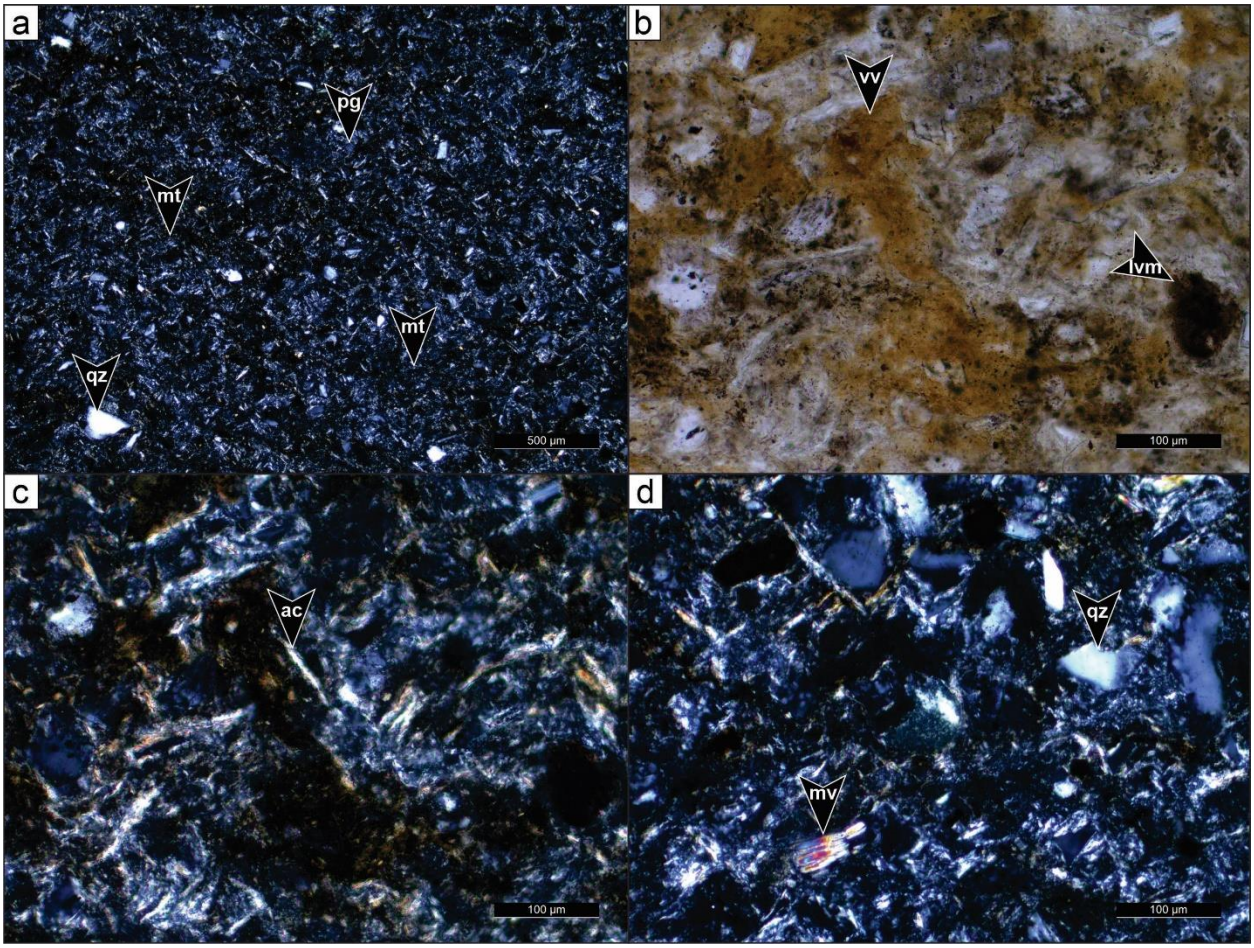


Figura 4.38. Imágenes de microscopio de la microfacies Ta. a) Imagen en nicoles cruzados denotando la matriz de aspecto fibroso (mt) conteniendo partículas de cuarzo (qz) y plagioclasa (pg). b) Imagen en nicoles paralelos exhibiendo el aspecto castaño de la matriz de composición vítrea (vv) junto a fragmentos de líticos mesosilícicos (lvm) alterados a óxidos de hierro. c) Imagen en nicoles cruzados mostrando el aspecto acicular de la matriz producto de la alteración a arcillas de alta birrefringencia (ac). d) Imagen en nicoles cruzados exhibiendo partículas de cuarzo (qz) y muscovita (mv) embebidas en una matriz de aspecto fibroso.

Interpretación: Esta litofacies es interpretada como depósitos de caída de cenizas y/o material piroclástico resultando en la depositación por decantación en un ambiente de baja energía (Kietzmann et al. 2008, 2014a, b, 2016). Esta interpretación es, a su vez, sustentada por la ausencia de estructuras sedimentarias que indiquen cierto retrabajo a partir de flujos subácueos, pero principalmente por el arreglo arquitectural de los cuerpos a partir de delgadas capas tabulares de amplia extensión lateral (d'Atri et al. 1999).

Adicionalmente, su ocurrencia a lo largo de todas las secciones infiere la presencia de vulcanismo activo durante la sedimentación (Capelli et al. 2018, 2021, Kietzmann et al. 2020, 2021a).

Litofacies 27: Tobas con estructuras tractivas (Th, Trc, Tp)

Corresponde a bancos tabulares, de color gris oscuro, con espesores de entre 10 y 40 cm, que muestran estructuras sedimentarias como laminación horizontal, laminación ondulítica de corriente y estratificación entrecruzada tabular planar (Fig. 4.39a). En ocasiones, pueden observarse capas con gradación inversa (Fig. 4.39b), además de calcos de carga y horizontes con las trazas fósiles *Thalassinoides* y *Teichichnus*, o bien estructuras tubulares indeterminadas (Figs. 4.39c, d). Adicionalmente, muestran reemplazos a carbonato de calcio, distinguiéndose a escala afloramiento una textura poiquilítica (Fig. 4.39d). Estos depósitos están asociados a las secciones de Yesera del Tromen, Arroyo Mulichinco, Puerta Curaco y Chacay Melehue, comprendiendo un 10, 5, 4.5 y 3%, respectivamente, y alcanzando un espesor total de 12.5 metros. Esta litofacies se corresponde con la microfacies 22 (Tc, tobas carbonatizadas).

Microfacies 22: Tobas carbonatizadas (Tc)

Corresponde al contenido bajo lámina delgada de las litofacies Th, Trc y Tp. Se distingue la microfacies de tobas carbonatizadas (Tc) compuestas por un mosaico equigranular de calcita (95%) que engloba partículas (5%) de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y cantidades accesorias de opacos y anfíboles, además de trizas vítreas. El cemento de calcita exhibe textura poiquilítica con cristales que alcanzan tamaños de hasta medio milímetro (Fig. 4.40a). Los feldespatos muestran reemplazos parciales a carbonato de calcio (Fig. 4.40b) y tienen tamaños aproximados de 200 µm (arena fina). La plagioclasa exhibe maclado polisintético y el feldespato potásico presenta bordes redondeados y macla de dos individuos. En menor medida se observan individuos de cuarzo anguloso, con extinción *flash*, que no exceden los 50 µm de diámetro (limo grueso). Las trizas comprenden partículas angulosas, de tonalidades castañas y acarameladas, contenidas

dentro de mosaicos de calcita (Fig. 4.40c). En cantidades accesorias se distinguen secciones basales de anfíbol de tonalidades verdosas.



Figura 4.39. Imágenes de afloramiento de la litofacies de tobas con estructuras tractivas. a) Preservación de laminación ondulítica de corriente (Trc) y estratificación entrecruzada tabular planar (Tp) en niveles tobáceos

localizados en las inmediaciones de la Yesera del Tromen. b) Textura arenosa y gradación inversa reconocidas en depósitos tobáceos tabulares. c) Trazas de *Teichichnus* (*Te*) reconocidas en depósitos de tobas grisáceos. d) Calcos de carga (cc), textura poiquilítica (tp) y bioturbación (*Th*) preservada sobre un nivel tobáceo oscuro.

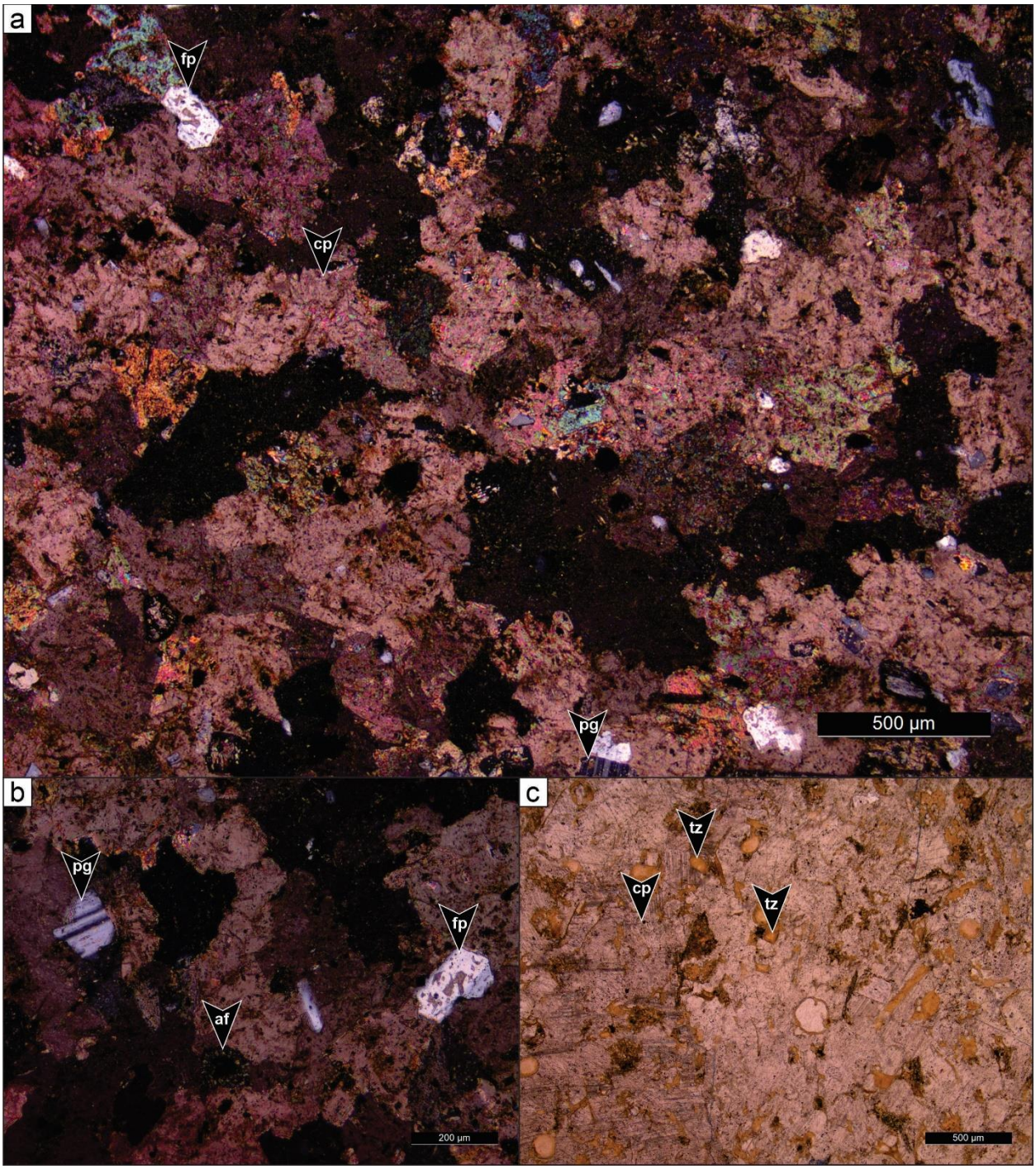


Figura 4.40. Imágenes de microscopio de la microfacies Tc. a) Imagen en nicoles cruzados exhibiendo un mosaico de calcita con textura poiquilítica (cp) englobando cristales de feldespato potásico (fp) y plagioclasa (pg). b) Imagen en nicoles cruzados mostrando partículas de plagioclasa (pg), feldespato potásico (fp) y anfíbol (af) contenidas en un

mosaico de carbonato de calcio. c) Imagen en nicoles paralelos denotando trizas vítreas (tz) contenidas en una matriz completamente reemplazada a calcita con textura poiquilítica (cp).

Interpretación: Corresponde a depósitos de caída de ceniza retrabajados a partir de flujos de fondo de corta duración, probablemente generados durante eventos de tormenta o turbiditas (Whitham 1993, Kietzmann et al. 2014a, 2016, 2021a, Capelli et al. 2018, 2021). La bioturbación reportada debe su origen a que los eventos vulcaniclásticos representan una inyección de nutrientes al medio que, junto a la capacidad de ventilación del fondo marino a corto plazo de los flujos gravitatorios, promueven la colonización oportunista del sustrato (Bentley et al. 2006, Kietzmann et al. 2016, Paz et al. 2022b).

4.2.6 LITOFACIES ASOCIADAS A PROCESOS DIAGENÉTICOS

Litofacies 28: Concreciones carbonáticas (C)

Exhiben coloraciones que varían entre gris oscuro a castaño grisáceo y conforman estructuras endurecidas, de morfologías ovoidales, que se alinean en planos horizontales continuos concordantes con la estratificación (Figs. 4.41a, b). Son de composición carbonática y presentan diámetros que varían entre 5 y 80 cm, preservando tanto las estructuras sedimentarias originales como fauna variada de amonites, ápticos de amonites, escamas de peces, ostras, e incluso vértebras de ictiosaurios (Fig. 4.41c). Además, permitieron estimar porcentajes de compactación del sedimento, a partir de la deformación de fósiles y estructuras internas, que varía entre un 85% para la zona de Chacay Melehue, por ejemplo, y en un 40% para el sector de Picún Leufú. Estas estructuras han sido documentadas para la totalidad de las secciones, comprendiendo en general un 1% del perfil, aunque suelen ser más frecuentes y características en las zonas de Yesera del Tromen, Arroyo Mulichinco, Chacay Melehue, Puerta Curaco y Mallín de los Caballos, donde representan un 22, 15, 9 y 3%, respectivamente, y abarcando un espesor total de 38,5 metros. Además, se encuentra generalmente vinculada con las microfacies 2 (Fl, pelitas laminadas pobres en

materia orgánica), 13 (*W/P*$_b$h, *wackestones/packstones* bioclásticos laminados) y 16 (*P/G*$_i$h, *packstones/grainstones* intraclásticos laminados).



Figura 4.41. Imágenes de afloramiento de la litofacies de concreciones carbonáticas. a) Concreciones carbonáticas concordantes con la estratificación preservadas entre niveles margosos aflorantes en las inmediaciones del Arroyo Mulichinco. b) Concreción carbonática encapsulada en litosomas pelíticos castaños documentada en Picún Leufú. c) Molde interno de amonite, con rellenos de baritina y calcita, preservado dentro de una concreción carbonática en la zona de Chacay Melehue.

Interpretación: Los horizontes concrecionados indican la traslocación y concentración de carbonato de calcio durante la diagénesis temprana (e.g., Munnecke et al. 2023), asociado a estadios de baja tasa de sedimentación (Kietzmann et al. 2014a, Otharán 2020, Otharán et al. 2022). Asimismo, la preservación de

estructuras sedimentarias internas sugiere que la cementación ocurrió con anterioridad a una compactación mecánica significativa (Otharán et al. 2022).

Litofacies 29: Dolomías masivas anaranjadas (Dma)

Corresponden a estratos de coloración anaranjada, de entre 5 y 40 cm de espesor, generalmente con geometría tabular (Fig. 4.42a), en ocasiones lentiforme. Son masivas y se caracterizan por su aspecto brechoso (Figs. 4.42b, c). Esta litofacies ha sido documentada en las secciones de Los Catutos y Picún Leufú, comprendiendo una proporción de 2% y 0,3%, respectivamente, y alcanzando un espesor total de 4,5 metros. Además, se encuentra asociada con la microfacies 23 (D, *dolostones*).

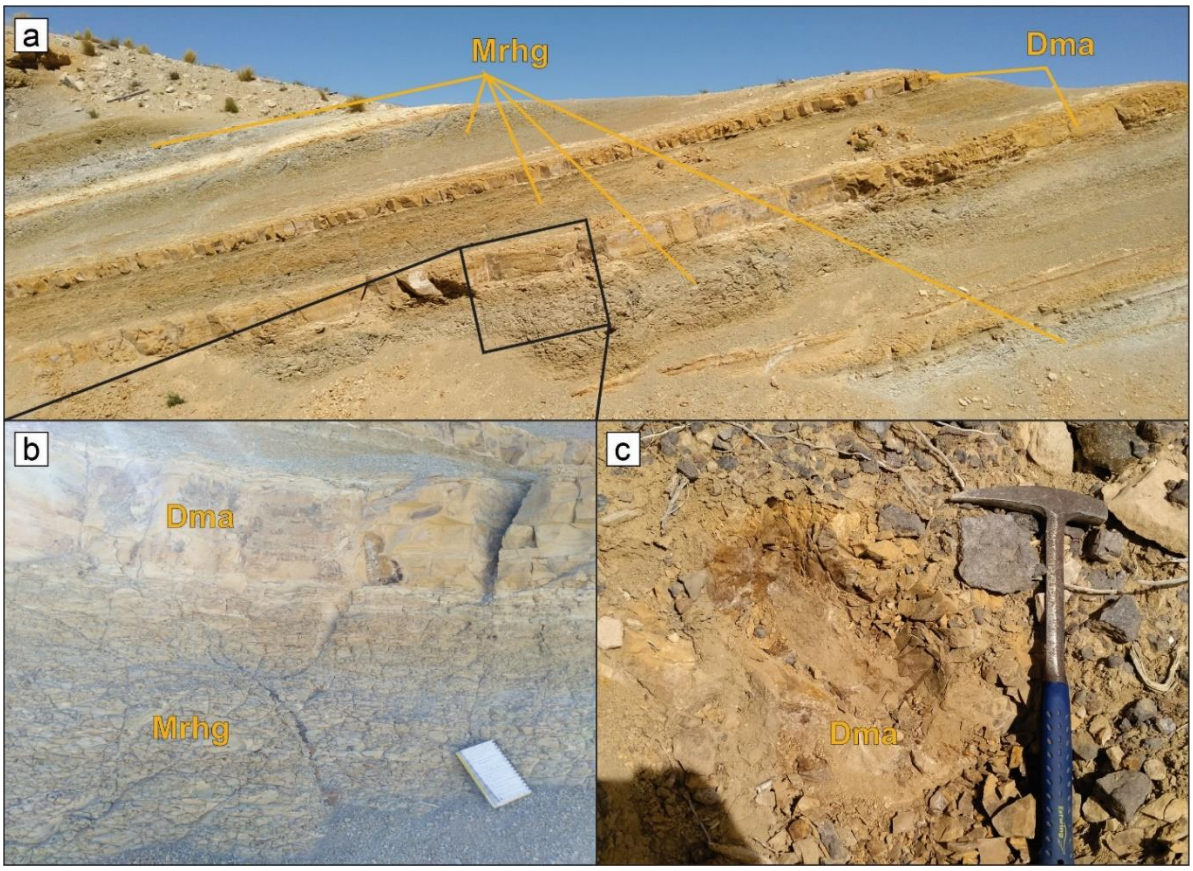


Figura 4.42. Litofacies de dolomías masivas anaranjadas. a) Estratos tabulares de dolomías (Dma), alternando con niveles margosos laminados (Mrhg), reportados en las inmediaciones de Los Catutos. b) Detalle del recuadro negro sectorizado en la Figura 4.42a, que muestra un banco masivo de dolomía (Dma) rematando un litosoma de margas laminadas (Mrhg). c) Depósito dolomítico, de aspecto brechoso y coloración castaño anaranjada, documentado en la sección de Picún Leufú.

Microfacies 23: Dolostones (D)

Corresponde al contenido bajo lámina delgada de la litofacies Dma. Se compone por un mosaico equigranular de cristales subhedrales a euhedrales de dolomita (Fig. 4.43a), cuyos tamaños varían entre 10 y 50 µm (limo fino a limo grueso) (Fig. 4.43b). En escasas proporciones se distinguen aislados bioclastos de radiolarios, calcitizados y dolomitizados, calciesferas, y ostras que aún preservan su textura filamentosa y que no exceden los 80 µm (arena muy fina) (Figs. 4.43c, d, e). Algunas partículas exhiben reemplazos parciales a dolomita, dificultando su reconocimiento (Fig. 4.43c). De manera localizada, se observan acumulaciones de materia orgánica, framboides de pirita (Figs. 4.43b, d, e) y pátinas castañas de arcillas que recubren los cristales de dolomita (Figs. 4.43b, c).

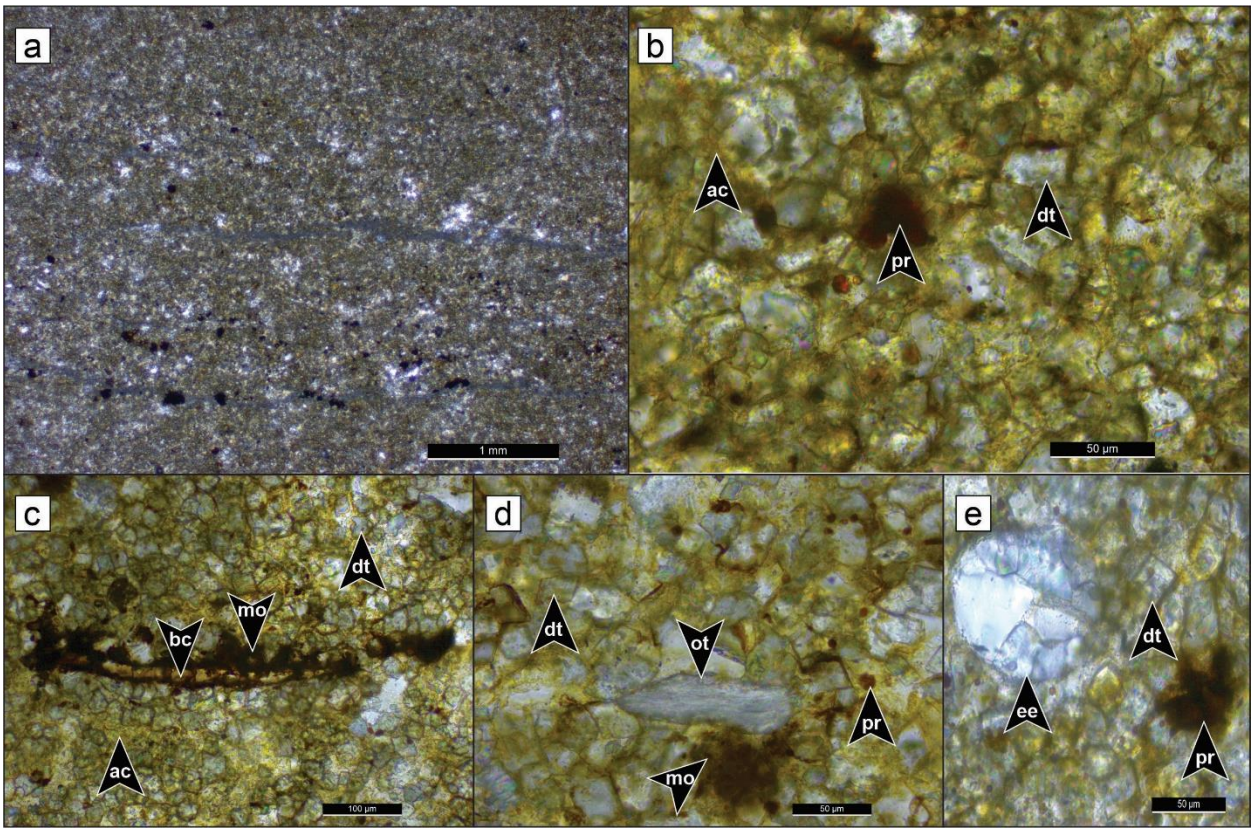


Figura 4.43. Imágenes de microscopio de la microfacies D. a) Textura general representada por un mosaico equigranular de composición dolomítica. Imagen en nicoles cruzados. b) Mosaico dolomítico (dt) con pátinas de arcillas (ac) y acumulaciones de pirita framboidal (pr). Imagen en nicoles cruzados. c) Mosaico dolomítico (dt) con pátinas de arcillas (ac), conteniendo restos de materia orgánica (mo) y un bioclasto (bc) indeterminado debido a su

reemplazo parcial a dolomita. Imagen en nicoles paralelos. d) Bioclasto de ostra (ot) inmerso en mosaico dolomítico (dt) con acumulaciones de materia orgánica (mo) y pátinas de arcillas de tonalidades castañas (ac). Imagen en nicoles cruzados. e) Bioclasto de esponja (ee) reemplazado a dolomita junto a mosaico dolomítico (dt) y parches de pirita framboidal (pr). Imagen en nicoles cruzados.

Interpretación: La aparición de bancos dolomíticos continuos se encuentra posiblemente vinculada a mecanismos de mezcla de aguas con salinidades contrastantes que favorecen la precipitación de este mineral (Morrow 1990, Gaswirth et al. 2007, Kordi et al. 2017). Por otro lado, el reemplazo dolomítico puede encontrarse vinculado a procesos como la oxidación anaeróbica de la materia orgánica dentro de la zona de reducción del sulfato y metanogénesis (Kietzmann et al. 2016, Scasso et al. 2017, Catalano et al. 2018, Capelli et al. 2018). Ya sea por una u otra razón, la dolomitización es un proceso diagenético que altera por completo la fábrica original de la roca (Morrow 1990), lo cual se ve respaldado por las observaciones en lámina delgada.

4.3 FACIES

Facies 1: Cuenca anóxica/subóxica con sedimentación carbonática (Mrho, Mlo, Flo/Fmo, Flmo, *P/G*$_i$hgo, *P/G*$_i$h, *B*$_m$l, Bl, C, Tm, Ta, Th, Trc, Tp, Tc)

Corresponde a sucesiones monótonas, de hasta 7 m de potencia, marcadamente tabulares y dominadas por litologías de color oscuro como son las litofacies Mrho, Flo/Fmo y *P/G*$_i$hgo (Fig. 4.44). Su contacto basal es neto y está delimitado por la litofacies *B*l que suprayace a los depósitos fluviales, eólicos, o bien lacustres, de la Formación Tordillo. A lo largo de esta facies, intercalan frecuentes horizontes concrecionados (C) y niveles tobáceos, tanto masivos (Tm) como con estructuras tractivas (Th, Trc, Tp).

La facies 1 ha sido reconocida en la sección basal de Mallín de los Caballos, encontrándose restringida a la Zona de *Virgatosphinctes andesensis* (Tithoniano inferior), mientras que en Chacay Melehue, Arroyo Mulichinco, Puerta Curaco y Yesera del Tromen compone la totalidad de los perfiles, abarcando desde la

Biozona de *Virgatosphinctes andesensis* (Tithoniano inferior) hasta la parte baja de la Biozona de *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano superior). En ambos casos, marca el comienzo de la sedimentación de la Formación Vaca Muerta durante el Tithoniano temprano. En conjunto, acumula un espesor total de 260 m y representa una proporción del 26% de la totalidad de las secciones.

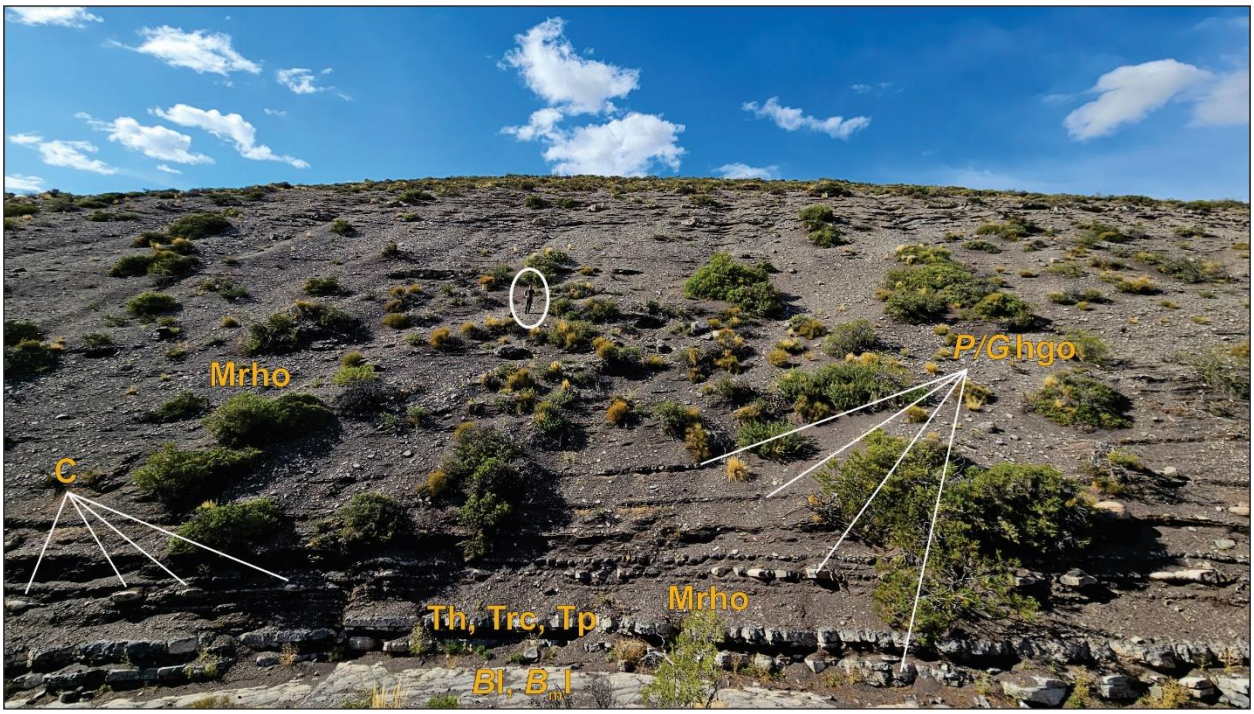


Figura 4.44. Afloramiento característico de la facies 1 reconocido en la sección de Yesera del Tromen. El depósito comienza con un nivel microbiano endurecido (*B*l, B_ml) que marca el inicio de la Formación Vaca Muerta. Luego, la sucesión se encuentra dominada por litologías margosas oscuras (Mrho) entre la que resaltan litofacies intraclásticas (*P/G*$_i$hgo), tobáceas (Th, Trc, Tp) y concreciones (C) de mayor dureza. El círculo blanco denota una persona de escala (1.8 m).

Interpretación: La dominancia de las litofacies Mrho, junto a intercalaciones de la litofacies Flo/Fmo, permiten asociar esta facies a procesos de decantación bajo fondos anóxicos/subóxicos. La frecuente interdigitación de horizontes concrecionados (C) dentro de espesas sucesiones finas, además de los niveles microbianos (*B*l, B_ml), indicarían intervalos asociados con bajas tasas de sedimentación (Kietzmann et al. 2014b, 2016, Capelli et al. 2018, Otharán et al. 2022).

Por otro lado, la preservación de litofacies intraclásticas (*P/G*$_i$hgo), respondería al desarrollo de corrientes de fondo generadas por flujos gravitatorios diluidos como expresión distal de eventos tempestíticos, turbidíticos o descargas hiperpícnicas (Seilacher y Aigner 1991, Mulder et al. 2003, Macquaker et al. 2007, Kietzmann et al. 2016, 2020, Paz et al. 2018b). Estos procesos comprenden un mecanismo oxigenador del sustrato marino, aunque a corto plazo, favoreciendo la colonización del mismo por organismos oportunistas (Bentley et al. 2006, Kietzmann et al. 2008, Zhang 2014, Maceachern y Bann 2020). De esta manera, la facies 1 es interpretada como depósitos distales, acumulados por debajo del nivel de olas de tormenta en sectores de cuenca. Cabe aclarar que el empleo del término 'corrientes de fondo' ha sido utilizado de manera general a lo largo de este capítulo, siendo involucrado en interpretaciones sobre flujos gravitatorios diluidos, como en este caso, o bien en corrientes de mayor persistencia en la rampa externa, como se desarrollará más adelante.

Facies 2: Rampa carbonática externa distal (Mrhg, Ml, *W*hg, *W*$_r$h, Tm, Ta)

Consiste en capas tabulares, de hasta 5 m de potencia, dominadas por litologías grisáceas margosas (Mrhg) y carbonáticas (*W*hg), estas últimas generando resaltos de mayor dureza en la estratificación (Fig. 4.45). A lo largo del depósito se encuentran interdigitadas capas masivas de tobas (Tm). Esta facies ha sido documentada en las porciones inferiores de las secciones de Los Catutos y Arroyo Covunco, estando acotada a la Biozona de *Virgatosphinctes andesensis* (Tithoniano inferior). Se encuentra en contacto neto y concordante sobre los niveles fluviales/eólicos de la Formación Tordillo y marca el comienzo de la depositación de la Formación Vaca Muerta durante el Tithoniano inferior. Acumula un espesor total de 21 m, significando una proporción del 2% de la totalidad de las secciones.

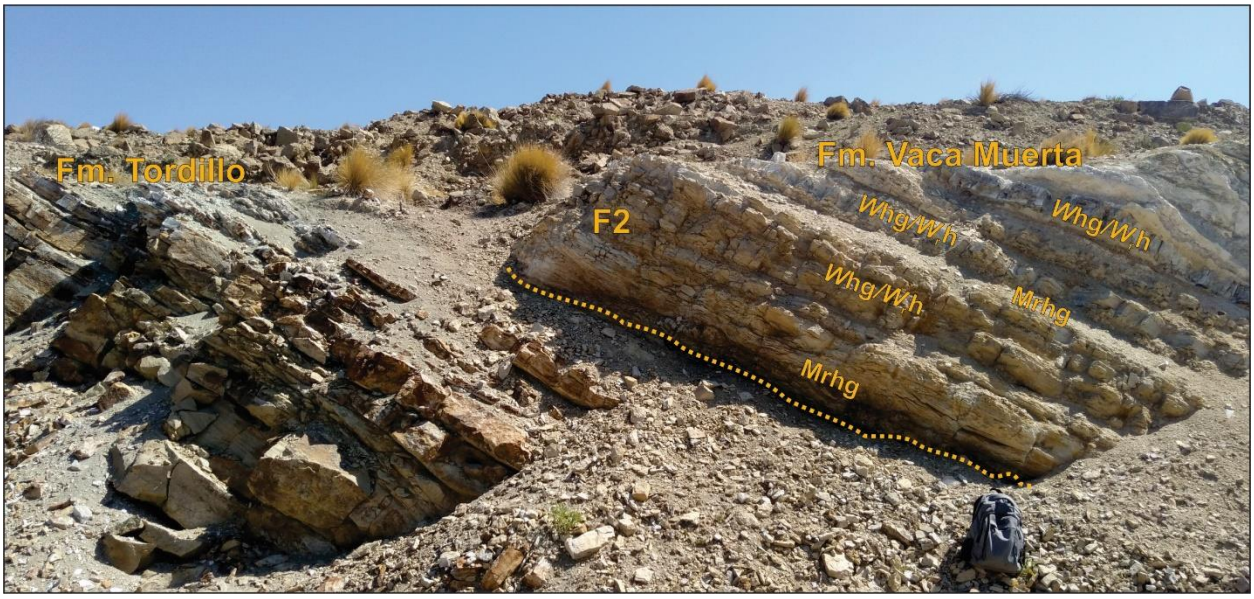


Figura 4.45. Imagen de afloramiento de la facies 2 en la zona de Los Catutos. El depósito muestra una alternancia de niveles margosos (Mrhg) y carbonáticos (*W*hg/*W*$_r$h) de la Formación Vaca Muerta que se encuentran en relación de concordancia por sobre los niveles fluviales de la Formación Tordillo.

Interpretación: El depósito se encuentra dominado por litofacies asociadas a procesos de decantación en zonas distales y de baja energía. Además, la coloración castaño grisácea de las litologías implicarían fondos con mayor grado de oxigenación con respecto a la facies 1, probablemente disóxicos (Savrda y Bottjer 1991). Por otro lado, el contenido de foraminíferos, terrígenos y pellets, reportado para la microfacies *W*$_r$h, comprende material alóctono proveniente desde áreas someras, transportado probablemente a partir de flujos gravitatorios distales, de carácter eventual, en respuesta a tormentas y/o corrientes de turbidez (Wallace-Dudley y Leckie 1993, Parsons et al. 2007, Kietzmann et al. 2014a, b). Los mismos constituyen mecanismos generadores de corrientes de fondo tractivas, que darían origen a la microlaminación observada bajo lámina delgada (Shanmugam 2006, Stow y Smillie 2020).

Considerando las interpretaciones anteriores, sumado a la elevada proporción de carbonato de calcio que muestra el depósito, esta facies se corresponde con el sector de rampa carbonática externa distal, generada por debajo del nivel de olas de tormenta con alcance esporádico de corrientes de fondo.

Facies 3: Prodelta distal (Flc/Fmc, Fl, FFSlc, FFSl, FShc, FSh, C, Dma, D, Tm, Ta)

Corresponde a capas tabulares, de hasta 12 m de potencia y coloración castaña (Fig. 4.46). Se encuentran dominados por litologías silicoclásticas, como son pelitas (Flc/Fmc, Fl), junto a frecuentes intercalaciones de pelitas limolíticas (FFSlc, FFSl) y limolitas (FShc) (Fig. 4.47a). En menor medida, se preservan niveles de tobas masivas (Tm), dolomías (Dma, D) y niveles concrecionados (C). Contienen restos de amonites y escamas de peces y, a pesar del aspecto, en general, bien estratificado de esta facies, destacan zonas con desarrollo de estructuras deformacionales (Figs. 4.47b, c, d), tanto de comportamiento dúctil como frágil. El primer caso comprende plegamientos pandos y en *chevron* de 1 m de longitud de onda y amplitudes de 30 a 40 cm. Por otro lado, la deformación frágil está asociada a fallas que conforman planos con inclinaciones elevadas, de más de 60º, en ocasiones vinculadas a plegamientos.

La facies 3 ha sido documentada en la sección basal del perfil de Picún Leufú, marcando el comienzo de la depositación de la Formación Vaca Muerta, la cual continúa a los niveles eólicos de la Formación Quebrada del Sapo, equivalente de la Formación Tordillo para esta zona de la cuenca. Además, esta facies se encuentra acotada temporalmente entre las zonas de *Virgatosphinctes andesensis* (Tithoniano inferior bajo) a *Aulacosphinctes proximus* (Tithoniano inferior alto). Acumula un espesor de 146 m y representa una proporción del 14% de la totalidad de las secciones.

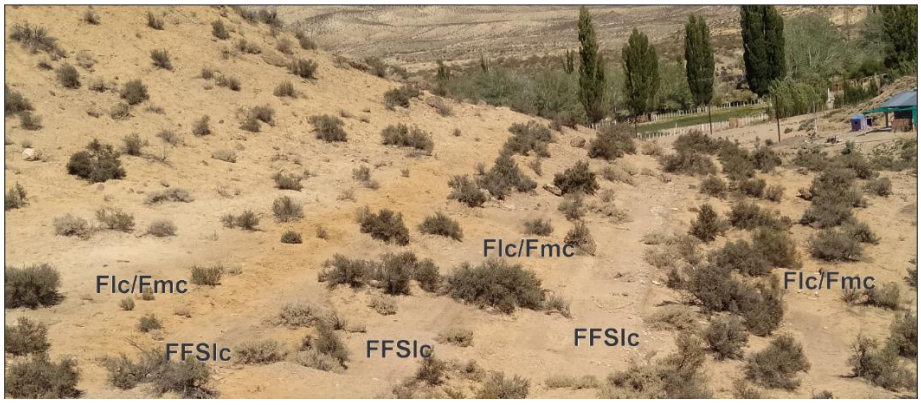


Figura 4.46. Sucesión monótona característica de la facies 3 dominada por pelitas laminadas y castañas (Flc/Fmc) donde intercalan bancos limo-pelíticos (FFSlc).

Interpretación: Esta facies muestra una dominancia de litofacies atribuidas a procesos de decantación en un ambiente distal y de baja energía. Sin embargo, los niveles limo-pelíticos y limolíticos laminados reflejan el accionar de corrientes tractivas de fondo cuyo origen se interpreta como flujos gravitatorios diluidos generados durante episodios de tormenta, a partir de corrientes de turbidez o bien por descargas hiperpícnicas (Myrow 1992, Mulder y Alexander 2001, Mulder et al. 2003, Macquaker et al. 2010, Plint et al. 2012, Stow y Smillie 2020, Zavala et al. 2021). Con respecto a este último caso, los flujos hiperpícnicos comprenden corrientes de larga duración que se propagan en la interface agua-sedimento hacia zonas distales (Mutti et al. 2003, Zavala et al. 2021).

Teniendo en cuenta que dicho mecanismo requiere de una fuente de aporte continental, como sistemas fluviales y/o deltaicos, el contenido de restos vegetales que muestran las microfacies asociadas a esta facies validaría dicha hipótesis (Zavala et al. 2012). Considerando esta interpretación, la decantación de partículas también tendría un origen a partir de plumas hipopícnicas con capacidad de mantener el material en suspensión por largas distancias (Bhattacharya y Maceachern 2009). Por otro lado, los niveles tobáceos son un reflejo de la actividad volcánica sincrónica con la sedimentación (Kietzmann et al. 2008, 2014a, b, 2016, Capelli et al. 2021), en tanto que los estratos dolomíticos se adjudicarían a procesos de mezcla de agua ante el avance de sistemas costeros.

La deformación dúctil documentada dentro de esta facies se corresponde con estructuras deformacionales sinsedimentarias, de tipo *slumps*, que indicarían la existencia de una pendiente susceptible a eventos de remoción en masa concomitante con la sedimentación (Mutti et al. 2003). Los mismos serían un mecanismo eficiente en la transferencia de sedimentos hacia áreas distales, al ser mecanismos disparadores de flujos gravitatorios (Plint et al. 2009, Macquaker et al. 2010, Zakaria et al. 2013). Finalmente, las estructuras deformacionales de tipo frágil y de alto ángulo se asocian a tectonismo post-depositacional. En base a las mencionadas evidencias, la facies 3 se interpreta como depósitos de prodelta

distal con un talud asociado, generados por debajo del nivel de olas de tormenta y asociados a un sustrato disóxico.

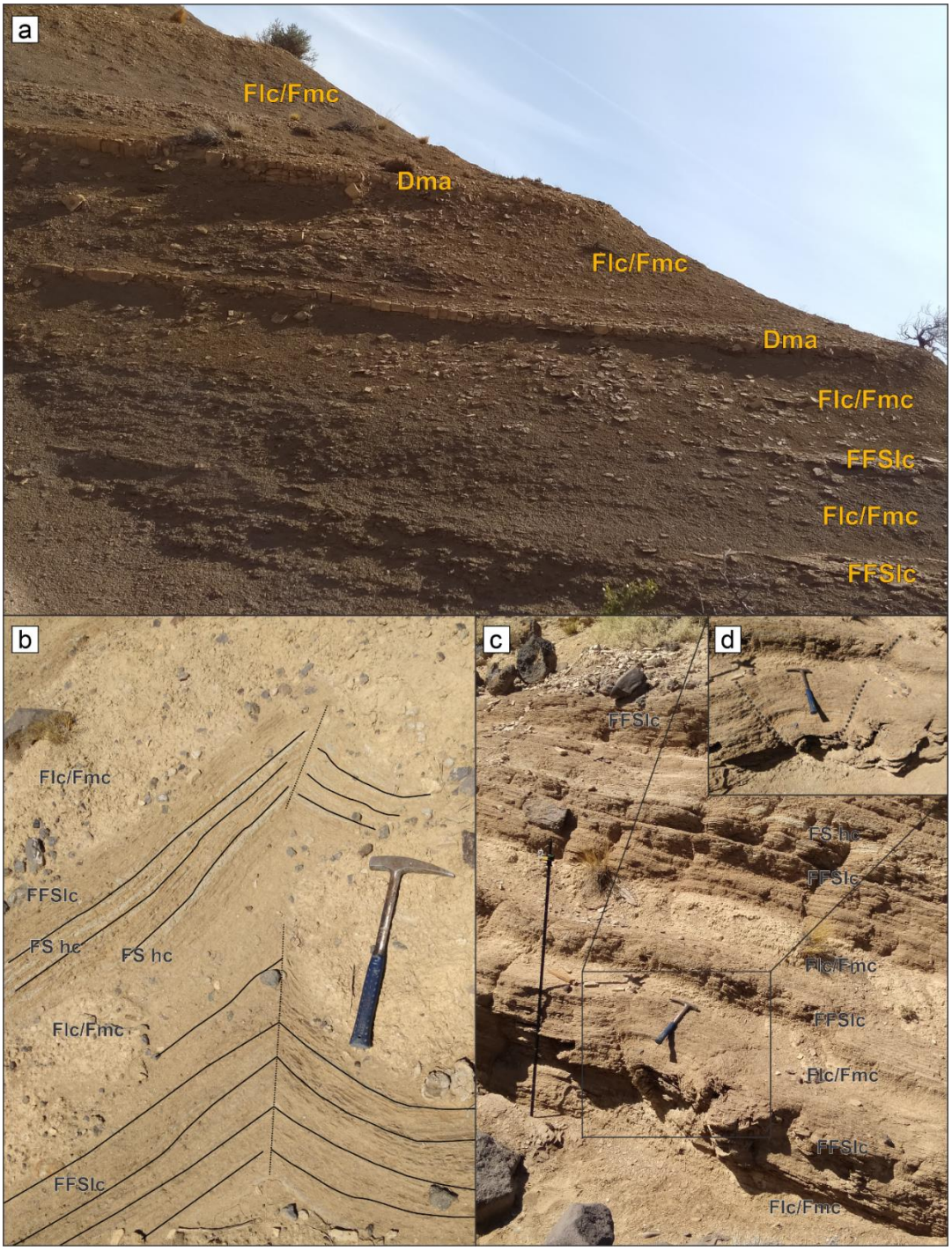


Figura 4.47. Imágenes de afloramiento de la facies 3. a) Depósito castaño dominado por litosomas pelíticos (Flc/Fmc), donde intercalan bancos de mayor dureza de composición limo-pelítica (FFSlc) y dolomítica (Dma). b) Deformación

de origen tectónico observada en los niveles de la facies 3. c) Sucesión característica de la facies 3 donde alternan litologías pelíticas (Flc/Fmc), castaño claro y de menor dureza, junto a estratos limolíticos (FFSlc, FShc), de tonalidades más oscuras y más resistentes a la erosión. d) Detalle de la deformación frágil (líneas punteadas negras) preservada en los niveles de la facies 3.

Facies 4: Rampa externa mixta (Mrhg, Ml, *W*hc, *W/P*$_b$h, C, Dma, D, Tm, Ta)

Esta facies exhibe coloración castaña y conforma cuerpos tabulares de hasta 6 m de potencia (Fig. 4.48a), dominados por litologías margosas (Mrhg), con frecuentes intercalaciones de bancos de mayor dureza y de composición carbonática (*W*hc, *W/P*$_b$h). Localmente se distinguen concreciones carbonáticas (C) que preservan depósitos grano-decrecientes de hasta 30 cm de potencia (Fig. 4.48b). Los mismos muestran acumulaciones bioclásticas de ostras en la base junto a galerías bioturbadas con *Thalassinoides*. Por otro lado, hacia el sector cuspidal de esta facies se distinguen paquetes, de 1,5 a 2 m de espesor, con tendencia grano y estrato-creciente (Fig. 4.48c), compuesto por niveles margosos (Mrhg) que gradan hacia litologías carbonáticas (*W*hc, *W/P*$_b$h) y que son rematados por estratos anaranjados (Fig. 4.48d), de aspecto brechoso y composición dolomítica (Dma). De manera subordinada, intercalan a lo largo de esta facies niveles milimétricos de tobas masivas (Tm), en tanto que, en algunos sectores, se observaron cicatrices de deslizamientos de bajo ángulo y con una vergencia hacia el norte.

Esta facies ha sido identificada en la sección de Los Catutos, continuando a los depósitos de la facies 2 de manera concordante, y estando acotada a la Zona de amonites de *Pseudolissoceras zitteli* y la porción superior de la Zona de *Aulacosphinctes proximus* (Tithoniano inferior alto). En total acumula un espesor de 60 m y representa una proporción del 6% de la totalidad de las secciones.

Interpretación: Esta facies muestra una predominancia de litofacies de grano fino, asociadas a procesos de decantación en un entorno de baja energía. Por otro lado, el contenido arcilloso y de terrígenos, observables en lámina delgada, reflejarían una fuente de aporte continental, aunque de limitada influencia

al no encontrarse estas partículas en grandes proporciones. Dichas observaciones indicarían que la sedimentación también habría sido influenciada por plumas hipopícnicas, aunque con abundante material carbonático en suspensión (Wilson y Roberts 1995, Myrow et al. 2008).

La fauna contenida, esto es, escamas de peces, radiolarios, crinoideos saccocómidos y calciesferas, sugiere condiciones, al menos, disóxicas (Kietzmann y Palma 2009a), mientras que los niveles grano-decrecientes preservados en concreciones corresponden a depósitos de tempestitas (Aigner 1982). En este sentido, las tormentas constituyen un mecanismo oxigenador, a corto plazo, del fondo marino, proveen material bioclástico alóctono, como foraminíferos y espículas de demosponjas, además de terrígenos y pellets, y favorecen la colonización del sustrato por parte de la meiofauna (Kietzmann y Palma 2011, Maceachern et al. 2007).

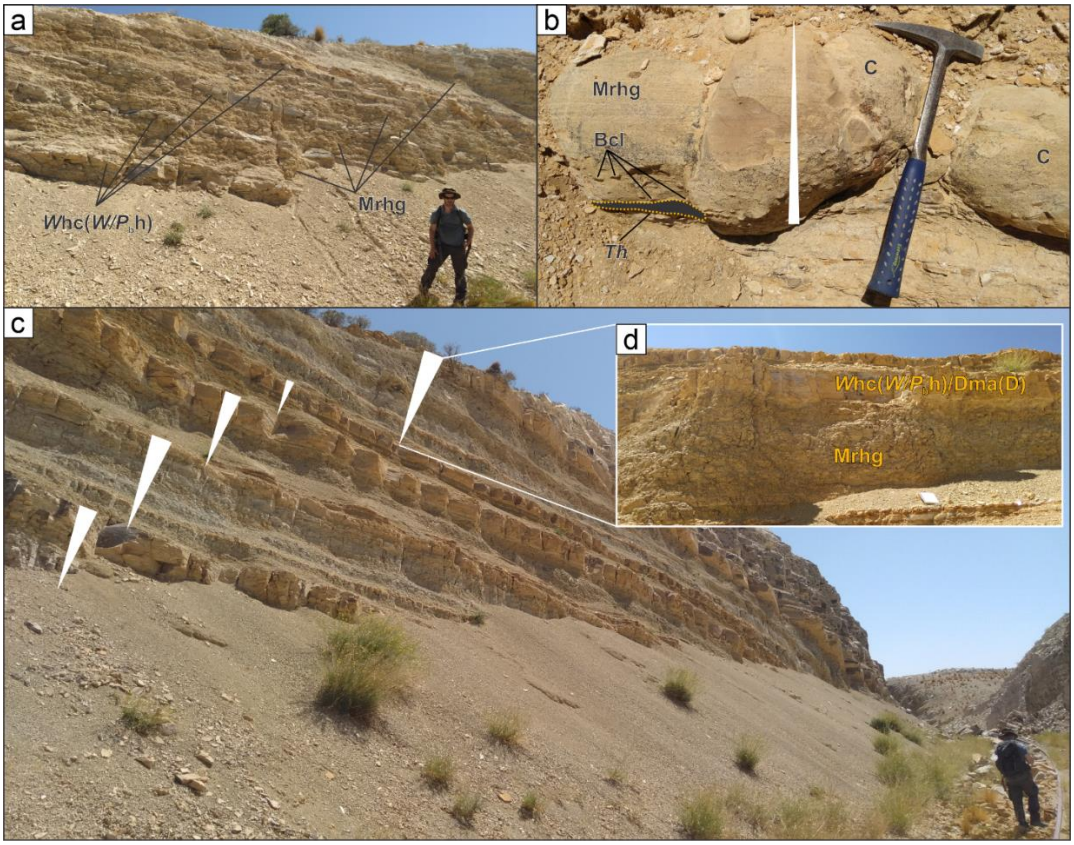


Figura 4.48. Imágenes de afloramiento de la facies 4. a) Alternancia característica de la facies 4 compuesta por margas laminadas (Mrhg), de aspecto meteorizado y mayor espesor, junto a bancos carbonáticos de mayor dureza y

potencias más delgadas (*W*hc, *W/P*$_b$h). b) Depósito tempestítico grano-decreciente, preservado en un nivel concrecionado (C), de composición margosa (Mrhg) y con acumulaciones bioclásticas (Bcl) y la traza *Thalassinoides* (*Th*) en la base. c) Apilamiento de ciclos grano y estrato-crecientes reconocidos en la sección cuspidal de la facies 4. d) Detalle de las litofacies/microfacies que componen a cada ciclo estrato-creciente.

Adicionalmente, representan un origen para las corrientes de fondo, cuya evidencia radica en las partículas intraclásticas y peloidales distinguibles en lámina delgada, indicando el carácter erosivo de estos flujos (Schieber et al. 2013, Kietzmann et al. 2014a, 2020). Las tobas masivas infieren la actividad volcánica concomitante con la sedimentación (Kietzmann et al. 2008, 2014a, b, 2016, Capelli et al. 2021), mientras que las cicatrices de deslizamiento representan eventos de deformación sinsedimentaria vinculados a procesos de remoción en masa y denotando así la existencia de un talud durante la depositación de la unidad (Leanza et al. 2003, Spalletti et al. 2008, Kietzmann y Vennari 2013, Naipauer et al. 2020).

La interacción y superposición de los procesos mencionados contribuyeron al apilamiento de ciclos grano y estrato-crecientes que reflejan la progradación de parasecuencias somerizantes asociadas a plumas de sedimento cargadas en componentes carbonáticos (Wilson y Roberts 1995, Walsh y Nittrouer 1999, Cattaneo et al. 2003, Lorenzoni et al. 2009). En base a esta interpretación, los niveles dolomíticos que rematan cada ciclo, implican mecanismos de reemplazo diagenético asociados a procesos de mezcla de aguas (Morrow 1990, Gaswirth et al. 2007). Considerando las evidencias e interpretaciones presentadas, la facies 4 corresponde a depósitos de rampa externa mixta generados por debajo del nivel de olas de tormenta, aunque con la participación de flujos gravitacionales inducidos por eventos tempestíticos o debido a inestabilidades en el talud.

Facies 5: Prodelta proximal (Flc/Fmc, Fl, FFSlc, FFSl, FShc, FSh, Sm, Sh, Src, Sf/Sm, HCS, C, Tm, Ta)

Esta facies se caracteriza por el apilamiento de ciclos grano y estrato-crecientes, con potencias de entre 1,5 y 2 m, que muestran geometría tabular y coloración castaña (Fig. 4.49a). Los mismos comienzan con

niveles pelíticos (Flc/Fmc), que pasan de manera transicional a pelitas limolíticas (FFSlc) y limolitas con laminación horizontal (FShc), culminando con areniscas muy finas masivas (Sm), laminadas (Sh) y con laminación ondulítica de corriente (Src). Ocasionalmente, se observó estratificación entrecruzada *hummocky* (HCS). Al igual que en la facies 3, se destaca el desarrollo de *slumps*, a partir de estructuras plegadas, levemente onduladas que, en ocasiones, afectan los niveles inferiores (Fig. 4.49b). De manera subordinada, intercalan tobas masivas anaranjadas (Tm) y concreciones carbonáticas (C) que preservan moldes de vértebras de ictiosaurios y que permitieron establecer una compactación del sedimento de más del 40% (Figs. 4.49c, d). Esta facies continúa de manera concordante a los depósitos de la facies 3, identificada en la sección de Picún Leufú. Se encuentra enmarcada dentro las zonas de amonites de *Pseudolissoceras zitteli* y *Aulacosphinctes proximus* (Tithoniano inferior alto). Acumula un espesor total de 58 m y representa una proporción del 6% de la totalidad de las secciones.

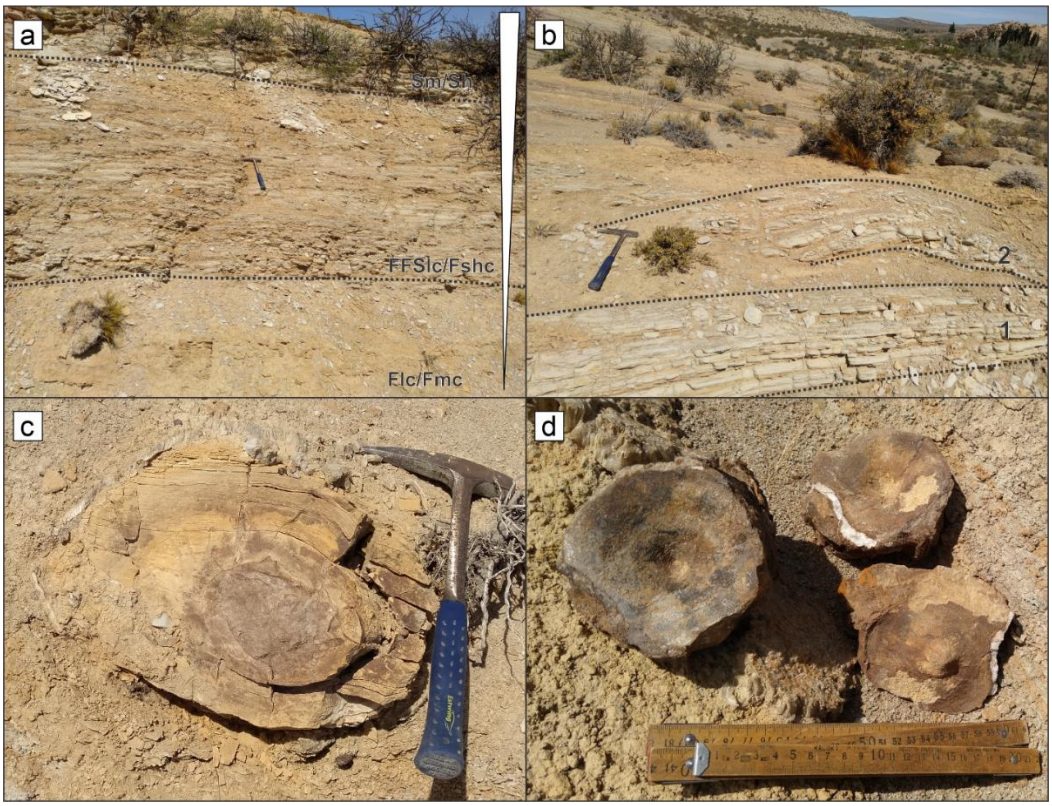


Figura 4.49. Atributos de la facies 5. a) Ciclo grano y estrato-creciente (triángulo blanco denotando la tendencia) característico de la facies 5, gradando desde litologías pelíticas a areniscas finas. b) Estructura de deformación

sinsedimentaria (2) exhibiendo capas plegadas de areniscas finas que sobreyacen a estratos horizontales (1) de la misma litología. c) Concreción carbonática identificada dentro de niveles pelíticos de la facies 5. d) Vértebras de ictiosaurio preservadas dentro de la concreción exhibida en la Figura 4.49c.

Interpretación: La dominancia de litofacies finas, además de la marcada tabularidad del depósito, se corresponden con procesos de decantación bajo condiciones de baja energía. Sin embargo, es común la presencia de litofacies con estructuras tractivas (FFSlc, FShc, Sh, Src) explicadas a partir del accionar de flujos de fondo en respuesta a eventos de tormentas, o bien a partir de flujos hiperpícnicos como consecuencia de descargas fluviales extraordinarias (Mulder et al. 2003, Plint 2014, Macquaker et al. 2010, Zavala et al. 2021). Una evidencia del primer caso es la presencia de la litofacies HCS como resultado de una interacción con el nivel de olas de tormenta (Dumas y Arnott 2006). Por otro lado, la preservación de restos vegetales, así como la dominancia de material silicoclástico, respaldaría el aporte de una fuente continental, participando en la sedimentación no sólo a partir de flujos de fondo hiperpícnicos, sino también como plumas de suspensión hipopícnicas (Myrow et al. 2008, Bhattacharya y Maceachern 2009, Zavala et al. 2014, Zavala et al. 2021).

Los mecanismos mencionados resultarían en el arreglo estratal de ciclos grano y estrato-crecientes, reflejando una progradación asociada a sistemas costeros (Miller y Eriksson 1997, Mutti et al. 2003). Dicha dinámica contribuiría, a su vez, en la construcción de una zona de talud, inestable y susceptible a procesos de remoción en masa, explicando la presencia de *slumps* (Zakaria et al. 2013, Lykousis et al. 2009). Por lo tanto, las mencionadas características permiten interpretar esta facies como depósitos de prodelta proximal, con un talud asociado, y generados próximos al nivel de olas de tormenta.

Facies 6: Rampa externa distal mixta (Mrhg, Ml, MrHCS, *W*hg, W_rh, *P/G*$_i$hgo, *P/G*$_i$h, C, Tm, Ta)

Esta facies se compone por capas margosas (Mrhg) que conforman monótonas sucesiones, de geometría tabular y color gris oscuro, de hasta 8 m de espesor (Fig. 4.50a). En menor medida, intercalan bancos de

mayor dureza, de composición carbonática (*W*hg, *W*$_r$h), así como también horizontes concrecionados (C) que preservan las estructuras sedimentarias primarias, distinguiéndose entre ellas la litofacies MrHCS (Fig. 4.50b). Hacia el tope del depósito, se documentó la presencia de cicatrices de deslizamiento de escala decimétrica (Fig. 4.50c). La facies 6 ha sido documentada en las secciones de Arroyo Covunco y Mallín de los Caballos, continuando de manera concordante a la facies 2 y 1, respectivamente. Pertenece al miembro inferior de la Formación Vaca Muerta y está acotada temporalmente a la Zona de amonites de *Pseudolissoceras zitteli* (Tithoniano inferior alto). En total, comprende un espesor de 73 m e implica una proporción del 7% de la totalidad de las secciones.

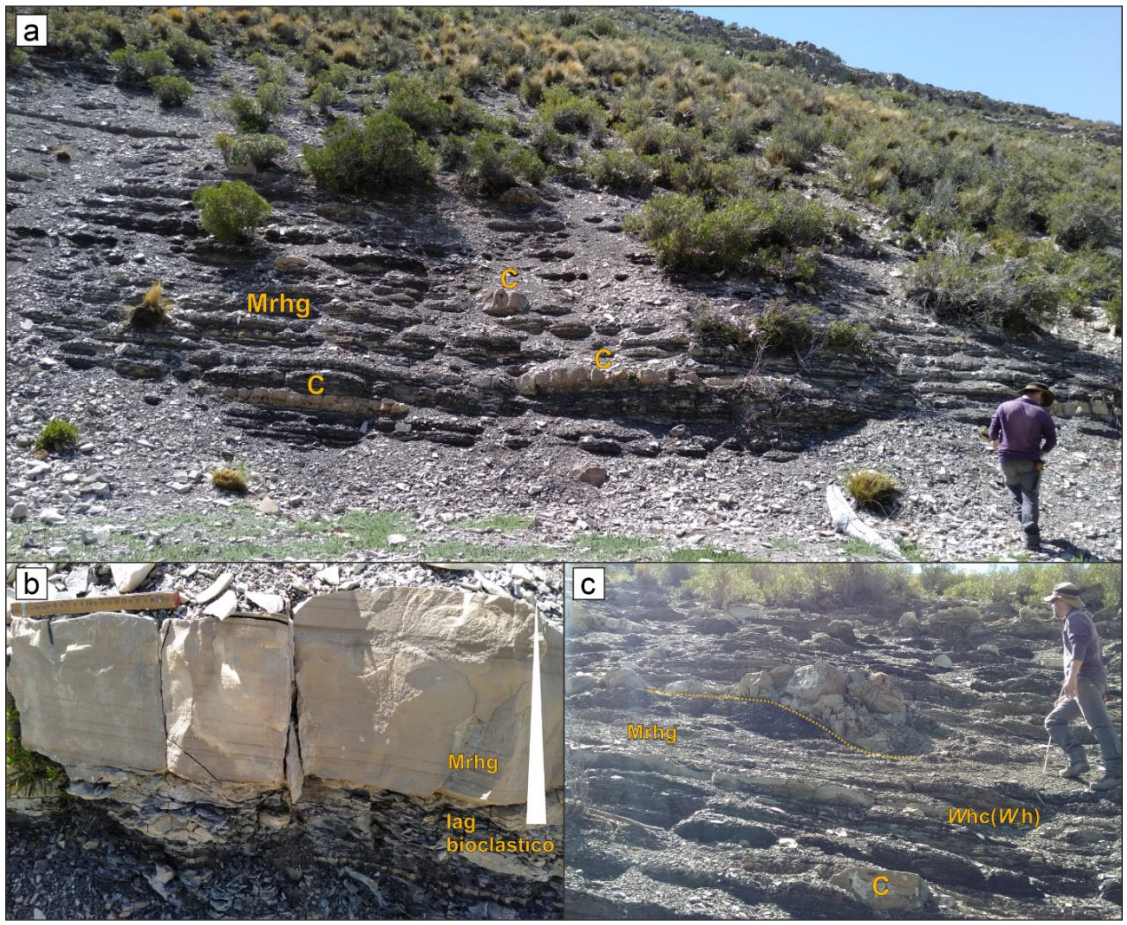


Figura 4.50. Aspecto de afloramiento y atributos diagnósticos de la facies 6. a) Sucesión monótona identificada en las inmediaciones de Mallín de los Caballos, dominada por margas (Mrhg) y horizontes concrecionados (C) que resaltan entre la estratificación. b) Depósito de tormenta grano-decreciente con niveles bioclásticos basales (*lag*

bioclástico) que gradan hacia niveles margosos laminados (MrHCS), preservados en concreciones tempranas. c) Estructura de deformación sinsedimentaria (línea punteada amarilla) preservada entre niveles margosos.

Interpretación: El desarrollo de capas margosas de escala métrica conteniendo horizontes concrecionados indica la depositación de esta facies bajo condiciones de baja energía y escaso aporte sedimentario. La litofacies MrHCS y las acumulaciones bioclásticas e intraclásticas que muestra en su base, implica el accionar de flujos oscilatorios relacionados con eventos de tormentas (Monaco 1992, Dumas y Arnott 2006). Estos mecanismos favorecen la generación de corrientes de fondo, explicando la preservación de estructuras tractivas, además de contribuir con material alóctono, como alomicrita, pellets y bioclastos.

Considerando la interpretación anterior, debe tenerse en cuenta que, si bien la preservación de tempestitas podría estar indicando la posición del nivel de olas de tormenta (NOT), y, por lo tanto, la batimetría relativa, existe otro tipo de perturbaciones generadas por ondas internas (*internal waves*; Pomar et al. 2012) que pueden dar origen a estratos con texturas sedimentarias similares (Kietzmann y Palma 2011). Las internalitas, nombre que recibe el depósito producido por las ondas internas, son producto de la alteración del equilibrio hidrostático en la picnoclina, de manera que la profundidad a la que sedimentan está gobernada por la posición de esta interfase. Por otro lado, si bien se han establecido profundidades de entre 30 y 50 m para la posición del NOT durante la depositación de la Formación Vaca Muerta (Scasso et al. 2005, Kietzmann y Palma 2011), acorde a Nordberg et al. (2000, 2001), la picnoclina en mares cálidos epicontinentales, como el caso de la unidad de estudio (Minisini et al. 2020a), estaría situada en los primeros 60 m de profundidad. Por lo tanto, si bien no puede descartarse que la litofacies MrHCS se encuentre asociada a fenómenos de ondas internas, a fines interpretativos, el rango batimétrico asociado a ambos casos es similar. Por otro lado, la deformación sinsedimentaria justifica la existencia de una zona de pendiente inestable como factor desencadenante de procesos de remoción en masa (Kietzmann y Vennari 2013, Naipauer et al. 2020). En base a las evidencias e interpretaciones anteriores,

la facies 6 se adjudica a depósitos de rampa externa distal de composición mixta, generados próximos al nivel de olas de tormenta y con un talud asociado.

Facies 7: Lóbulos turbidíticos (Sm, Sh, Src, Sa, Sf/Sm, Sfm, FShc, FSh, Flc/Fmc, Fl)

Esta facies se compone por litosomas arenosos castaños con geometrías lentiforme y lenticular. Sus espesores son variables, pudiendo preservarse como cuerpos aislados, entre 0,1 a 0,5 m, o bien pueden estar apilados, alcanzando espesores de hasta 4 m (Fig. 4.51a). En general, muestran una tendencia grano-decreciente (Fig. 4.51b) que comienza con bases erosivas conteniendo intraclastos, gradando hacia areniscas masivas (Sm) y laminadas (Sh), y culminando con limolitas laminadas (FShc) y pelitas (Flc/Fmc). En ocasiones pueden preservar estructuras sedimentarias de alto régimen como antidunas (Fig. 4.51c), además de restos de plantas, marcas de base, o bien galerías horizontales bioturbadas con *Thalassinoides*. Esta facies ha sido documentada en distintas secciones, en general preservándose de manera encapsulada entre los depósitos pelíticos y margosos de distinta edad: en la localidad de Picún Leufú y Los Catutos aparecen dentro de las biozonas de *Virgatosphinctes andesensis* (Tithoniano inferior bajo) y *Pseudolissoceras zitteli* (Tithoniano inferior alto), y en Huncal dentro de la Zona de *Spiticeras damesi* (Berriasiano superior). Comprende un espesor total de 35,5 m y una proporción del 4% de la totalidad de las secciones.

Interpretación: Esta facies muestra atributos como bases erosivas con intraclastos, tendencia grano-decreciente, espesores decimétricos a métricos y geometrías lenticulares a lentiformes que permiten asignarlos a episodios de corrientes de turbidez (Bouma 1962, Mulder y Alexander 2001). Los niveles de intraclastos infieren el carácter erosivo del flujo, las areniscas masivas se deben a la depositación en masa por pérdida de competencia del mismo (Bouma 1962, Mulder y Alexander 2001), mientras que las areniscas finas y limolitas se atribuyen a etapas posteriores bajo la acción de corrientes tractivas de bajo régimen, continuados por decantación de material limo-arcilloso (Stow y Smillie 2020). Cabe destacar que,

en ocasiones, las turbiditas pueden generar la migración de formas de lecho corriente arriba, asociadas a condiciones de alto régimen, como es el caso de las antidunas (Mulder et al. 2009).

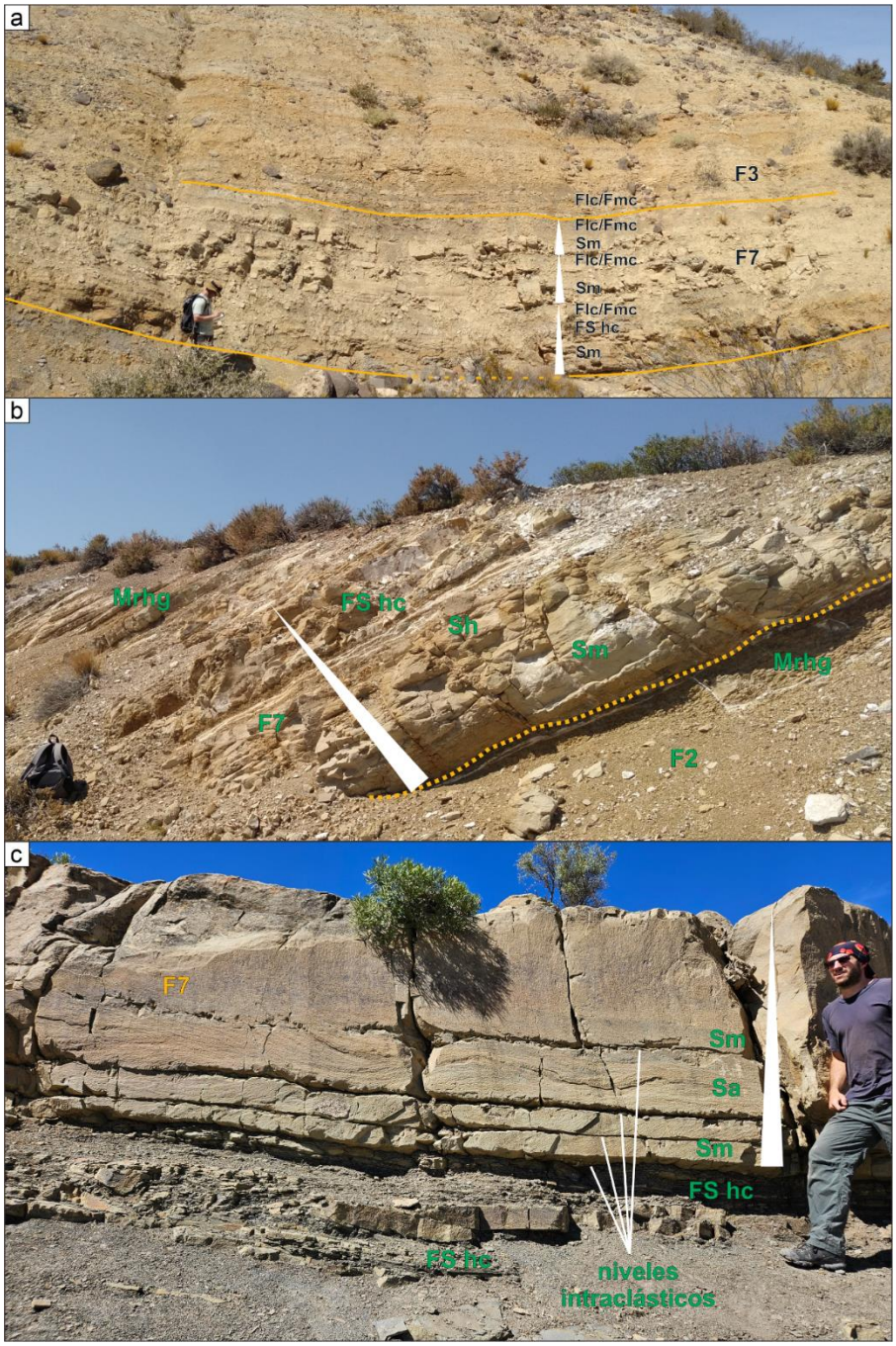


Figura 4.51. Atributos y rasgos diagnósticos de la facies 7. a) Espeso depósito arenoso, reconocido en la sección de Picún Leufú (Tithoniano inferior), compuesto por el apilamiento sucesivo de ciclos grano y estrato-decrecientes, encapsulados entre litosomas pelíticos de la facies 3. b) Bancos arenosos encapsulados entre depósitos finos, de edad Tithoniano inferior, reconocidos en el área de Los Catutos. c) Depósito lentiforme a tabular, caracterizado por

el apilamiento de paquetes arenosos con aspecto masivo y que preservan estructuras sedimentarias de alto régimen de flujo reconocido en la sección de Huncal (Berriasiano superior). Cabe mencionar que los niveles intraclásticos indican el comienzo de los distintos eventos turbidíticos. Para todas las imágenes los triángulos blancos invertidos indican la tendencia grano-decreciente del depósito.

Por otro lado, la bioturbación observada radica en la capacidad, aunque limitada, de los flujos turbidíticos para aportar oxígeno a los fondos marinos, generando ventanas de corta duración favorables para la colonización del sustrato por organismos oportunistas (Bentley et al. 2006, Ponce et al. 2007, Kietzmann et al. 2008, Paz et al. 2019). Finalmente, la génesis de estos litosomas estaría asociada a colapsos gravitacionales generados por mecanismos de desestabilización en el talud, en respuesta a altas tasas de sedimentación, o durante eventos de tormenta, aunque tampoco debería descartarse su vínculo con crecidas fluviales extraordinarias (Benton y Gray 1981, Plink-Björklund y Steel 2002, Mutti et al. 2003, Macquaker et al. 2010, Zakaria et al. 2013, Ikehara et al. 2018).

Facies 8: Rampa carbonática externa (Mrhg, Ml, *P*mg, *P/G*$_p$m, *P*ht, *P/G*$_p$ht, *P/G*$_i$hgo, *P/G*$_i$h, Tm, Ta)

Esta facies comprende paquetes de entre 3 y 7 m de espesor, de coloración castaña, con tendencia estrato-creciente y geometría tabular (Fig. 4.52a). El arreglo interno de los cuerpos se caracteriza por un aumento en el contenido de carbonato de calcio hacia el tope de cada cuerpo, comenzando con niveles margosos laminados (Mrhg, Ml) que gradan hacia litologías netamente carbonáticas (*P*mg, *P/G*$_p$m, *P/G*ht, *P/G*$_i$h, *P/G*$_p$ht) con estructuras tractivas y erosivas. De manera subordinada, intercalan capas milimétricas de tobas masivas (Tm). Por sectores, se observaron bancos con deformación sinsedimentaria a partir de *slumps* que definen superficies cóncavas hacia arriba en su base y que se extienden lateralmente por 2 a 3 m (Fig. 4.52b). La macrofauna preservada consiste en bivalvos (*Lucina, Eriphyla*, ostreidos), amonites y ápticos de amonoideos, ambos articulados y desarticulados (Figs. 4.52c, d). Es frecuente la bioturbación a partir de trazas de *Chondrites*, aunque pueden denotarse de manera superpuesta con esta, niveles de *Thalassinoides* e icnogéneros indefinidos (Fig. 4.52e).



Figura 4.52. Atributos y rasgos diagnósticos de la facies 8. a) Litosomas estrato-crecientes característicos de la facies 8 sobreyaciendo a depósitos finos de la facies 4. b) Estructura deformacional sinsedimentaria. c) Ápticos (Apt) articulados preservados sobre niveles oscuros aflorantes en el área de Mallín de los Caballos. d) Bivalvos (Bv)

articulados y desarticulados preservados sobre niveles carbonáticos de la facies 8. e) Superposición de trazas *Chondrites* (*Ch*) y *Thalassinoides* (*Th*) sobre niveles oscuros documentados en las inmediaciones de Mallín de los Caballos.

Esta facies fue documentada en las secciones de Mallín de los Caballos, Arroyo Covunco y Los Catutos, siendo esta última donde exhibe mayor espesor y se encuentra mejor representada continuando de manera concordante a la facies 4. Por otro lado, en el área de Mallín de los Caballos y Arroyo Covunco estos depósitos sobreyacen a la facies 6. La facies 8 marca el comienzo de la depositación del Miembro Los Catutos, acotado temporalmente a la sección superior de la biozona de *Pseudolissoceras zitteli*, la biozona de *Aulacosphinctes proximus*, ambas del Tithoniano inferior alto, y parte de la biozona de *Windhauseniceras internispinosum* (Tithoniano superior bajo), a la vez que constituye prácticamente la totalidad del mismo. Comprende un espesor de 220 m y representa una proporción del 22% de la totalidad de las secciones.

Interpretación: La geometría tabular del depósito y la preservación de organismos *in situ* y ápticos articulados permiten establecer condiciones de baja energía (Kietzmann et al. 2008, Kietzmann y Palma 2009a). El contenido microfosilífero dominado por radiolarios, calciesferas y microcrinoideos saccocómidos refleja un ambiente de aguas calmas, en zonas relativamente distales, caracterizada por buena productividad de fauna planctónica (Kietzmann et al. 2008, Kietzmann y Palma 2009b). En este sentido, los saccocómidos se encuentran asociados a facies de baja energía y restringida oxigenación, como ambientes marino-distales (Hess 1972, Moffat y Bottjer 1999), mientras que en el ámbito de la Formación Vaca Muerta fueron incluidos en facies de rampa externa (Kietzmann y Palma 2009b). Por otro lado, los componentes bioclásticos adjudicados a organismos de ambientes someros, como las espículas de esponja y los foraminíferos miliólidos, además del contenido de partículas carbonáticas pelletoidales e intraclásticas, comprenderían material alóctono que alcanzaría esta zona debido a eventos de mayor

energía favorecidos por el oleaje o las tormentas (Aigner 1982, Monaco 1992, Kietzmann y Palma 2009a, 2011).

Las microfacies heterolíticas (*P/G*$_p$ht) e intraclásticas (*P/G*$_i$h), por otro lado, evidencian el accionar de corrientes tractivas de fondo (Shanmugam et al. 1993, Schieber 1999, Schieber y Southard 2009, Schieber et al. 2010, Kietzmann et al. 2020). Si bien su origen podría estar asociado a eventos de corta duración, como se ha mencionado previamente, el depósito muestra atributos como buena continuidad lateral, espesores decimétricos y abundante bioturbación que podrían corresponderse con la participación de flujos de fondo de larga duración, como son las corrientes de contorno, acorde a lo propuesto por Paz et al. (2022a, b, 2023) y Reijenstein et al. (2020). Las mismas serían capaces de oxigenar el fondo marino de manera sostenida, así como mantener el alimento y los nutrientes en suspensión promoviendo un ambiente favorable para la proliferación de fauna bentónica, que explicarían la proximidad vertical entre trazas asociadas a condiciones de oxigenación contrastantes (Bromley y Ekdale 1984, Stow y Faugères 2008, Maceachern y Bann 2020, Baucon et al. 2020, Paz et al. 2022b). Sin embargo, es importante aclarar que las estructuras tractivas y la bioturbación no son características suficientes para aseverar la existencia de corrientes de contorno (Shanmugam 2012), aunque este aspecto será tratado con mayor profundidad en los Capítulos 6 y 7. Acorde a las mencionadas evidencias, la facies 8 es interpretada como depósitos de rampa carbonática externa generados por debajo del nivel de olas de tormentas y bajo la influencia de una mecánica tractiva ligada a flujos gravitatorios y/o corrientes de fondo de larga duración.

Facies 9: Canales de marea (*S*$_b$m, *S*$_b$h, *S*$_b$rc, *S*$_b$p, *S*$_b$pge, *S*$_b$, *F/R*$_b$m, *F*$_b$)

Esta facies se compone por cuerpos sigmoidales de coloración castaña que se extienden lateralmente hasta 30 m, con espesores que varían entre 0.8 y 1.5 m (Figs. 4.53a, b). Internamente, se caracterizan por rellenos grano-decrecientes que comienzan con bases erosivas y acumulaciones bioclásticas, mostrando hacia el tope superficies internas de reactivación. Cada litosoma está compuesto por areniscas calcáreas

con estructuras tractivas (S_bh, $S_b$rc, S_bp, $S_b$pge), o bien masivas (S_bm) que son rematados por cuerpos tabulares a lentiformes, constituidos por acumulaciones densas y masivas de ostras (F/R_bm, F_b). Además, las capas arenosas pueden estar divididas por delgadas cortinas de fango de tonalidades castaño oscuro (Fig. 4.53b)

Comúnmente, esta facies muestra variada fauna, retrabajada y fragmentada, representada por gastrópodos, bivalvos (*Panopaea,* ostras, *Eriphyla*, *Lucina*, *Cucullaea, Trigonia*), serpúlidos y amonites. Adicionalmente, se observaron frecuentes horizontes bioturbados con la traza fósil *Thalassinoides*. Asimismo, se han estimado mediciones *in situ* de paleocorrientes que arrojan direcciones aproximadamente dominantes NE-SO y viceversa. La facies 9 se encuentra representada en la sección superior de Picún Leufú, estando acotada temporalmente a la zona de *Windhauseniceras internispinosum* y *Corongoceras alternans* (Tithoniano superior). Continúa de manera neta y erosiva a la facies 3, marcando el inicio de la depositación de la Formación Picún Leufú. Integra un espesor total de 40 m y representa, aproximadamente, una proporción del 4% de la totalidad de las secciones.

Interpretación: La buena continuidad lateral, los rellenos granodecrecientes y las bases erosivas implican la existencia de cuerpos canalizados, cuyas concentraciones bioclásticas representan las etapas iniciales de alta energía en el relleno de los mismos (Allen 1981, Flemming et al. 1992). La presencia de estratificación entrecruzada tabular planar de gran escala ($S_b$pge), así como la geometría sigmoidal de los paquetes sedimentarios y el contenido de cortinas de fango son compatibles con el accionar de corrientes mareales que originan superficies de acreción lateral (Dalrymple 2010). Dichas observaciones se sustentan, a su vez, en base a estructuras tractivas que muestran paleocorrientes opuestas, en aproximadamente 180º. Por otro lado, las acumulaciones bioclásticas documentadas al tope de los canales son interpretadas como parabiostromas de ostras (Kershaw 1994), construidos durante las etapas finales del relleno de los mismos, sobre la base de un sustrato blando, aunque sometido al accionar de corrientes

mareales, oleaje y tormentas que produciría la fragmentación y el retrabajo de las partículas esqueletales (Armella et al. 2007, 2008, Kietzmann y Palma 2009a).

En sintonía con las observaciones a escala de afloramiento, las microfacies asociadas a esta facies (F_b, S_b) muestran abundante retrabajo del material dentro de los cuerpos canalizados. El contenido de ooides, oncoides, intraclastos y bioclastos redondeados se corresponderían con el accionar de corrientes mareales (Shinn 1983, Strasser 1986, Schlager 2005, Flügel y Munnecke 2010). Por otro lado, los líticos piroclásticos evidencian el vulcanismo concomitante con la sedimentación (Capelli et al. 2021). Asimismo, los horizontes bioturbados y los procesos de micritización se adjudican a etapas calmas, durante el crecimiento de los biostromas, donde crustáceos y ostreidos colonizaron un sustrato de buena oxigenación (Kuhnt et al. 2009, Kietzmann et al. 2010). Teniendo en cuenta los atributos mencionados, esta facies corresponde a depósitos de canal, generados dentro de la zona subtidal a intertidal, en el marco de una plataforma deltaica con influencia mareal.

Facies 10: Planicie fangosa (Flc/Fmc, FShc, Fl, FSh)

Esta facies se encuentra dominada por pelitas (Flc/Fmc, Fl) y limolitas (FSh, FShc) que conforman cuerpos castaños, de geometría tabular, que se intercalan entre los paquetes sigmoidales de la facies 9 (Fig. 4.53a). Alcanzan espesores de hasta 7 m y definen depósitos fuertemente meteorizados y de aspecto hojoso. La facies 10 está acotada a la sección superior del perfil de Picún Leufú, correspondiendo a la zona de amonites de *Windhauseniceras internispinosum* y *Corongoceras alternans* (Tithoniano superior). Comprende un espesor total de 40 m y representa una proporción del 4% de la totalidad de las secciones.

Interpretación: La marcada geometría tabular del depósito y la dominancia de granulometrías fango-limosas, sumado a su vínculo con la facies 9, permiten interpretar a esta facies como parte de la planicie fangosa dentro de una plataforma deltaica con influencia mareal.



Figura 4.53. Atributos y evidencias de las facies 9 y 10. a) Alternancia de cuerpos sigmoidales de la facies 9 junto a litosomas tabulares y de granulometrías finas de la facies 10. b) Depósitos tabulares y arenosos de la facies 9 continuados por estratos marcadamente tabulares de la facies 11, entre los que intercalan delgados estratos oscuros interpretados como cortinas de fango.

Facies 11: Rampa carbonática interna – Complejo de barras oncolíticas (*P/G*$_o$m, *P/G*$_o$p, *G*$_o$, *F/R*$_b$m, *F*$_b$)

Esta facies se compone por litosomas tabulares, en ocasiones lentiformes, de coloración castaña que alcanzan potencias de entre 2 y 3 m (Fig. 4.54a). Internamente están constituidos por las litofacies *F/R*$_b$m, *P/G*$_o$m y *P/G*$_o$p, dispuestas en bancos amalgamados de entre 30 y 50 cm de espesor, donde, a su vez, interdigitan horizontes nodulares de composición silícea y cortinas de fango (Fig. 4.53b; Figs. 4.54b, c). A escala afloramiento muestran partículas fragmentadas y degradadas de bivalvos (*Lucina*, *Panopaea*, *Trigonia* y ostras), gastrópodos, amonites y corales ramosos y botroidales. Esta facies ha sido documentada en la sección cuspidal del perfil de Picún Leufú y en el Cerrito Caracoles, encontrándose acotada a las biozonas de amonites de *Corongoceras alternans* y *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano superior – Berriasiano inferior). Pertenece a la Formación Picún Leufú, comprende un espesor de 19 m y representa una proporción del 2% de la totalidad de las secciones.

Interpretación: A escala macro y microscópica, esta facies muestra un alto grado de retrabajo y fragmentación de las partículas reflejado tanto en los bioclastos, así como en lámina delgada por la buena selección y el elevado contenido de oncoides y ooides (Strasser 1986). Dado el vínculo que guarda esta facies con la facies 9, y sumado a la preservación de cortinas de fango, el principal mecanismo responsable del retrabajo observado habría sido por el accionar de corrientes mareales (Flügel 2004, Schlager 2005). Al igual que en las facies 9, los procesos de micritización corresponden a etapas calmas, donde no hay removilización del sedimento, continuado del accionar de organismos fotosintéticos y crustáceos en zonas de batimetrías reducidas (Kietzmann y Palma 2010, Kietzmann et al. 2010).

La fauna preservada indica amplia diversidad, compatible con aguas marinas abiertas y de buena oxigenación (Flügel 2004, Lazo 2004, Armella et al. 2007, 2008). Por otro lado, los nódulos de sílice se corresponden con etapas de exposición del sedimento y posterior interacción con aguas meteóricas, facilitando la precipitación de cemento silíceo (Longman 1980), si bien no debe descartarse la silicificación

temprana por presencia de bioclastos silíceos como las espículas de esponjas (Afşar et al. 2014). De tal manera, esta facies se interpreta como depósitos de barras oncolíticas generadas bajo condiciones de alta energía y reducida batimetría, asociadas a un sistema de rampa interna carbonática, bien oxigenada y sometida al accionar de corrientes mareales.

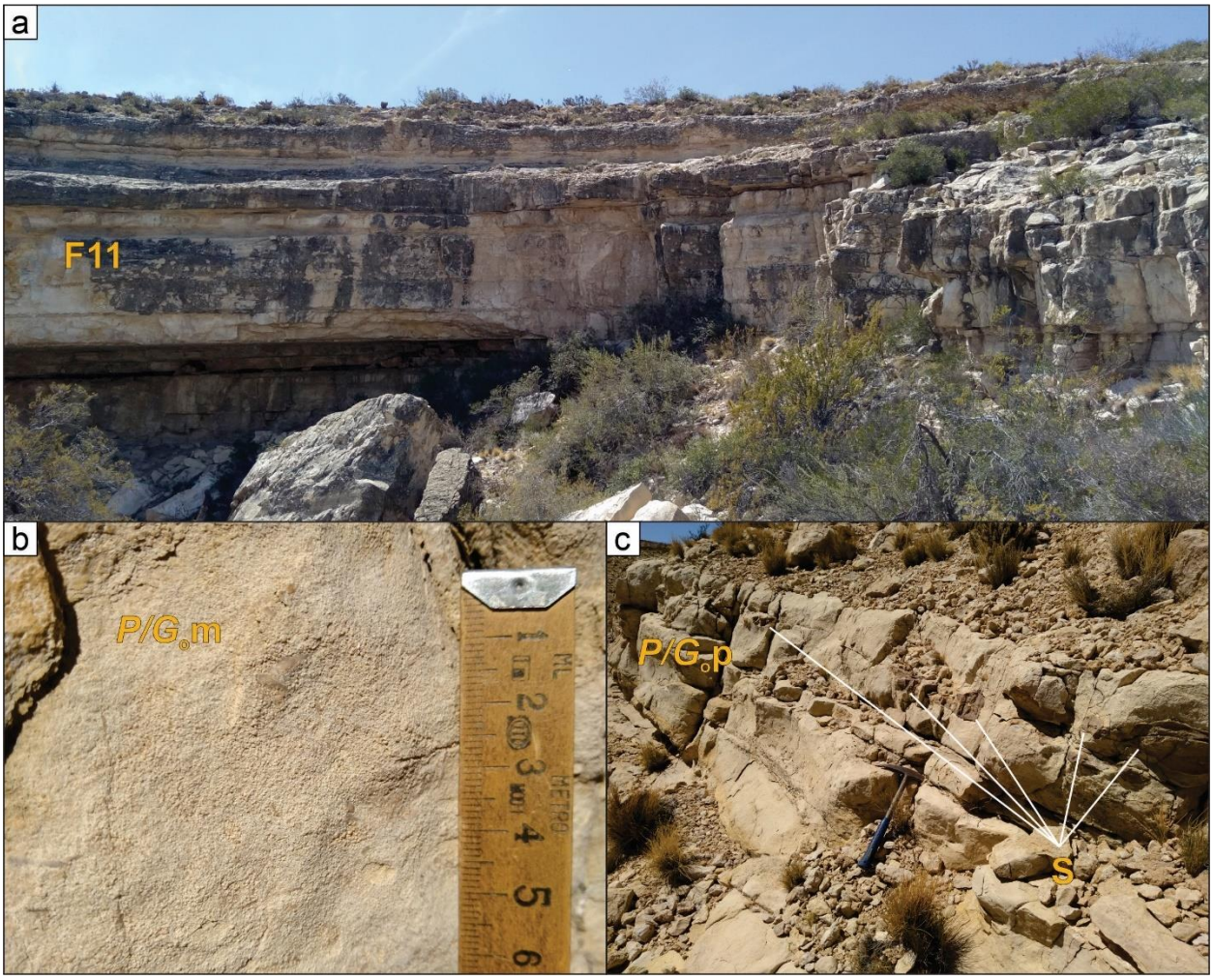


Figura 4.54. Atributos y rasgos diagnósticos de la facies 11. a) Depósito castaño compuesto por bancos tabulares amalgamados de composición oolítica. b) Textura arenosa de las litofacies *P/G*$_o$m producto del abundante contenido de ooides y oncoides. c) Estratificación entrecruzada tabular planar (*P/G*$_o$p) identificada en litosomas de barras oncolíticas de la facies 11 junto a horizontes de nódulos silíceos (S).

Facies 12: Rampa carbonática interna – *Lagoon* (*P*$_b$m, *P*$_p$d, *B*$_c$m, *B*$_c$)

Esta facies se compone por cuerpos tabulares (Fig. 4.55a), blanquecinos, apilados en depósitos estrato-crecientes de hasta 2 m de espesor y de composición carbonática (*P*$_b$m, *P*$_p$d). A su vez, intercalan litosomas domales, castaños anaranjados, y discontinuos, constituidos por *boundstones* con colonias de corales ramosos y botroidales (*B*$_c$m, *B*$_c$), tanto en posición de vida como retrabajados (Fig. 4.55b). Es frecuente la preservación de la traza *Thalassinoides* (Fig. 4.55c) y fauna fragmentada de ostras, serpúlidos, gastrópodos y bivalvos. Esta facies ha sido documentada en la sección cuspidal del perfil de Picún Leufú y en el Cerrito Caracoles, estando interdigitada de manera concordante con la facies 11. Corresponde a la Formación Picún Leufú y se encuentra dentro de las biozonas de amonites de *Corongoceras alternans* y *Substeueroceras koeneni* (Tithoniano superior – Berriasiano inferior). En total, comprende un espesor de 22 m y representa una proporción del 3% de las secuencias analizadas.

Interpretación: La geometría tabular y la dominancia de litofacies/microfacies bioturbadas y con amplio contenido micrítico y pelletoidal permiten asignar esta facies a condiciones de baja energía y de sustrato bien oxigenado (Flügel 2004, Armella et al. 2007, 2008). Por otro lado, los cuerpos con colonias coralinas corresponden a arrecifes en parche (Pangaro et al. 2002, Massaferro et al. 2013, Reijenstein et al. 2014). El vínculo de estos depósitos con la facies 11, así como las evidencias de retrabajo y fragmentación, justifican el accionar de corrientes energéticas, como las mareas, el oleaje, los eventos de tormenta e incluso el aporte fluvial, que habrían restringido el crecimiento lateral de los cuerpos arrecifales (Schlager 2005, Vernhet et al. 2018). Los procesos de dolomitización observados en lámina delgada se explicarían por la interacción con aguas meteóricas, promoviendo la precipitación de dolomita en zonas someras (Morrow 1990). Por lo tanto, las mencionadas evidencias permiten interpretar la facies 12 como depósitos asociados a una zona de *lagoon* dentro de un sistema de rampa interna carbonática.



Figura 4.55. Atributos y rasgos diagnósticos de la facies 12. a) Afloramiento característico constituido por arrecifes en parches (B_cm, B_c) continuados por depósitos blanquecinos de *lagoon* (P_bm, P_pd). b) Depósito castaño constituido por *boundstones* con corales (B_cm, B_c). c) Trazas de *Thalassionoides* identificadas sobre niveles castaños de la facies 12.

Facies	Litofacies/ microfacies	Color, geometría, espesor	Interpretación	Espesor total, proporción	Unidad; zona de amonites
F1: Cuenca anóxica/subóxica con sedimentación carbonática	Mrho, Mlo, Flo/Fmo, Flmo, *P/G*$_l$hgo, *P/G*$_l$h, *B*l, *B*$_m$l, C, Tm, Ta, Th, Trc, Tp, Tc	Oscuro, tabular, 7 m	Subambiente de cuenca, condiciones subóxicas a anóxicas. Decantación en ambiente de baja energía, por debajo del nivel de olas de tormenta, junto a corrientes tractivas de fondo por alcance esporádico de flujos gravitatorios diluidos	260m, 26%	Vaca Muerta; VA, PZ, AP, WI, CA, SK
F2: Rampa carbonática externa distal	Mrhg, Ml, *W*hg, *W*$_r$h, Tm, Ta	Gris, tabular, 5 m	Subambiente de rampa carbonática externa distal, condiciones subóxicas a disóxicas. Decantación en ambiente de baja energía, por debajo del nivel de olas de tormenta, junto a corrientes tractivas de fondo por alcance esporádico de flujos gravitatorios diluidos	21m, 2%	Vaca Muerta miembro inferior; VA
F3: Prodelta distal	Flc/Fmc, Fl, FFSlc, FFSl, FShc, FSh, Dma, D, C, Tm, Ta	Castaño, tabular, 12 m	Subambiente de prodelta distal, por debajo del nivel de olas de tormenta, dominado por decantación con presencia de corrientes tractivas por alcance de flujos gravitatorios diluidos generados por turbiditas, inestabilidades del talud y/o descargas hiperpícnicas. Deformación sinsedimentaria por inestabilidad en el talud	146m, 14%	Vaca Muerta; VA, PZ, AP
F4: Rampa externa mixta	Mrhg, Ml, *W*hc, *W/P*$_b$h, C, Dma, D, Tm, Ta	Castaño blanquecino, tabular, 6 m	Subambiente de rampa externa mixta, por debajo del nivel de olas de tormenta, dominado por decantación con desarrollo de flujos tractivos en respuesta a flujos gravitatorios gatillados por tormentas y/o inestabilidades en el talud. Deformación sinsedimentaria por inestabilidad en el talud	60m, 6%	Vaca Muerta miembro inferior; PZ, WI
F5: Prodelta proximal	Flc/Fmc, Fl, FFSlc, FFSl, FShc, FSh, Sm, Sh, Src, HCS, Sf/Sm, C, Tm, Ta	Castaño, tabular, 10 m	Subambiente de prodelta proximal, con interacción del nivel de olas de tormenta, dominado por decantación junto a corrientes tractivas que generan paquetes grano y estrato-crecientes. Deformación sinsedimentaria por procesos de inestabilidad en el talud	58m, 6%	Vaca Muerta; PZ, AP
F6: Rampa externa mixta distal	Mrhg, Ml, MrHCS, *W*hg, *W*$_r$h, *P/G*$_l$hgo, *P/G*$_l$h, C, Tm, Ta	Gris oscuro, tabular, 8 m	Rampa externa distal, de composición mixta, bajo influencia del nivel de olas de tormenta, dominada por decantación con alcance de corrientes tempestíticas. Deformación sinsedimentaria por inestabilidad en el talud	73m, 7%	Vaca Muerta miembro inferior; PZ
F7: Lóbulos turbidíticos	Sm, Sh, Src, Sa, Sf/Sm, Sfm, FShc, FSh, Flc/Fmc, Fl	Castaño, lenticular a lentiforme, 0.5 a 4 m	Depósitos asociados a flujos turbidíticos que resultan en litosomas grano y estrato-decrecientes encapsulados entre facies distales	35,5m, 4%	Vaca Muerta y Miembro Huncal; VA, PZ, AP, SD
F8: Rampa carbonática externa	Mrhg, Ml, *P*mg, *P/G*$_p$m, Pht, *P/G*$_p$ht, *P/G*$_l$hgo, *P/G*$_l$h, Tm, Ta	Castaño y gris oscuro, tabular, 3 a 7 m	Subambiente de rampa carbonática externa, por debajo del nivel de olas de tormenta, dominada por decantación junto a corrientes tractivas de fondo de corta y larga duración. Tendencia estrato-creciente con aumento en el contenido de carbonato de calcio hacia el tope de los paquetes	220m, 22%	Vaca Muerta Miembro Los Catutos; PZ, AP, WI
F9: Canales de marea	*S*$_b$m, *S*$_b$h, *S*$_b$rc, *S*$_b$p, *S*$_b$pge, *S*$_b$, *F/R*$_b$m, *F*$_b$	Castaño, sigmoidal, 1.5 m	Canales de marea, dentro de la zona inter a subtidal, asociados a una plataforma deltaica con influencia mareal. Alternancia con etapas de quietud del sedimento que favorecen procesos de micritización	40m, 4%	Picún Leufú; WI, CA
F10: Planicie fangosa	Flc/Fmc, FShc FSh, Fl	Castaño, tabular, 7 m	Planicie fangosa, área de intercanal dominada por decantación, asociada a una plataforma deltaica	40m, 4%	Picún Leufú; WI, CA
F11: Rampa interna – Complejo de barras oncolíticas	*P/G*$_o$m, *P/G*$_o$p, *G*$_o$, *F/R*$_b$m, *F*$_b$	Castaño, tabular, 2 a 3 m	Barras oncolíticas dentro de la rampa carbonática interna. Zona de alta energía y buena oxigenación. Alternancia con etapas de quietud que favorecen procesos de micritización	19m, 2%	Picún Leufú; CA, SK

F12: Rampa interna – *Lagoon*	P_bm, P_pd, B_cm, B_c	Blanquecino y castaño anaranjado, domal y tabular, 2 m	Subambiente de *lagoon* dentro de la rampa carbonática interna. Desarrollo de parches arrecifales. Zona de baja energía y buena oxigenación. Retrabajo esporádico a partir de mareas y tormentas	22m, 3%	Picún Leufú; CA, SK

Tabla 4.2. Facies y sus atributos estratigráficos definidos para las Formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú.

4.4 ASOCIACIONES DE FACIES Y EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL DE LAS FORMACIONES VACA MUERTA Y PICÚN LEUFÚ

El análisis de facies permitió distinguir un total de doce facies (F), agrupadas en dos asociaciones de facies (AF) que definen distintos sistemas depositacionales para la unidad de estudio. Durante el Tithoniano temprano al Tithoniano tardío la Cuenca Neuquina estuvo sometida a una rápida transgresión marina (Leanza 1973, Legarreta y Uliana 1991, Kietzmann et al. 2014a, Paz et al. 2018a, 2021), poniendo así en contacto pelitas de *offshore* de la Formación Vaca Muerta sobre depósitos continentales (eólicos, fluviales y lacustres) de la Formación Tordillo, o su equivalente dentro de la subcuenca Picún Leufú, la Formación Quebrada del Sapo (Leanza 2009, Leanza et al. 2011). Como resultado, la configuración regional de la cuenca consistía en un depocentro marino epicontinental, limitado al oeste por el arco magmático y conectado con el Océano Pacífico a partir de estrechos corredores marinos (Legarreta y Uliana 1991). Por otro lado, hacia el sector sur y sur-este, se desarrollaban una serie de sistemas marginales, tanto deltaicos como de plataforma marina, con principal dirección de progradación hacia el norte y noroeste, respectivamente (Spalletti et al. 2000, Kietzmann et al. 2014a, Paz et al. 2019, Parada 2019, Naipauer et al. 2020, Domínguez et al. 2020b).

4.4.1 ASOCIACIÓN DE FACIES 1: SISTEMA DELTAICO

Esta asociación de facies ha sido reconocida en la sección de Picún Leufú, comprendiendo los 380 m iniciales de la secuencia, y está compuesta por cinco facies (F3, F5, F7, F9 y F10; Fig. 4.56). Se encuentra

en contacto neto y transgresivo sobre los depósitos eólicos de la Formación Quebrada del Sapo y marca el inicio de la sedimentación de la Formación Vaca Muerta durante el Tithoniano temprano. A su vez, los primeros 300 m de espesor representan la totalidad de esta unidad dentro de esta zona de estudio, en tanto que los 80 m restantes se enmarcan dentro de la Formación Picún Leufú.

La AF 1 comienza con espesos litosomas limo-pelíticos de la F3 que reflejan un ambiente de prodelta distal, indicando una sedimentación dominada por procesos de decantación. Luego, el perfil muestra un cambio en la tendencia depositacional hacia litologías más gruesas, limo-arenosas, pertenecientes a la facies 5. Ambos depósitos exhiben en común el desarrollo de estructuras de deformación sinsedimentaria, cuyo origen radicaría en colapsos gravitacionales asociados a la existencia de un talud, potencialmente favorecidos por pulsos tectónicos vinculados a la actividad de la Dorsal de Huincul (Vergani et al. 1995, Spalletti et al. 2000, Naipauer et al. 2012, 2020, Kietzmann et al. 2014a, Paz et al. 2019, Domínguez et al. 2020a).

Por otro lado, la F5 muestra un patrón de apilamiento, a partir de ciclos grano y estrato-crecientes, que evidencia una tendencia progradante dada por el avance de facies proximales sobre distales. En conjunto, este arreglo estratal junto a la existencia de un talud, constituyen pruebas suficientes sobre la influencia de sistemas deltaicos. Dicha dinámica estaría gobernada por una serie de clinoformas de bajo ángulo, con sedimentación silicoclástica, que tendrían como principal área fuente al Macizo Nordpatagónico, hacia el sur-sureste, y el arco volcánico hacia el oeste (Eppinger y Rosenfeld 1996, Kietzmann et al. 2014a, b, Zeller et al. 2015a, Naipauer et al. 2020). En línea con esta interpretación, la frecuente ocurrencia de depósitos turbidíticos arenosos de la F7, se corresponden con la presencia de un talud (Leanza et al. 2003, Macquaker et al. 2010, Kietzmann et al. 2016). Si bien estos cuerpos pueden conformar litosomas delgados, que reflejarían eventos aislados, en ocasiones alcanzan potencias de hasta 3 m, cuya tendencia agradante implica la construcción de lóbulos a partir de reiteradas etapas bajo condiciones de alto aporte

clástico (Krim et al. 2017). Los flujos gravitatorios responsables en la depositación de esta facies, ya sea de naturaleza turbidítica o hiperpícnica, comprenderían un mecanismo eficiente en la trasferencia de sedimento hacia el interior de la cuenca, favoreciendo el desarrollo de corrientes tractivas (Mulder et al. 2010, Bhattacharya y Maceachern 2009, Macquaker et al. 2010, Zavala y Arcuri 2016, Paz et al. 2019, Otharán et al. 2020).

Posteriormente, continuando de manera neta y erosiva, a partir de los 300 m de espesor, comienza la depositación de la Formación Picún Leufú (Tithoniano superior – Berriasiano inferior). Dentro de la AF 1, esta unidad abarca los 80 m finales y se compone por dos facies (F9 y F10), que representan un sistema deltaico con influencia mareal (Fig. 4.56a), compuesto por canales de marea (F9) con una planicie fangosa asociada (F10). La sedimentación de la Formación Picún Leufú indica un cambio importante en las condiciones paleoambientales e hidrodinámicas, ya que los cuerpos canalizados representan facies más someras, de mayor energía, oxigenación y retrabajo de las partículas, en comparación con la primera sección de la AF 1. Los mismos muestran atributos estratigráficos, como geometrías sigmoidales y entrecruzamientos de gran escala, además de paleocorrientes aproximadamente bidireccionales y cortinas de fango, que permiten fundamentar la influencia mareal en la sedimentación.

Por otro lado, se advierte un cambio en el aporte sedimentario del sistema, siendo característico de la F9 los componentes esqueletales como fragmentos de bivalvos, equinodermos, gastrópodos, o incluso espículas de esponjas silíceas. Estas partículas tendrían como área fuente zonas aún más proximales, caracterizadas por mayor producción carbonática *in situ*, que luego serían retrabajadas por los canales mareales y direccionadas hacia sectores inter a subtidales. En conjunto, estos atributos marcan una tendencia paleoambiental hacia condiciones climáticas cálidas y áridas favorables para el desarrollo de la fábrica carbonática asociada a un sustrato marino de buena oxigenación.

4.4.2 ASOCIACIÓN DE FACIES 2: RAMPA CARBONÁTICA

Esta asociación de facies está compuesta por ocho facies (F1, F2, F4, F6, F7, F8, F11 y F12) y ha sido reconocida en todas las secciones analizadas, si bien en la mayoría de los casos no todas las facies se encuentran representadas. Se compone por tres subambientes que definen un sector transicional entre cuenca y rampa externa, integrado por facies de *offshore* y de rampa mixta distal (F1, F2, F4, F6 y F7), uno de rampa externa (F8) y uno de rampa interna (F10 y F11). Por un lado, la rampa externa a cuenca ha sido documentada en la totalidad de las secciones analizadas, a excepción de la zona de Picún Leufú y el Cerrito Caracoles. Continúa de manera concordante y transgresiva a la Formación Tordillo e implica el comienzo de la depositación de la Formación Vaca Muerta durante el Tithoniano temprano. Comprende un espesor de 444,5 m y representa un ambiente de rampa mixta distalmente profundizada. Cabe destacar que sus atributos pueden variar en cuanto a su edad, facies que la componen, color, entre otros aspectos, al estar tan ampliamente distribuida dentro del depocentro.

En las zonas de Arroyo Mulichinco, Chacay Melehue, Puerta Curaco y Yesera del Tromen está compuesta enteramente por la F1 (Fig. 4.56b). Su aparición se reconoce por la preservación de un nivel microbiano, distinguible a escala regional (Kietzmann et al. 2014a, b, Kietzmann et al. 2016), que continúa a facies lacustres de la Formación Tordillo. Como resultado, estos sectores representaron las áreas más distales y profundas dentro de la cuenca (*bottomset*), con batimetrías de alrededor de 200 m (Minisini et al. 2020b). En este sentido, la dinámica sedimentaria estuvo gobernada por decantación, bajo aporte clástico y condiciones reductoras y anóxicas del sustrato que dieron lugar a secciones condensadas, de tonalidades oscuras, y entre las que interdigitan numerosos horizontes de concreciones carbonáticas. No obstante, a pesar de tratarse de un ambiente de muy baja energía, el alcance de corrientes de fondo, como expresión distal de flujos gravitatorios, produciría las observadas litofacies/microfacies con estructuras tractivas y

texturas intraclásticas (Schieber 2011, Schieber et al. 2013, Kietzmann et al. 2014a, 2016, 2020, 2021a, Yawar y Schieber 2017).

En la zona de Mallín de los Caballos, Arroyo Covunco y Los Catutos las facies de rampa externa cubren en contacto transgresivo los niveles fluviales de la Formación Tordillo, indicando la mencionada transgresión marina, y marcando el inicio de la sedimentación del miembro inferior de la Formación Vaca Muerta. Estos depósitos comienzan en su porción basal con facies distales de rampa externa carbonática (F2) asociados a condiciones de baja energía, dominadas por decantación pelágica de material arcilloso, fango carbonático y microrganismos planctónicos. En general, la ausencia de bioturbación y la buena preservación de fauna nectónica reflejan un ambiente deficitario en oxígeno, con escasa proliferación de organismos bentónicos (Savrda y Bottjer 1991, Schieber 1999, Nordberg et al. 2001). Este atributo es aún más notorio levemente hacia el norte, donde los afloramientos equivalentes de Mallín de los Caballos exhiben coloración oscura, encontrándose representados por la F1 (Fig. 4.56b).

Luego la columna sedimentaria continúa con espesos litosomas de la F6 en las zonas de Arroyo Covunco y Mallín de los Caballos, equivalentes temporalmente a la facies 4 en Los Catutos. En el primer caso, la F6 representaría depósitos sutilmente más distales que conforman sucesiones monótonas, de tonalidades oscuras y de composición margosa. Sin embargo, la preservación de acumulaciones bioclásticas refleja la interacción con el nivel de olas de tormenta, dentro de un sistema de rampa con profundidades aproximadas de 50 a 70 m (Leanza y Zeiss 1990, Scasso et al. 2002, Kietzmann y Palma 2011). Por otro lado, en la zona de Los Catutos se observan facies de rampa externa mixta (F4) que encapsulan depósitos turbidíticos arenosos (F7), y que son rematados por ciclos grano y estrato-crecientes. Estos atributos justifican una posición más proximal para estos afloramientos, con respecto a la F6, con una dinámica sedimentaria gobernada por plumas de decantación de naturaleza hipopícnica y nefeloide, así como corrientes de fondo generadas a partir de flujos gravitacionales originados por tempestitas, turbiditas e

incluso aguas densas descendiendo desde zonas someras (Kietzmann et al. 2014b, Kohan Martínez et al. 2018, Rodríguez Blanco et al. 2020, Paz et al. 2022a). Esta mecánica colaboró en la progresiva formación de una zona de talud, dentro de un sistema somero y de baja pendiente, susceptible a eventos de remoción en masa y cuyas evidencias radican en la preservación de lóbulos turbidíticos (F7) y cicatrices de *slides/slumps*. Estos últimos tendrían un origen, a su vez, en estructuras activas concomitantes con la sedimentación, potencialmente vinculadas a la Dorsal de Huincul (Vergani et al. 1995, Naipauer et al. 2012, Naipauer et al. 2020).

Continuando con la evolución del sistema dentro del *foreset*, la rampa mixta grada hacia depósitos netamente carbonáticos de rampa externa. Los mismos alcanzan un espesor de 220 m, integrados únicamente por la facies 8 y que componen al Miembro Los Catutos (Tithoniano inferior alto – Tithoniano superior bajo) de la Formación Vaca Muerta. Esta porción de la secuencia se encuentra dominada por procesos de decantación, aunque exhibe rasgos particulares como abundante bioturbación, texturas intraclásticas, estructuras tractivas y erosivas, que, como se ha detallado en el análisis de facies, indican un aumento relativo en el grado de oxigenación del sustrato, en una zona relativamente distal, junto al accionar de corrientes de fondo (Kietzmann et al. 2008, Schieber et al. 2007, Schieber et al. 2013, Yawar y Schieber 2017, Maceachern y Bann 2020, Paz et al. 2022b). Adicionalmente, bajo lámina delgada se observó un importante contenido de partículas alóctonas, como terrígenos, pellets y espículas de demosponjas (*rhaxes*), que tendrían su origen en zonas someras, caracterizadas por mayores tasas de producción de carbonato *in situ*, y que posteriormente alcanzarían este sector de la rampa al ser exportados por flujos gravitatorios vinculados a colapsos gravitacionales, oleaje de tormenta, e incluso descargas de aguas densas con amplio contenido de bioclastos.

En consecuencia, los depósitos del Miembro Los Catutos requerirían de la combinación de procesos vinculados a la plataforma (*topset*), como son la producción y exportación de carbonato hacia zonas

distales, y mecanismos generados en la zona del talud (*foreset*), donde se produciría el retrabajo y distribución del material a partir de corrientes de fondo. Las mismas, además, tendrían un rol importante en mantener la oxigenación y el alimento en suspensión, facilitando la colonización del sustrato (Paz et al. 2022b). Cabe mencionar que, si bien podrían tratarse de corrientes de fondo de corta o larga duración (Stow y Faugères 2008, Rebesco et al. 2014, Stow y Smillie 2020), este aspecto será abordado más adelante, de manera complementaria con el estudio de ASM (Ver Capítulo 6 y 7). Asimismo, la facies 8 muestra un arreglo arquitectural definido por ciclos de escala métrica, apilados sucesivamente, y con tendencia estrato-creciente, que se destacan por un aumento progresivo en el contenido de carbonato de calcio. Dicho patrón evidencia la progradación de la F8 por sobre las facies de rampa mixta, reflejando un cambio en el sistema depositacional, hacia condiciones cálidas y áridas, caracterizadas por una mayor producción y proliferación de la fábrica carbonática en zonas someras. En este sentido, los afloramientos del Miembro Los Catutos se corresponden con una zona heterogénea y de características hidrodinámicas fluctuantes que habrían representado una posición intermedia entre los depósitos anóxicos cuencales y las facies bien oxigenadas del sector interno de la rampa (Fig. 4.56b).

Por otro lado, las facies de rampa interna han sido reportadas en la porción cuspidal de la sección de Picún Leufú, continuando de manera concordante a los depósitos de las facies 9 y 10 (Fig. 4.56b), y en el Cerrito Caracoles, constituyendo la totalidad de este perfil. Comprende un espesor de 41 m y marca el final de la depositación de la Formación Picún Leufú durante el Tithoniano superior. Se compone por dos facies (F11 y F12) que definen un ambiente de rampa carbonática interna integrado por un complejo de barras oncolíticas (F11) y un sector protegido de *lagoon* (F12). Este tramo de la secuencia muestra un definitivo cambio hacia condiciones climáticas áridas y cálidas (Zeller et al. 2015a, Krim et al. 2017), con respecto a la AF 1, donde la fábrica carbonática habría tenido su principal producción en la zona de *lagoon*, caracterizado por baja energía, con generación *in situ* y decantación de fango carbonático, junto a procesos

frecuentes de micritización y pelletización. Dentro de este ambiente, y durante etapas de buen tiempo, proliferaron organismos bentónicos como bivalvos infaunales, equinodermos, serpúlidos, demosponjas, gastrópodos y crustáceos, los cuales son responsables de la alta producción de pellets fecales (Kietzman y Palma 2010, 2014, Kietzmann et al. 2010). Asimismo, esta amplia diversidad faunística, junto a la bioturbación observada reflejan condiciones marinas asociadas a un sustrato arenoso blando y bien oxigenado junto a condiciones marina euhalinas (Maceachern et al. 2007, Armella et al. 2007, 2008, Gómez Dacal 2017, Gómez Dacal et al. 2018, Paz et al. 2019).

La presencia de arrecifes en parches dentro de la F12 requeriría de condiciones de salinidad normal y buen ingreso de luz solar (James 1984, Flügel 2004). Estos depósitos se corresponderían con aquellos abultamientos carbonáticos descritos en subsuelo por Reijenstein et al. (2020), caracterizados por cuerpos domales de restringida extensión lateral, que se asocian con barras oncolíticas orientadas perpendiculares a la costa, sugiriendo el accionar de corrientes mareales. Además, aquellas formas ramosas proliferaron en zonas protegidas y de baja energía, mientras que las colonias botroidales habrían sido más resistentes al embate del oleaje y las mareas (James 1984, Insalaco et al. 1997).

Por otro lado, el sistema de barras oncolíticas (F11) se caracterizaba por el frecuente retrabajo de las partículas, cuya área fuente provenía del *lagoon*, a la vez que actuaba como un obstáculo topográfico indispensable para proteger a la fábrica carbonática del accionar de procesos erosivos. Durante etapas de buen tiempo, el material era direccionado a partir de corrientes mareales, alternando con episodios de quietud donde se producía la micritización y pelletización, mientras que ante eventos de tormenta el retrabajo era mayor, dando origen a partículas intraclásticas del mismo sustrato marino y generándose una amplia fragmentación de los bioclastos. Finalmente, la preservación de niveles silicificados dentro de esta facies representaría la interacción de la fábrica carbonática con el nivel freático, reflejando un período de exposición subaérea de la misma. Este atributo es coincidente con el fin de la depositación de la

Formación Picún Leufú, durante el Tithoniano tardío, continuada por un proceso erosivo y una continentalización de las facies a partir del comienzo de la sedimentación de la Formación Bajada Colorada.

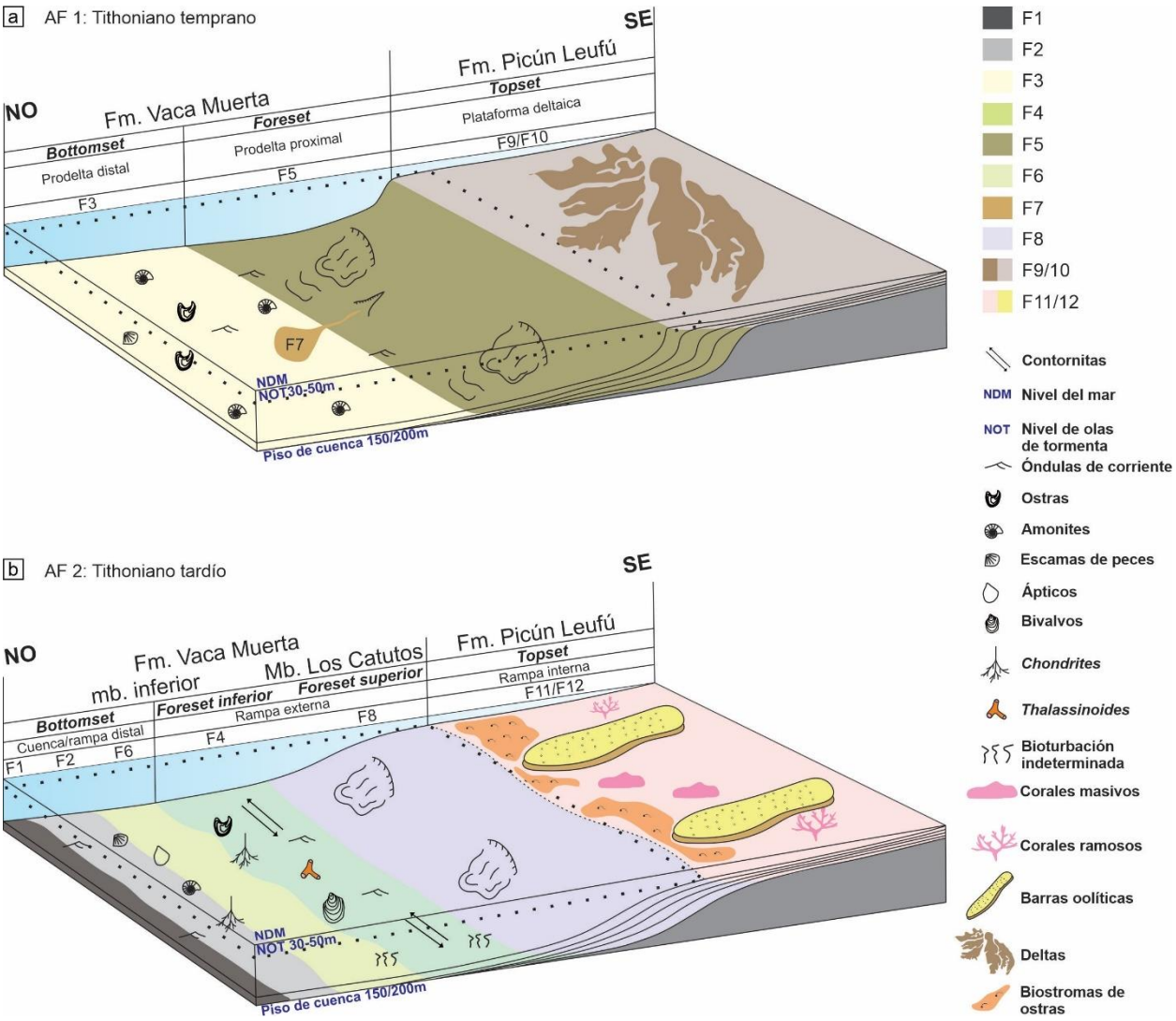


Figura 4.56. Esquema paleoambiental de las AF 1 y 2. a) Esquema paleoambiental de la AF 1 compuesto por facies de prodelta, tanto distal como proximal, pertenecientes a la Formación Vaca Muerta y un sector de plataforma deltaica con influencia mareal correspondiente a la Formación Picún Leufú. b) Esquema paleoambiental de rampa empleado para esquematizar la AF 2 compuesto por las facies del miembro inferior de la Formación Vaca Muerta junto a los depósitos carbonáticos del Miembro Los Catutos y la sección superior de la Formación Picún Leufú.

CAPÍTULO 5. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

5.1 ANTECEDENTES

Los primeros estudios estratigráfico-secuenciales en el Sistema Vaca Muerta – Quintuco fueron realizados por Mitchum y Uliana (1982, 1985) en un trabajo de referencia confeccionado sobre la base de la estratigrafía sísmica, donde los autores reconocieron nueve secuencias depositacionales. Estas secuencias fueron posteriormente identificadas en afloramiento por Gulisano et al. (1984), dentro del sector sur de la cuenca. En conjunto, estos trabajos representan un primer hito en el conocimiento estratigráfico de la unidad. Los esquemas propuestos por estos autores presentan variaciones sutiles (Fig. 5.1). Por un lado, Gulisano et al. (1984) determinaron un total de nueve secuencias (A1-A9), comenzando por la sección inferior de la Formación Vaca Muerta y asignando la última secuencia (A9) a la Formación Mulichinco. Mitchum y Uliana (1985) reconocen también nueve secuencias (A-I), todas ellas enmarcadas dentro del intervalo temporal en el cual se depositó el Sistema Vaca Muerta – Quintuco (Tithoniano Temprano – Valanginiano Temprano). Finalmente, años más tarde, Legarreta y Gulisano (1989) distinguen nueve secuencias (Mi_1-Mi_9), adjudicando la inicial (Mi_1) a la Formación Tordillo y la última (Mi_9) a la Formación Mulichinco. Todos estos autores basaron sus análisis en el modelo tripartito propuesto por Vail et al. (1977).

Los estudios siguientes sobre la estratigrafía secuencial corresponden a Spalletti et al. (2000), quienes determinaron un total de tres secuencias somerizantes (Ti1, Ti2 y Ti3; Fig. 5.1) para las formaciones Vaca Muerta, Carrín Cura y Picún Leufú, durante el intervalo Tithoniano – Berriasiano, aflorantes en el sector sur de la Cuenca Neuquina. Posteriormente, datan las publicaciones de Kietzmann et al. (2014a, b, 2016) quienes presentaron datos de afloramiento localizados en el sector surmendocino (área de Malargüe), norte de Neuquén (área de Chos Malal) y sur de Neuquén (Sierra de la Vaca Muerta). Dichos autores, sobre

la base del modelo T-R de Embry y Johannessen (1992), reconocen un total de cinco secuencias depositacionales compuestas (CS-1 a CS-5), temporalmente equivalentes a ciclos de tercer orden (Haq et al. 1987, 1988), para todo el intervalo Tithoniano inferior – Valanginiano inferior (Fig. 5.1). Asimismo, Legarreta y Villar (2015) distinguieron dos supersecuencias de segundo orden para el Sistema Vaca Muerta – Quintuco (Fig. 5.1), dividiendo a la primera en dos intervalos (Vaca Muerta Inferior y Vaca Muerta Medio) que caracterizan los depósitos del Tithoniano inferior a Berriasiano inferior, mientras que la restante supersecuencia Vaca Muerta Superior comprende el Berriasiano inferior al Valanginiano inferior.

En el subsuelo, las distintas compañías petroleras desarrollaron, a su vez, diferentes esquemas y nomenclaturas para cada uno de los bloques exploratorios. Así, en el marco del IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos de 2014, cerca de quince empresas junto a la Universidad de Buenos Aires, reconstruyeron la transecta regional de Mitchum y Uliana (1982, 1985), consensuando una nomenclatura en común, lo que finalmente dio lugar a una publicación editada por el Instituto Argentino del Petróleo y Gas y la Asociación Geológica Argentina (González et al. 2016, 2018). Este estudio representa un segundo hito en la comprensión de la estratigrafía secuencial y en la interpretación sísmica de la unidad, incluyendo información de pozos y testigos coronas, estableciéndose una serie de horizontes y unidades sísmicas (Desjardins et al. 2016, 2017, 2018), comparables y que guardan correspondencia con aquellas determinadas por Mitchum y Uliana (1985) y Kietzmann et al. (2014a) (Fig. 5.1).

Finalmente, la publicación más reciente que aborda el marco estratigráfico secuencial de la Formación Vaca Muerta, ha sido elaborada por Domínguez et al. (2020b), mediante la utilización de información obtenida a partir de sísmica 3D y un total de 500 pozos. Estos autores establecen tres secuencias depositacionales de baja frecuencia (LFS1, LFS2 y LFS3) (Fig. 5.1), integradas por doce secuencias de alta frecuencia. La LFS1 incluye la Formación Tordillo, expandiéndose desde el Kimmeridgiano al Tithoniano superior. La LFS2 comprende todo el Berriasiano y parte del Valanginiano inferior, en tanto que la LFS3

abarca la porción restante del Valanginiano inferior (Fig. 5.1). Estos autores utilizaron el modelo cuatripartito de Posamentier et al. (1992).

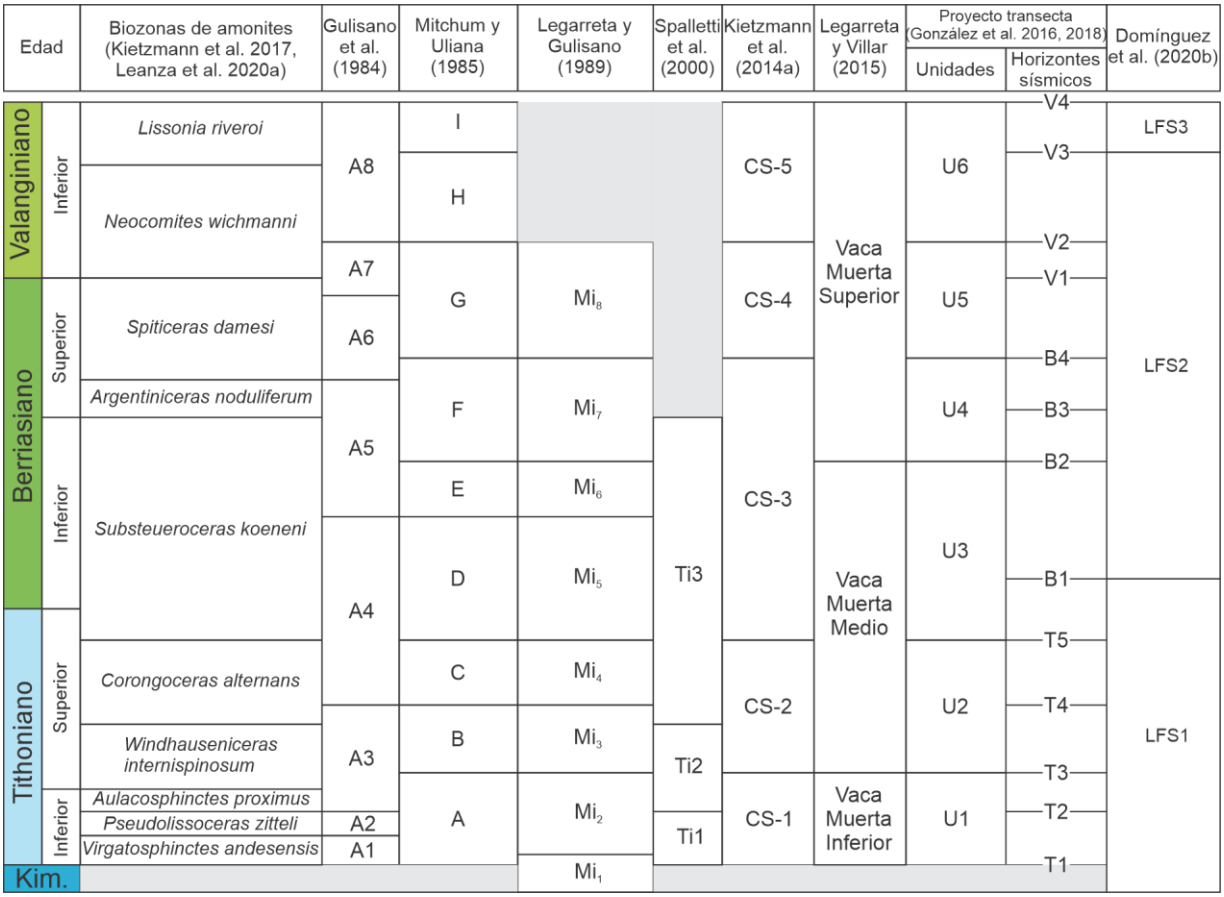


Figura 5.1. Edades, biozonas de amonites, modelos secuenciales, horizontes y unidades sísmicas determinados para el Sistema Vaca Muerta – Quintuco. Los límites de secuencia responden a distintos modelos conceptuales (Vail et al. 1977, Embry y Johannessen 1992, Posamentier et al. 1992), por lo que no son estrictamente coincidentes.

5.2 ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL DEL INTERVALO TITHONIANO DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA

Sobre la base de los antecedentes previamente mencionados y empleando la información de afloramiento y microscópica recabada en esta tesis, sumado a la utilización del modelo propuesto por Embry y Johannessen (1992), se llevó a cabo un análisis estratigráfico secuencial de los depósitos tithonianos de la Formación Vaca Muerta a lo largo de un total de nueve secciones estratigráficas (Fig. 5.2a). A modo de

simplificar el análisis, los perfiles se han agrupado en tres sectores distinguibles dentro de la geometría que caracteriza a una clinoforma, como son la plataforma (*topset*), el talud (*foreset*) y la zona de cuenca (*bottomset*), comparable con la dinámica depositacional que caracterizó a la Formación Vaca Muerta durante el Tithoniano (Kietzmann et al. 2014a, Minisini et al. 2020a, Domínguez et al. 2020a, Paz et al. 2022a; Fig. 5.2b). Esta decisión se debe a que, como se desarrollará más adelante, las secciones aflorantes en cada uno de estos sectores tienen rasgos sedimentarios y estratigráficos similares. De esta manera, las localidades de Picún Leufú y el Cerrito Caracoles corresponden a la plataforma o *topset*, las áreas de Los Catutos, Mallín de los Caballos y Arroyo Covunco representan el talud o *foreset*, mientras que las secciones de Puerta Curaco, Yesera del Tromen, Chacay Melehue y Arroyo Mulichinco corresponden a la zona de cuenca o *bottomset*.

Adicionalmente, se han reconocido dos órdenes jerárquicos de secuencias depositacionales: las secuencias compuestas (CS) y las de alta frecuencia (HFS), donde las CS equivalen a ciclos de tercer orden, mientras que las HFS representan ciclos de cuarto orden (Haq et al. 1987, 1988). Debe aclararse que las HFS identificadas dentro del *bottomset*, al tratarse de un sector distal con sedimentación condensada y de aspecto monótono que no registra fácilmente las superficies de interés estratigráfico, se han interpretado sobre la base de superficies correlacionables a escala regional con los sectores de *topset* y *foreset* y no en cambios faciales abruptos. Asimismo, para la identificación de las secuencias dentro de este sector se ha tenido en cuenta el control bioestratigráfico a partir de las biozonas de amonites, además de las heterogeneidades litológicas a meso y microescala, tales como el desarrollo y tamaño de concreciones, la frecuencia de litofacies intraclásticas, las variaciones microfaciales y la preservación de niveles microbianos.

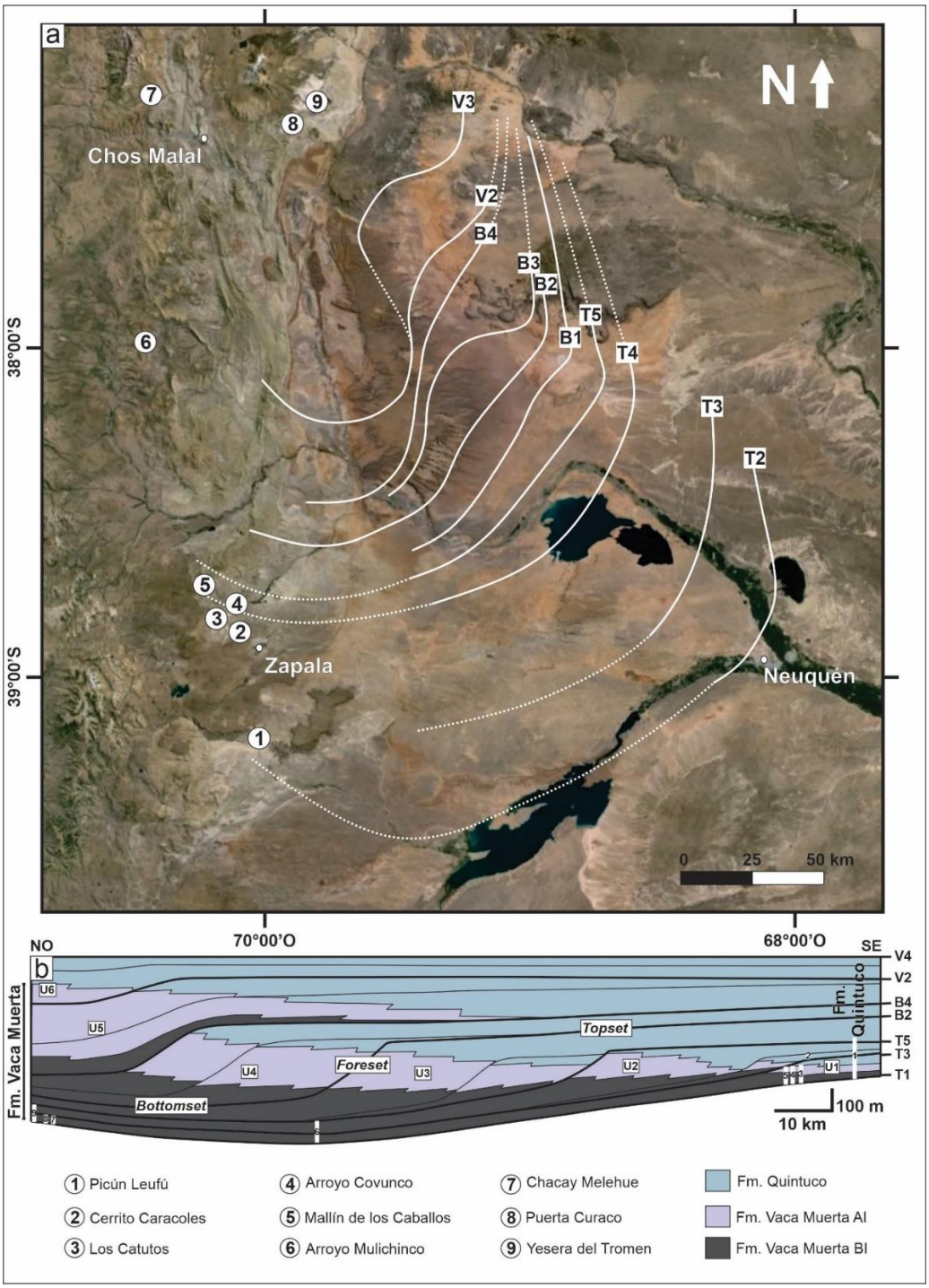


Figura 5.2. Clinoforma, quiebres de plataforma y secciones analizadas. a) Imagen satelital detallando las secciones analizadas (1 a 9) junto a los quiebres de plataforma (T2 a V3) definidos para la Formación Vaca Muerta según Domínguez et al. (2020b). b) Geometría del conjunto de clinoformas progradantes, en dirección SE-NO, que representan al sistema Vaca Muerta – Quintuco (modificado de Minisini et al. 2020b). Las barras blancas numeradas (1 a 9) representan la posición aproximada de cada una de las secciones dentro de la clinoforma, en tanto que su longitud denota el intervalo estratigráfico relevado. Referencias: AI, rocas con alta impedancia acústica; BI, rocas con baja impedancia acústica.

5.2.1 SECUENCIA COMPUESTA 1 (CS-1)

La secuencia compuesta 1 (Figs. 5.3a, b, c; CS-1) comienza con una superficie de transgresión marina (ST-1) de extensión regional, reconocida en todas las zonas y evidenciada por la preservación de facies cuencales de la Formación Vaca Muerta por sobre los niveles eólicos, fluviales o lacustres de la Formación Tordillo, o de su unidad equivalente hacia el sur, la Formación Quebrada del Sapo. Se compone de tres secuencias de alta frecuencia (HFS-1, -2 y -3) y su límite superior está representado por una segunda superficie regional de inundación marina (ST-2). En total, comprende un rango temporal que va desde el Tithoniano temprano al Tithoniano tardío, abarcando las zonas de amonites de *Virgatosphinctes andesensis* hasta *Windhauseniceras internispinosum* (Kietzmann et al. 2014a, b, c, 2016).

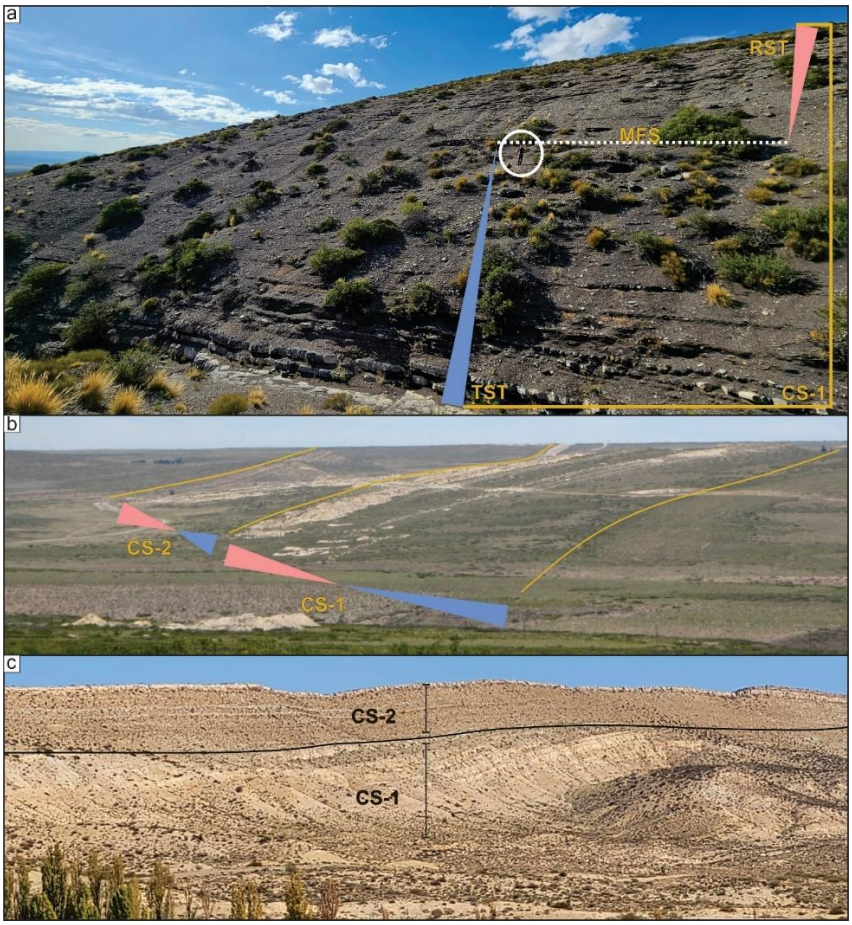


Figura 5.3. Secuencia compuesta 1 (CS-1) aflorante en las secciones de *bottomset*, *foreset* y *topset*. a) Imagen de afloramiento denotando la CS-1 reconocida en la zona de cuenca (perfil de la Yesera del Tromen), compuesta por sus

respectivos cortejos (TST, RST) y superficie de máxima inundación (MFS). Notar la oscura coloración del depósito en comparación a las Figs. 5.3b y c. b) Imagen panorámica, con vista desde la Sierra de la Vaca Muerta hacia la zona de Los Catutos, exhibiendo la totalidad de las CS-1 y CS-2. Notar la coloración castaño blanquecino de los regresivos debido a su mayor contenido de calcáreo. c) Imagen panorámica exhibiendo parte de la CS-1 y la totalidad de la CS-2 en la zona de Picún Leufú. Notar el mayor desarrollo de bancos tabulares blanquecinos durante el CS-2 debido a su composición calcárea con respecto a la CS-1.

5.2.1.1 Secuencia depositacional de alta frecuencia 1 (HFS-1)

La HFS-1 abarca la totalidad de la Zona de amonites de *Virgatosphinctes andesensis* y el tramo medio de la Zona de *Pseudolissoceras zitteli*. Dentro del sector de plataforma, más precisamente en el área de Picún Leufú (Fig. 5.4 y Fig. 5.5a), se encuentra dominada por sedimentación silicoclástica y comienza con el TST-1, representado por facies pelíticas de prodelta (F3), que sobreyacen a los niveles eólicos de la Formación Quebrada del Sapo (Figs. 5.5b, c). Estos depósitos se caracterizan por preservar abundantes escamas de peces y restos de amonites, exhibiendo valores de TOC de hasta 24% en la porción basal (Krim et al. 2017, 2019). El TST-1 está enmarcado dentro de la zona de *Virgatosphinctes andesensis* (Tithoniano inferior), muestra un espesor aproximado de 38 m, con un patrón de apilamiento retrogradante, que finaliza en la MFS-1 con la aparición de los primeros niveles limolíticos con deformación sinsedimentaria, indicando un mayor aporte de sedimento producto de la progradación de los sistemas costeros. Por su parte, el RST-1 presenta un espesor aproximado de 50 m y se encuentra acotado dentro de la Zona de *Pseudolissoceras zitteli* (Tithoniano inferior alto). Muestra un patrón progradante definido por facies limo-pelíticas de prodelta distal (F3), con estructuras de deformación sinsedimentaria, que son rematadas por depósitos turbidíticos arenosos (F7), con tendencia agradante (Figs. 5.5a, d). En ambos casos, la preservación de *slumps* y de litosomas de espesores métricos de naturaleza turbidítica, justifican una dinámica sedimentaria en respuesta a un alto aporte clástico como consecuencia de la progradación de sistemas costeros desde el S-SE.

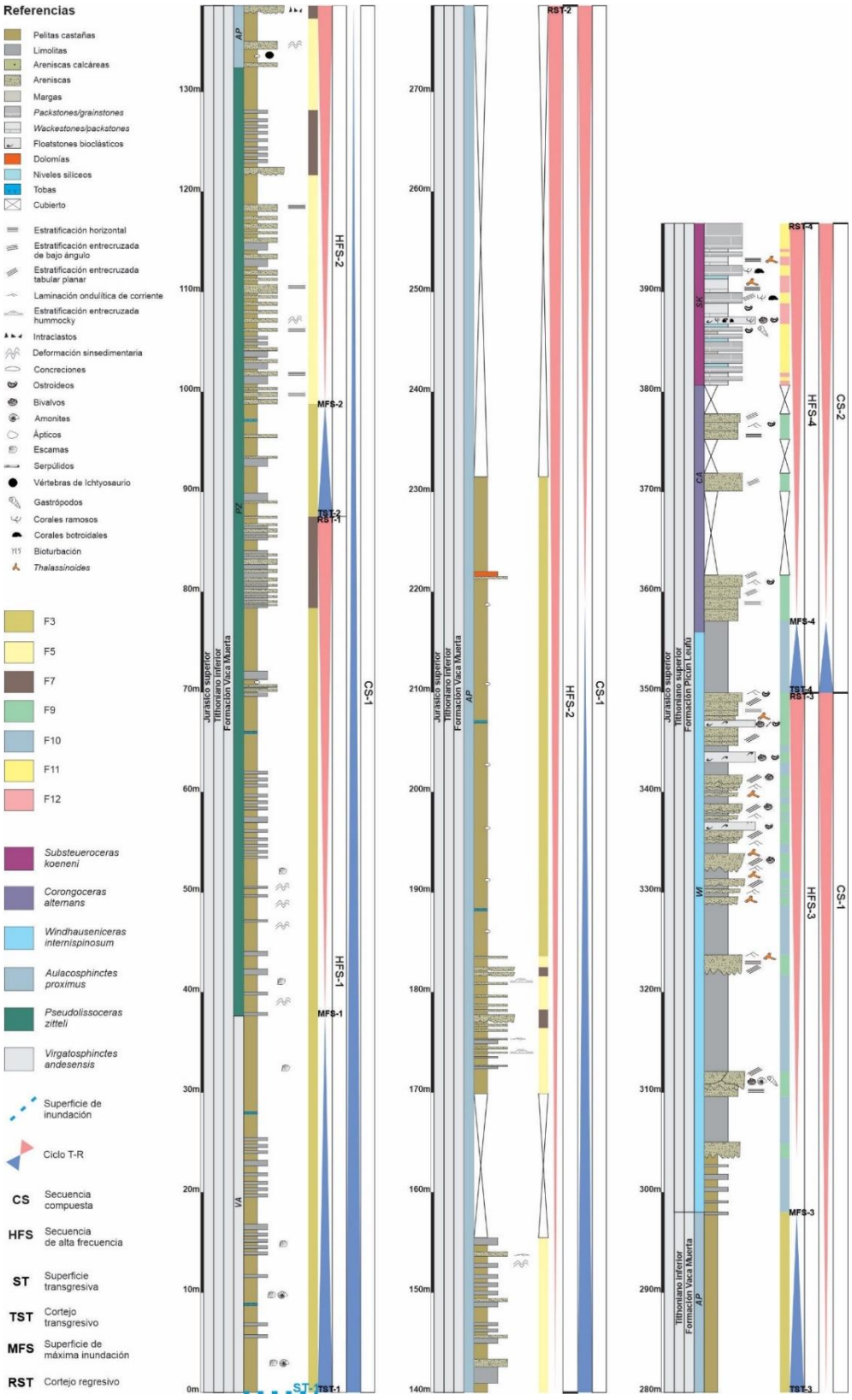


Figura 5.4. Perfil estratigráfico-secuencial para la zona de plataforma o *topset*.

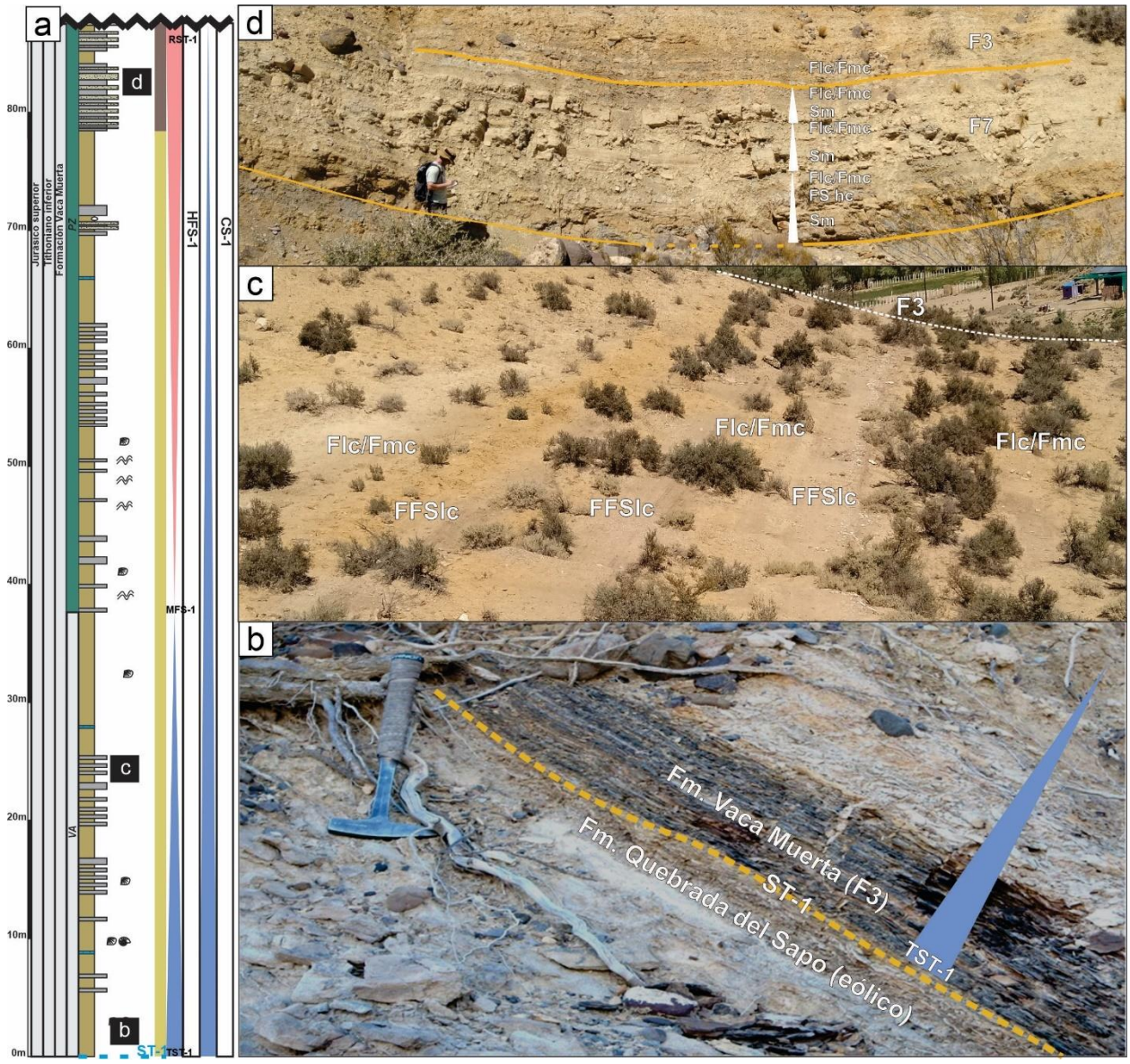


Figura 5.5. Perfil sedimentario y atributos principales de la HFS-1 reconocida en las inmediaciones de Picún Leufú. a) Sección basal del perfil sedimentario documentado en el *topset* utilizada para esquematizar la HFS-1. b) Contacto entre las Formaciones Quebrada del Sapo y Vaca Muerta exhibiendo la superficie de inundación regional (ST-1) de por medio, así como el comienzo del TST-1. c) Espesa secuencia limo-pelítica, característica de la F3, perteneciente al TST-1. d) Lóbulo turbidítico de la F7, encapsulado entre depósitos finos de prodelta (F3), construido a partir de sucesivos eventos grano-decrecientes (triángulos blancos).

En la zona de talud o *foreset*, la HFS-1 exhibe una impronta más carbonática con respecto al *topset* y comienza con el TST-1 que abarca un espesor aproximado de 10 m en todas las secciones (Fig. 5.6 y Fig. 5.7a). Este cortejo se encuentra definido por facies de rampa carbonática externa distal (F2) que preservan

escamas de peces y amonites, correspondientes al miembro inferior de la Formación Vaca Muerta, y que continúan de manera concordante y transgresiva sobre los niveles fluviales y eólicos de la Formación Tordillo (Fig. 5.7b). Sin embargo, hacia el norte, en la zona de Mallín de los Caballos, estos depósitos cambian sutilmente sus características texturales, además de presentar menor espesor, adquiriendo coloraciones más oscuras atribuidas a condiciones de menor oxigenación del fondo marino (Fig. 5.7c).

Si bien las facies de talud no muestran cambios significativos en la estratificación que ayuden a ubicar la MFS-1, esta superficie es delimitada por la aparición de litosomas arenosos turbidíticos (F7), fácilmente distinguibles en el área de Los Catutos (Fig. 5.7d), y que, en Mallín de los Caballos y Arroyo Covunco equivalen temporalmente a depósitos margosos con influencia de eventos tempestíticos (F6) (Figs. 5.8a, b). Ambas facies marcan el inicio del RST-1, el cual está contenido dentro de la Zona de *Pseudolissoceras zitteli* (Tithoniano inferior alto). Este cortejo conserva los mayores espesores en Los Catutos, de hasta 50 m, acuñándose hacia el norte, alcanzando potencias de 40 y 30 m para las zonas de Arroyo Covunco y Mallín de los Caballos, respectivamente. En estas dos secciones, el RST-1 se encuentra representado por margas de la F6 (Fig. 5.8b), mientras que en Los Catutos corresponde a facies de rampa externa mixta (F4) que encapsulan depósitos turbidíticos, además de ciclos estrato-crecientes que reflejan una tendencia progradante (Fig. 5.8c). En este sentido, el desarrollo de niveles dolomíticos dentro de la F4 respondería a procesos de mezcla de aguas debido al avance de cuerpos deltaicos construidos a partir de plumas meso e hipopícnicas con abundante carga de partículas carbonáticas.

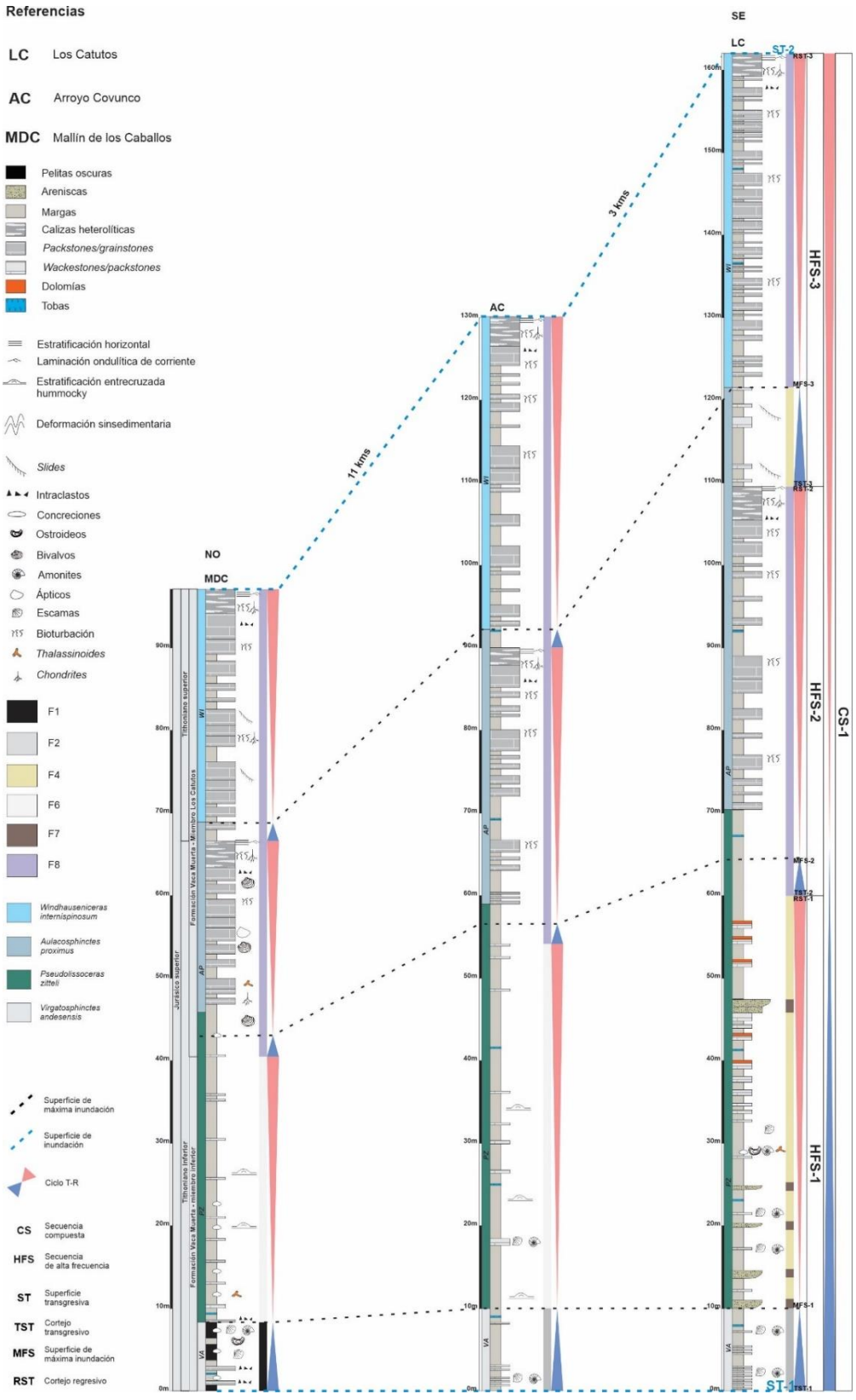


Figura 5.6. Correlación estratigráfico-secuencial para la zona de talud o *foreset*.

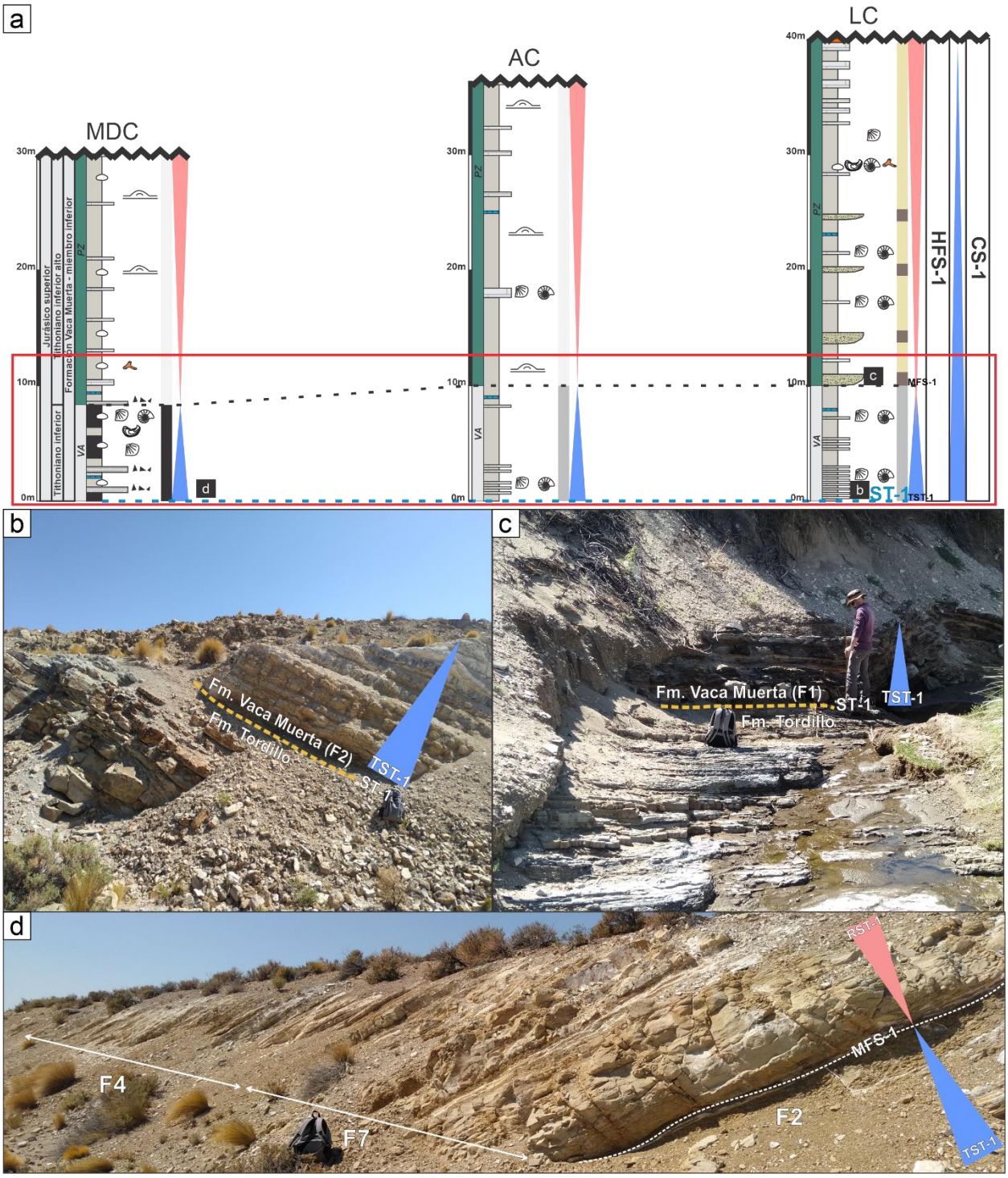


Figura 5.7. Atributos de la HFS-1 reconocidos en el campo. a) Porción de la correlación estratigráfica secuencial del *foreset* (recuadro rojo) utilizada para esquematizar las imágenes de campo. b) Contacto estratigráfico entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta, en la zona de Los Catutos, que exhibe la superficie de inundación regional (ST-1) y el comienzo del cortejo transgresivo (TST-1). c) Contacto estratigráfico entre las formaciones Tordillo y Vaca Muerta en la zona de Mallín de los Caballos, marcando la superficie de inundación regional (ST-1) y el comienzo del TST-1. d) Aparición en el registro del primer nivel turbidítico, dentro de la zona de Los Catutos, utilizado para delimitar

la MFS-1 y el comienzo del cortejo regresivo (RST-1). Referencias: MDC, Mallín de los Caballos; AC, Arroyo Covunco; LC, Los Catutos.

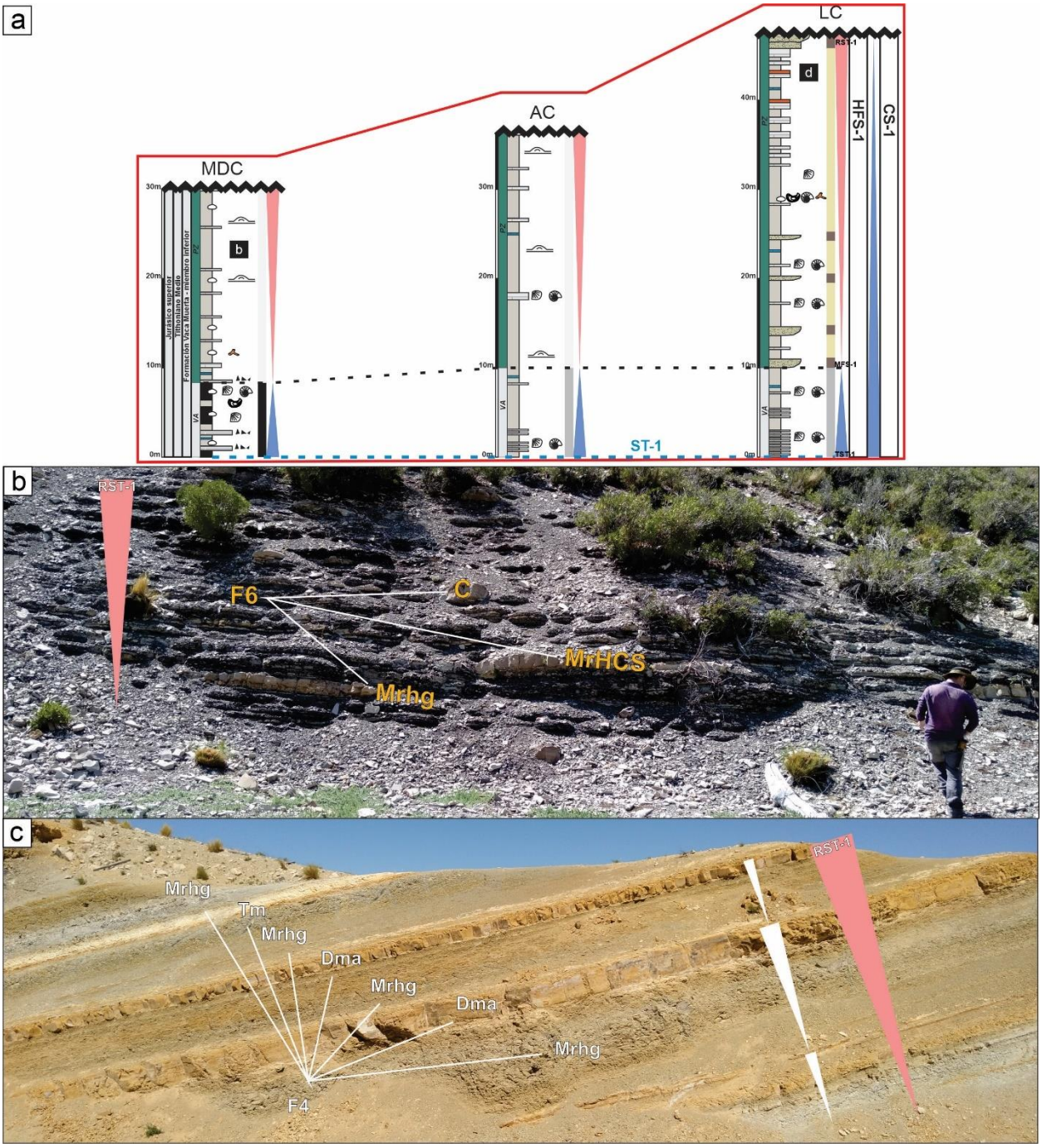


Figura 5.8. Cortejo regresivo (RST-1) perteneciente a la HFS-1 para la zona del *foreset*. a) Porción seleccionada (recuadro rojo) de la correlación estratigráfica secuencial perteneciente al *foreset*, utilizada para esquematizar la HFS-1. b) Litosomas margosos, oscuros, pertenecientes a la F6, aflorantes en las inmediaciones de Mallín de los Caballos. c) Apilamiento de parasecuencias estrato-crecientes, reconocidas en la zona de Los Catutos, asociada a la progradación de facies de rampa mixta característicos del RST-1. Referencias: MDC, Mallín de los Caballos; AC, Arroyo Covunco; LC, Los Catutos.

Finalmente, dentro del *bottomset* la HFS-1 exhibe los menores espesores (Fig. 5.9 y Fig. 5.10a), caracterizándose por sucesiones condensadas y con numerosas concreciones, integradas por facies de cuenca (F1). El comienzo del TST-1 está delimitado por niveles microbianos (litofacies/microfacies *B*l/B_ml), reconocibles en todas las secciones del *bottomset*, y que continúan de manera concordante y transgresiva a facies lacustres de la Formación Tordillo (Figs. 5.10b, c). Este cortejo abarca un espesor promedio de 10 m y su límite superior está determinado por el mayor tamaño y desarrollo de los horizontes con concreciones (Figs. 5.10d, e), indicando así las condiciones más pronunciadas de cuenca hambrienta y, por lo tanto, la posición de la MFS-1. Por otro lado, el RST-1 no muestra mayores variaciones sedimentarias, aunque puede inferirse su comienzo debido a un menor desarrollo de concreciones y una mayor presencia de facies intraclásticas en respuesta a un alcance más frecuente de corrientes de fondo como expresión de corrientes turbidíticas distales. Este cortejo comprende una potencia de entre 4 y 10 m, que constituye el mayor espesor en la sección de Chacay Melehue (Fig. 5.9).

5.2.1.2 Secuencia depositacional de alta frecuencia 2 (HFS-2)

La HFS-2 se encuentra acotada a la sección superior de la Zona de *Pseudolissoceras zitteli* a gran parte de la Zona de *Aulacosphinctes proximus* (Tithoniano inferior alto). En el sector de plataforma, al igual que para el caso de la HFS-1, alcanza los mayores espesores (190 m) y está dominada por sedimentación silicoclástica, si bien un considerable tramo de la sección se encuentra cubierto (Fig. 5.6 y Figs. 5.11a, b). El TST-2 tiene un espesor de 10 m y se reconoce por la relación estratal entre facies finas de prodelta (F3) por sobre niveles arenosos turbidíticos (F7), indicando así una nueva inundación marina (Fig. 5.11a). Luego, el intervalo regresivo (RST-2) es reconocido a partir de una tendencia progradante en la secuencia definida por la preservación de parasecuencias grano y estrato-crecientes (Fig. 5.11c), de composición limo-arenosa, interpretadas como parte del prodelta proximal (F5). La porción restante del RST-2 se

compone de sucesiones prodeltaicas (F3) con intercalaciones de bancos dolomíticos que se atribuyen a procesos de mezcla de aguas debido a la progradación de facies costeras (Figs. 5.11d, e).

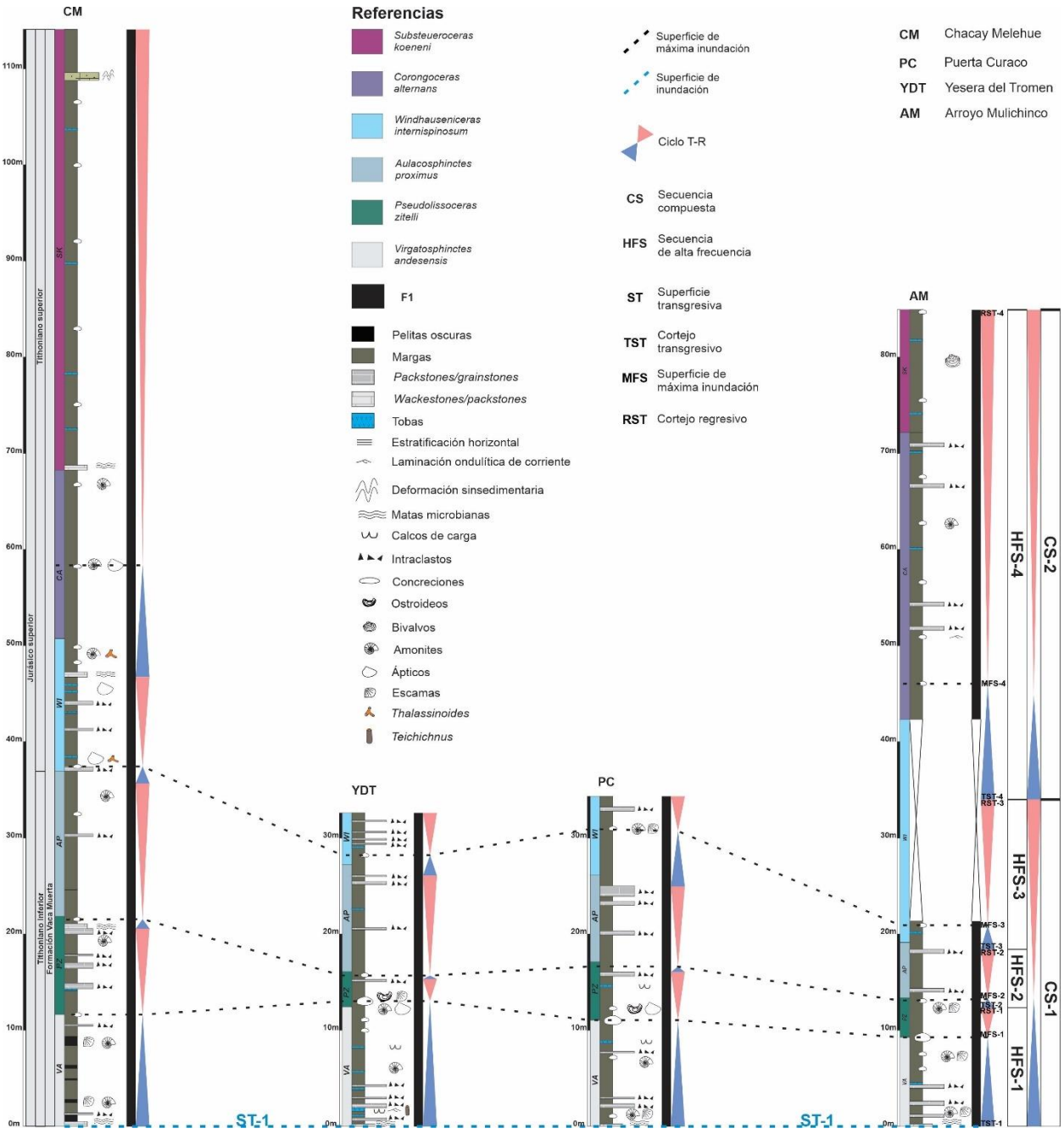


Figura 5.9. Correlación estratigráfico-secuencial para la zona de cuenca o *bottomset*.



Figura 5.10. Cortejos sedimentarios y superficies de interés estratigráficas vinculadas a la HFS-1 dentro de la zona de *bottomset*. a) Porción basal (recuadro rojo), dentro de la correlación estratigráfica secuencial del *bottomset*, utilizada para esquematizar las imágenes de afloramiento. b) Afloramiento localizado en la Yesera del Tromen, a la vera de la Ruta Nacional 40, caracterizado por depósitos lacustres de la Formación Tordillo continuados por facies cuencales (F1) de la Formación Vaca Muerta. La imagen también exhibe la superficie transgresiva 1 (ST-1), así como el comienzo

la secuencia depositacional compuesta 1 (CS-1). c) Detalle de la ST-1 distinguida a partir del nivel microbiano (*B*ml) que marca el inicio de la depositación de la Formación Vaca Muerta. d) Imagen de afloramiento oscuro y tabular, perteneciente a la facies 1 de la Formación Vaca Muerta, continuando a niveles lacustres de la Formación Tordillo, documentado en la sección de Arroyo Mulichinco. El círculo rojo denota las personas de escala (1,8 m). e) Superficie de máxima inundación (MFS-1), y cortejos sedimentarios asociados, determinada a partir de un mayor desarrollo en el diámetro de las concreciones. Referencias: CM, Chacay Melehue; YDT, Yesera del Tromen; PC, Puerta Curaco; AM, Arroyo Mulichinco.

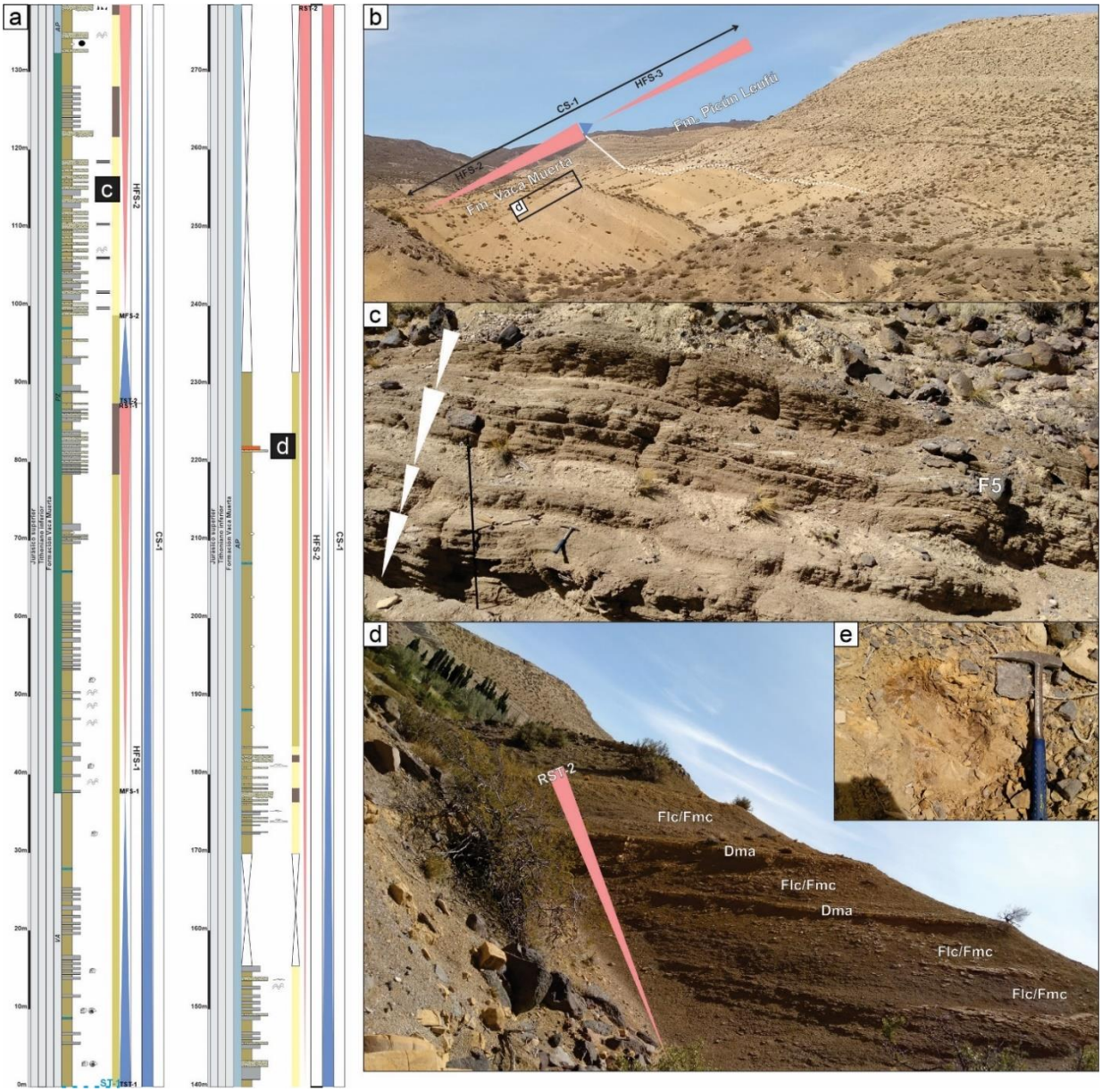


Figura 5.11. Atributos de la HFS-2 reconocida en la zona de Picún Leufú. a) Porción del perfil sedimentario perteneciente al *topset* utilizada para esquematizar la HFS-2. b) Secuencia homoclinal, aflorante en la zona de Picún Leufú, exhibiendo parte de la HFS-2, incluida dentro de la Formación Vaca Muerta, y la HFS-3, incluida dentro de la Formación Picún Leufú. c) Porción del RST-2 dominado por ciclos grano y estrato-crecientes de la facies 5. d) Depósito de grano fino donde intercalan bancos dolomíticos de aspecto brechoso preservado dentro del RST-2. e) Detalle del aspecto brechoso de las dolomías reconocidas en la sección de Picún Leufú.

Dentro del *foreset*, la HFS-2 se encuentra representada por depósitos margosos y carbonáticos (Fig. 5.12a), correspondientes a facies de rampa externa carbonática (F8) y coinciden con el inicio del Miembro Los Catutos en esta zona de la cuenca (Fig. 5.6). El TST-2 comienza con delgados niveles margosos, que no exceden los 4 m de potencia, y que continúan a las facies de rampa mixta (Figs. 5.12b, c). Por su parte, la MFS-2 y, como consecuencia, el inicio del RST-2, es observado en las tres zonas por un cambio en la tendencia depositacional definida a partir de la intercalación de litologías netamente carbonáticas, de mayor dureza, representados por *packstones/grainstones* peloidales masivos (*P/G*$_p$m) (Figs. 5.12b, c). Este atributo evidencia el comienzo de la tendencia progradante de la rampa carbonática, compuesta por parasecuencias, de no más de 10 m de espesor, que exhiben un arreglo interno estrato-creciente, comenzando con niveles margosos que gradan hacia facies peloidales e intraclásticas con marcado desarrollo de estructuras tractivas y erosivas (*P/G*$_i$h, *P/G*$_p$ht). En general, el RST-2 muestra sus mayores espesores en el área de Los Catutos (43 m), mientras que estos litosomas se acuñan hacia el norte, alcanzando una potencia de 30 m para la sección de Arroyo Covunco y 20 m en Mallín de los Caballos.

En el área del *bottomset*, y al igual que para el caso de la HFS-1, la HFS-2 exhibe los menores espesores con respecto al *foreset* y *topset*, sin exceder los 15 m (Fig. 5.9; Fig. 5.13a), y se encuentra compuesta en su totalidad por facies de cuenca anóxica (F1). El comienzo del TST-2 se puede identificar en las secciones de Chacay Melehue y Puerta Curaco por la aparición de matas microbianas (litofacies *B*l), mientras que en las restantes secciones su reconocimiento se dificulta debido a la monotonía del depósito. Este cortejo exhibe delgados espesores, de entre 2 y 4 m, y su fin es determinado por el desarrollo de niveles concrecionados que indican la superficie de máxima inundación (MFS-2) (Figs. 5.13b, c). Por su parte, el RST-2 se advierte por un mayor desarrollo de litofacies intraclásticas (*P/G*$_i$hgo) que evidencian un alcance más frecuente de flujos gravitatorios diluidos en respuesta a eventos turbidíticos (Fig. 5.13c). Este cortejo, en general, tiene

espesores que no exceden los 8 m, encontrándose mejor preservado en las secciones de la Yesera del Tromen, Puerta Curaco y Chacay Melehue (Fig. 5.9).

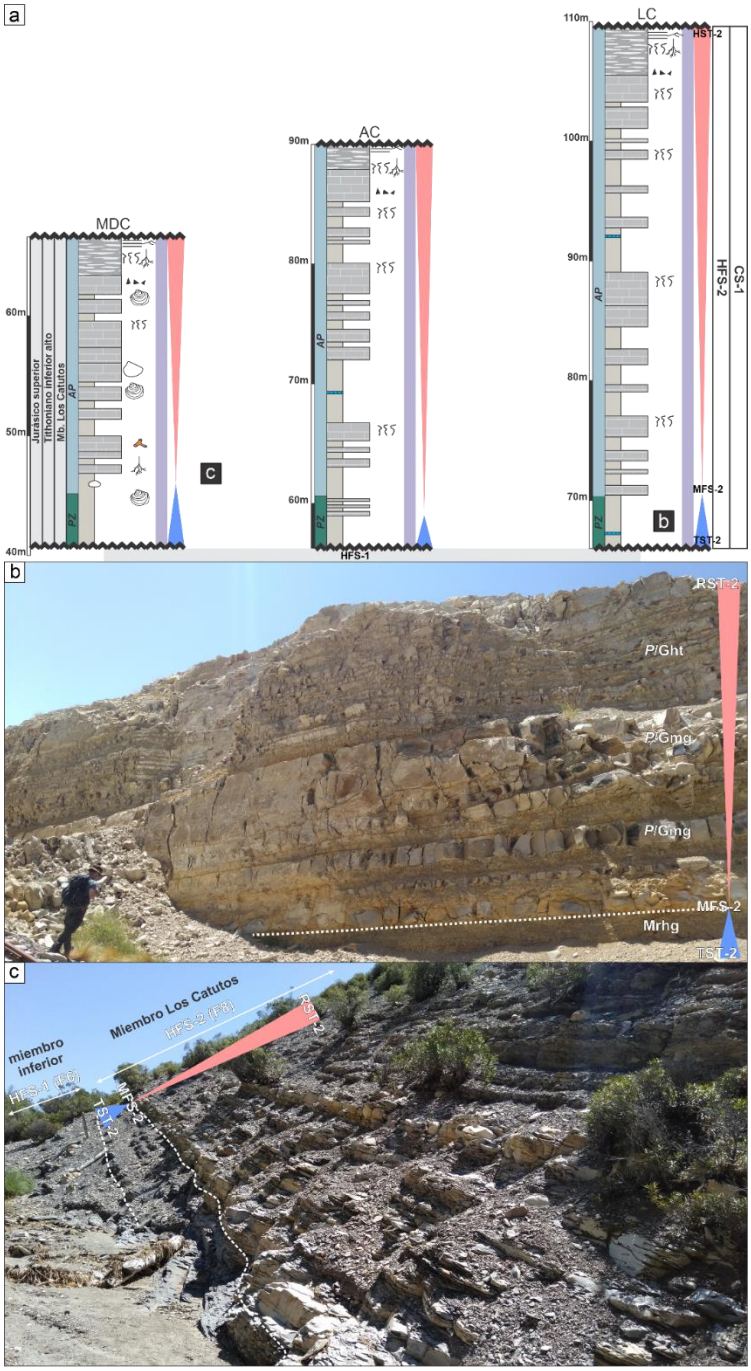


Figura 5.12. Atributos de la HFS-2 dentro de la zona de *foreset*. a) Porción utilizada de la correlación estratigráfica secuencial para esquematizar la HFS-2. b) Secuencia estrato-creciente, compuesta por niveles margosos (Mrhg) y carbonáticos (*P/G*mg, *P/G*ht), denotando el comienzo de la HFS-2 en la zona de Los Catutos. c) Imagen de afloramiento perteneciente al área de Mallín de los Caballos caracterizada por litosomas oscuros y meteorizados de

la HFS-1, incluida dentro del miembro inferior de la Formación Vaca Muerta, continuados por depósitos carbonáticos del Miembro Los Catutos que marcan el inicio de la HFS-2. Referencias: MDC, Mallín de los Caballos; AC: Arroyo Covunco; LC: Los Catutos.

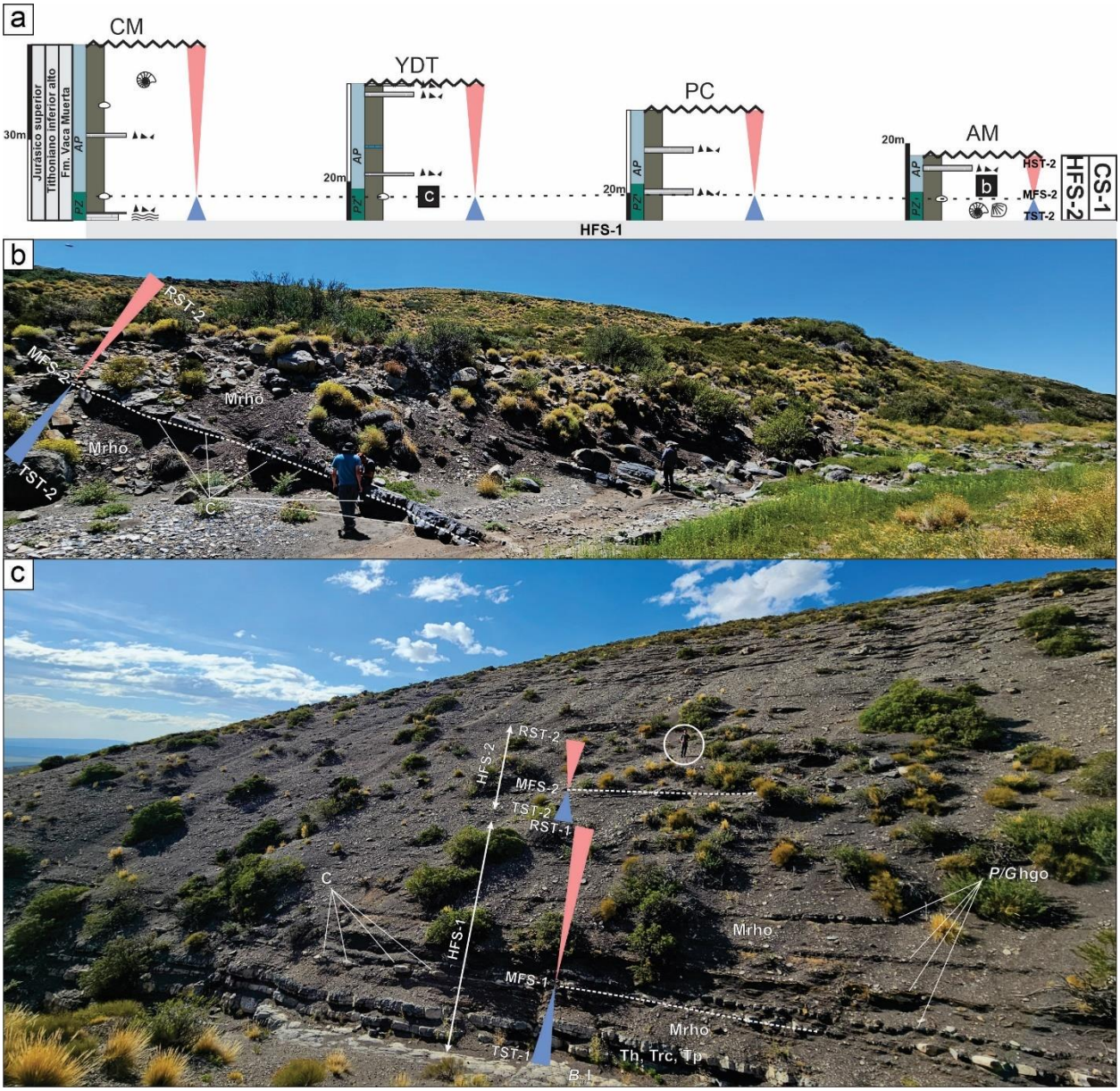


Figura 5.13. Atributos de la HFS-2 reconocida en la zona de *bottomset*. a) Porción de la correlación estratigráfica secuencial asociada al *bottomset* junto a la ubicación de las imágenes de afloramiento. b) Depósito de tonalidad oscura, documentado en el área de Arroyo Mulichinco, exhibiendo la HFS-2, delimitada internamente por la MFS-2 distinguible a partir de un horizonte de concreciones. c) Afloramiento monótono, reconocido en la Yesera del Tromen, integrado por litologías oscuras de la facies 1, donde se distinguen la HFS-1 y HFS-2. Referencias: CM, Chacay Melehue; YDT, Yesera del Tromen; PC, Puerta Curaco; AM, Arroyo Mulichinco.

5.2.1.3 Secuencia depositacional de alta frecuencia 3 (HFS-3)

Esta secuencia está enmarcada temporalmente dentro del Tithoniano superior bajo y se corresponde con la sección superior de la Zona de amonites de *Aulacosphinctes proximus* y con un tramo de la Zona de *Windhauseniceras internispinosum*. En el sector de plataforma, la HFS-3 alcanza un espesor de 70 m (Fig. 5.4 y Figs. 5.14a, b), en donde el TST-3 está representado por delgadas intercalaciones limo-pelíticas, asignadas a facies de prodelta (F3) (Figs. 5.14c, d). La MFS-3 es inferida inmediatamente antes de la aparición en el registro de cuerpos canalizados con geometrías sigmoidales y bases erosivas, correspondientes a la F9 (Fig. 5.14d), los cuales marcan el inicio de la depositación de la Formación Picún Leufú. Estos depósitos indican el comienzo del RST-3 (Fig. 5.14d), el cual adquiere un espesor que excede los 50 m y se encuentra constituido por facies de plataforma deltaica con influencia mareal (F9 y F10), que marcan el fin de la CS-1. Estos litosomas están rellenos por areniscas bioclásticas, indicando un cambio en el tipo de aporte y en la oxigenación del sistema en comparación a la HFS-1 y HFS-2.

Por su parte, la HFS-3 en el *foreset* corresponde al Miembro Los Catutos y muestra características sedimentarias y estratales similares que en la HFS-2 (Fig. 5.15a). Aquí, el TST-3 es fácilmente reconocido en el área de Los Catutos a partir de niveles margosos de la F4, de hasta 10 m de espesor, con deformación sinsedimentaria y que sobreyacen a las facies intraclásticas y heterolíticas de rampa carbonática externa que rematan el RST-2 (Fig. 5.15b). Cabe destacar que el TST-3 muestra mayor potencia en este sector debido a la posición más proximal que ocupa con respecto a las localidades de Arroyo Covunco y Mallín de los Caballos. En estas últimas, el TST-3 comprende delgados niveles margosos de la F6 que no exceden los 2 m de espesor. Por otro lado, el RST-3 comienza con la aparición de litofacies peloidales masivas (*P/G*$_p$m), que resaltan entre la estratificación, y se caracteriza por el apilamiento de parasecuencias estrato-crecientes, de escala métrica, que, a su vez, muestran un aumento en el contenido de carbonato hacia el tope y que culminan en litofacies intraclásticas y peloidales con estructuras tractivas y erosivas

(*P/G*$_i$h, *P/G*$_p$ht) (Figs. 5.15b, c). Dicho cortejo presenta un espesor de 40 m en Los Catutos, 37 m en Arroyo Covunco y 28 m en Mallín de los Caballos.

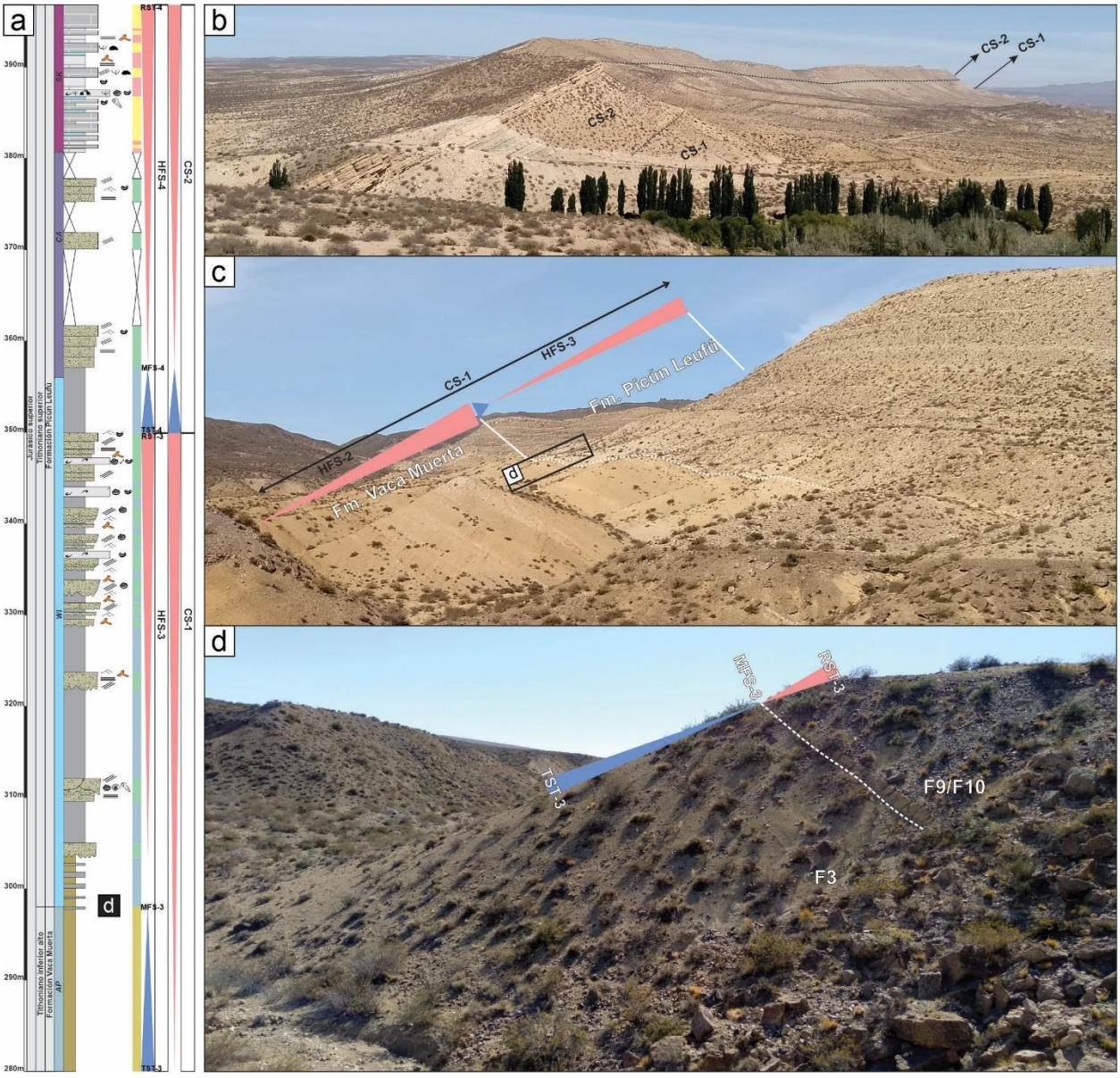


Figura 5.14. Atributos y características de la HFS-3 en la zona de *topset*. a) Porción del perfil sedimentario documentado dentro del *topset* utilizado para esquematizar las imágenes de afloramiento. b) Vista panorámica hacia el oeste, desde el Puente Picún Leufú, de la secuencia aflorante compuesta por las CS-1 y CS-2. c) Imagen panorámica de la zona de Picún Leufú, donde se distingue el contacto entre las formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú, junto a las HFS y la CS-1. d) Imagen de afloramiento detallando el recuadro sectorizado en la Figura 5.14c, exhibiendo el comienzo del RST-3 a partir de la aparición en el registro de cuerpos canalizados rellenos por areniscas bioclásticas.

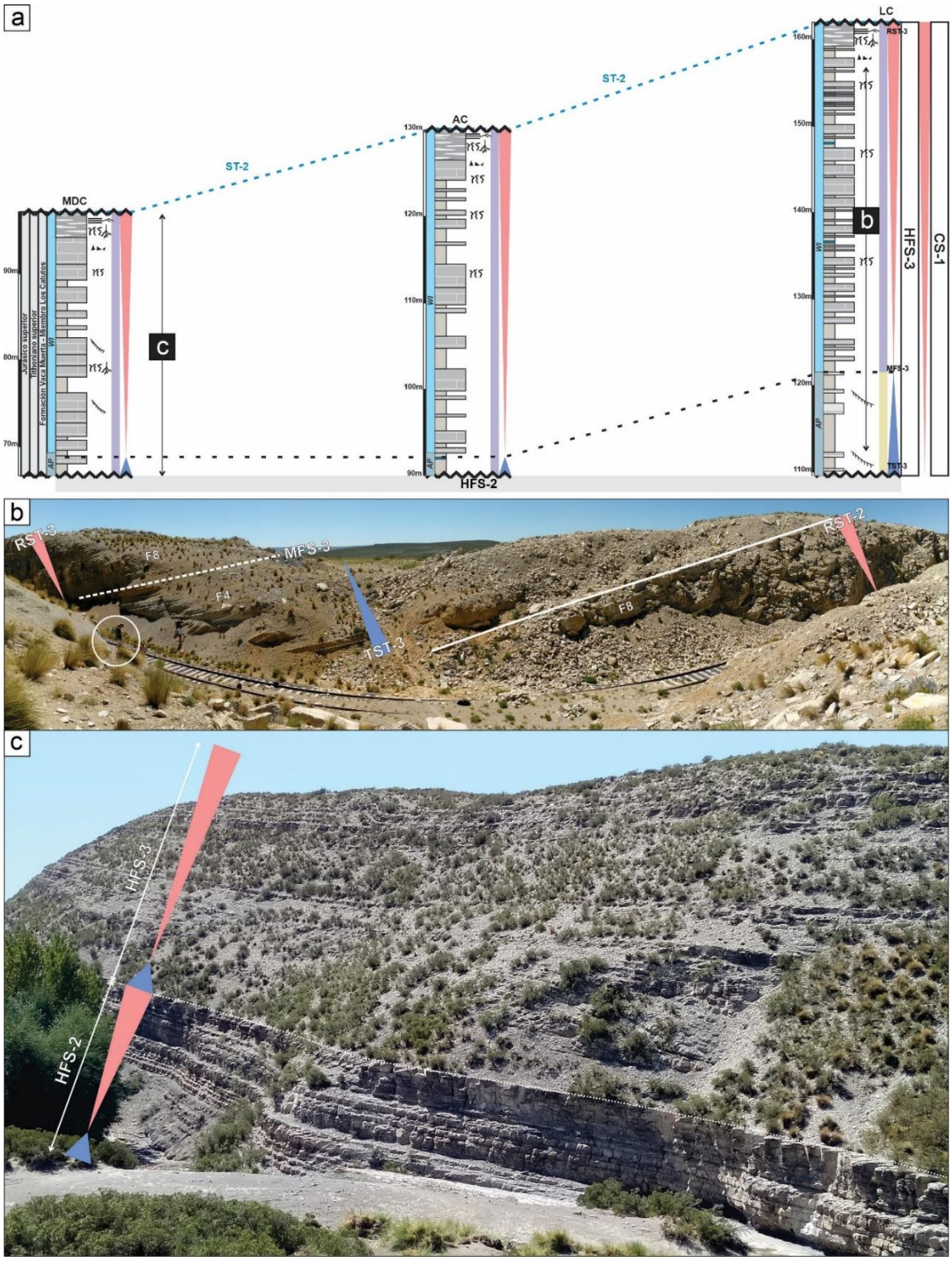


Figura 5.15. HFS-3 dentro del *foreset*. a) Tramo de la correlación estratigráfica secuencial dentro del *foreset* utilizado para esquematizar las imágenes de afloramiento. b) Cortejos sedimentarios y superficies reconocidas, compuestos por facies de rampa externa carbonática (F8) y rampa externa mixta (F4), en las inmediaciones de Los Catutos. Las líneas punteadas blancas indican la inclinación variante de los estratos asociados a deformación sinsedimentaria. El

círculo blanco indica una persona de 1,6 m de escala. c) Afloramiento panorámico exhibiendo las HFS-2 y -3 reconocidas en las inmediaciones de Mallín de los Caballos, ambas caracterizadas por una tendencia estrato-creciente definida por el apilamiento de parasecuencias que aumentan su contenido de carbonato de calcio hacia el tope.

Finalmente, al igual que en los casos anteriores para el *bottomset*, la HFS-3 se compone por monótonas y oscuras sucesiones constituidas en su totalidad por la F1 (Fig. 5.9 y Figs. 5.16a, b). Dichas características dificultan el reconocimiento de las superficies limitantes de los cortejos dentro de este sector de la cuenca, además de que, en ocasiones, como el caso de la localidad de Arroyo Mulichinco, gran parte de este intervalo se encuentra cubierto. El TST-3 ha podido ser reconocido, por ejemplo, en Chacay Melehue a partir de depósitos microbianos (*B*$_{m}$l) que marcan una nueva inundación marina, mientras que en Puerta Curaco y la Yesera del Tromen esta superficie puede ubicarse en base a niveles margosos finos que sobreyacen a litofacies intraclásticas (*P/G*$_{i}$hgo) correspondientes al RST-2. Por otro lado, la MFS-3 puede ser distinguida en algunos casos debido al mayor desarrollo de horizontes concrecionados, mientras que el RST-3 se desarrolla de manera continuada, exhibiendo similares propiedades que el resto de la secuencia, aunque se advierte un mayor desarrollo y presencia de litofacies intraclásticas asociadas al accionar de corrientes de fondo (Fig. 5.16b). Aproximadamente, el HST-3 comprende espesores menores a los 10 m, encontrándose mejor representado en la zona de Chacay Melehue, mientras que en Arroyo Mulichinco esta parte de la sección está prácticamente cubierta.

5.2.2 SECUENCIA COMPUESTA 2 (CS-2)

La secuencia compuesta 2 (CS-2) comienza con la segunda superficie regional de transgresión marina (ST-2), la cual se encuentra definida en la sección de Chacay Melehue a partir de la aparición de un nivel microbiano. Se compone de la cuarta secuencia de alta frecuencia (HFS-4) y está acotada a la sección superior de la Zona de *Windhauseniceras internispinosum* y al tramo inferior de la Zona de *Substeueroceras koeneni*, de edad Tithoniano tardío – Berriasiano temprano. Por otro lado, al igual que en

el caso de la sección de Arroyo Mulichinco, el comienzo de esta secuencia ha sido determinado sobre la base de la bioestratigrafía por la identificación *in situ* de bivalvos pectínidos (*Huncalotis*) asociados a la biozona de *Substeueroceras koeneni*.

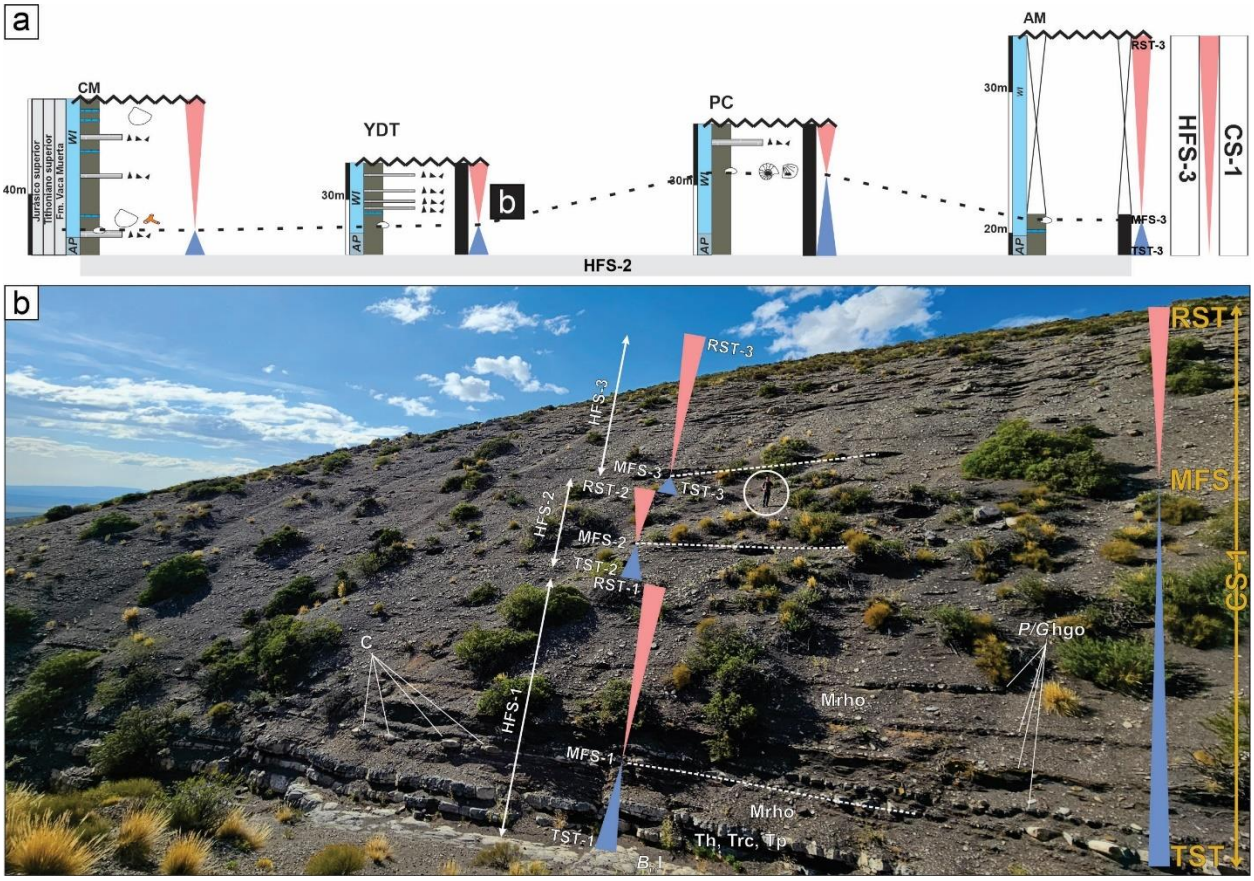


Figura 5.16. Correlación, superficies, cortejos y atributos de la HFS-3 dentro del *bottomset*. a) Correlación estratigráfica secuencial de la HFS-3 dentro de la zona de cuenca. b) Afloramiento en vista panorámica representando la CS-1, en la zona de la Yesera del Tromen, sumado a cada una de las HFS que la componen (HFS-1, HFS-2 y HFS-3).

5.2.2.1 Secuencia depositacional de alta frecuencia 4 (HFS-4)

La HFS-4 compone la CS-2, al menos dentro de las secciones relevadas, por lo cual se encuentra acotada al mismo intervalo temporal. En el sector de plataforma ha sido identificada en la parte cuspidal del perfil de Picún Leufú (Fig. 5.4 y Fig. 5.17a, b) e integrando la totalidad de los afloramientos del Cerrito Caracoles (Fig. 5.17a, c). El TST-4 ha sido identificado en el área de Picún Leufú debido a la preservación de depósitos

finos de planicie fangosa (F10) que continúan a la facies 9, indicando una nueva inundación marina; en tanto que en el Cerrito Caracoles no ha sido ubicada, encontrándose cubierta. Por otro lado, el RST-4 es reconocido en la zona de Picún Leufú por la preservación de canales de marea (F10), que son cubiertos por estratos enteramente carbonáticos de rampa interna, integrados por un sector de barras oolíticas (F11) junto a una zona de *lagoon* con proliferación de parches arrecifales (F12). Estos mismos depósitos calcáreos constituyen el RST-4 en las inmediaciones del Cerrito Caracoles. A su vez, en la zona de Picún Leufú el RST-4 alcanza 40 m de espesor (Fig. 5.18a, b), mientras que para el Cerrito Caracoles se reportó una potencia de 25 metros.

Dentro del *bottomset*, la HFS-4 fue reconocida en las secciones de Chacay Melehue y Arroyo Mulichinco (Fig. 5.9). En el primer caso está constituida por 65 m de sedimento mientras que para el segundo ejemplo tiene un espesor de un poco más de 40 m ya que un tramo de la secuencia se encuentra cubierto. El TST-4 no excede los 5 m de potencia y su comienzo es inferido en Chacay Melehue sobre la base de la preservación de matas microbianas (B_ml) que indican una inundación marina de alcance regional. Por otro lado, en el área de Arroyo Mulichinco este cortejo se encuentra cubierto, en tanto que la MFS-4 corresponde a los primeros niveles de horizontes con concreciones, reflejando condiciones de escaso aporte sedimentario, mientras que el RST-4 muestra un arreglo interno, definido por el apilamiento de parasecuencias, de 7 a 8 m de espesor, constituidas íntegramente por la F1, las cuales comienzan en su base con niveles concrecionados continuados por depósitos margosos oscuros (Fig. 5.19). En la sección de Chacay Melehue el RST-4 muestra mayor desarrollo, comprendiendo un espesor superior a 50 m, en tanto que este valor se reduce a 33 m en la sección de Arroyo Mulichinco.

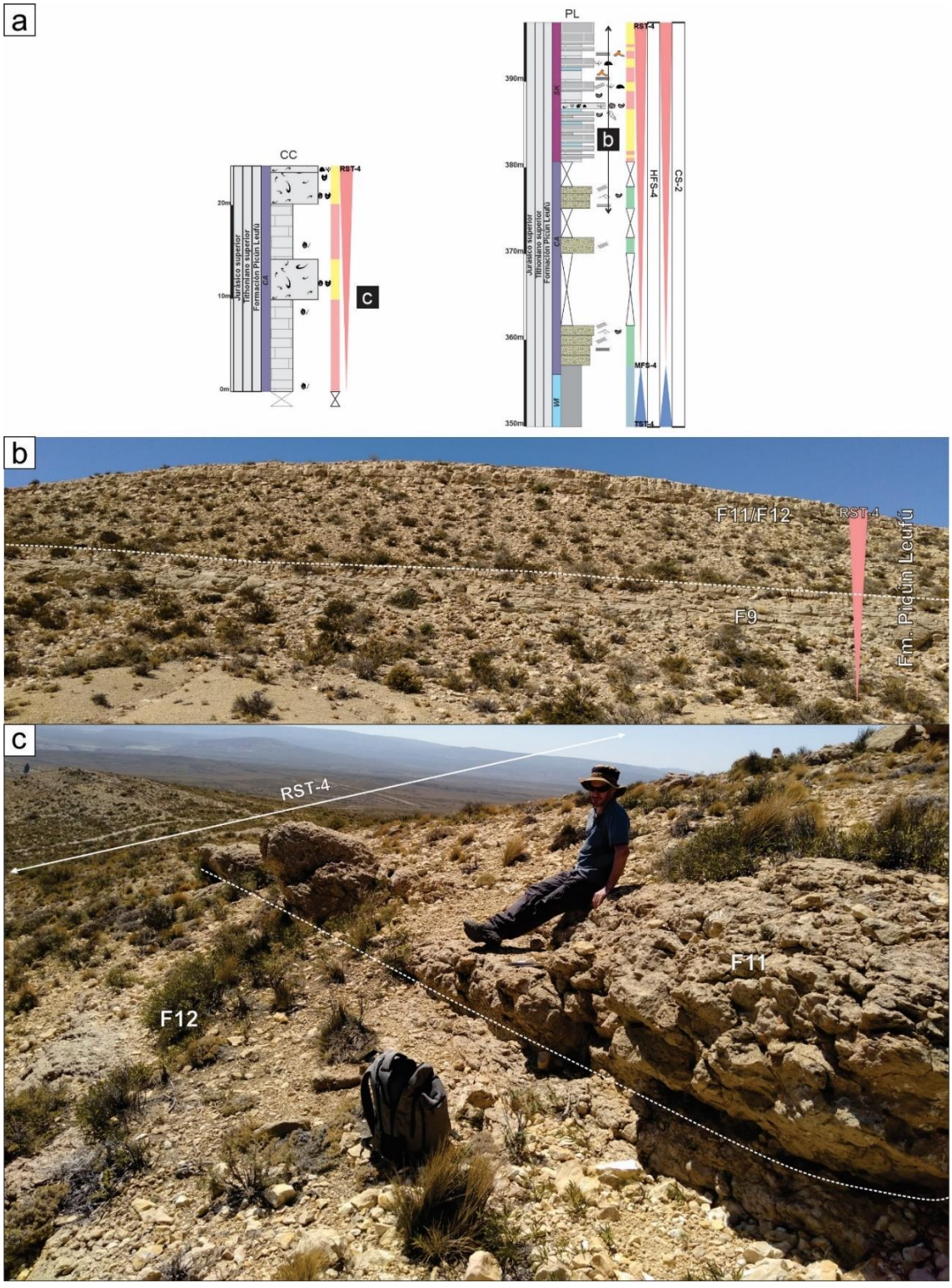


Figura 5.17. Correlación y atributos de la HFS-4 dentro del *topset*. a) Correlación estratigráfica secuencial de la HFS-4 dentro de la zona de plataforma. b) Imagen de afloramiento exhibiendo la RST-4 en la sección cuspidal del perfil analizado en la zona de Picún Leufú. c) Afloramiento característico de la HFS-4 en el Cerrito Caracoles compuesto por facies de rampa interna carbonática del RST-4. Referencias: CC, Cerrito caracoles; PL, Picún Leufú.

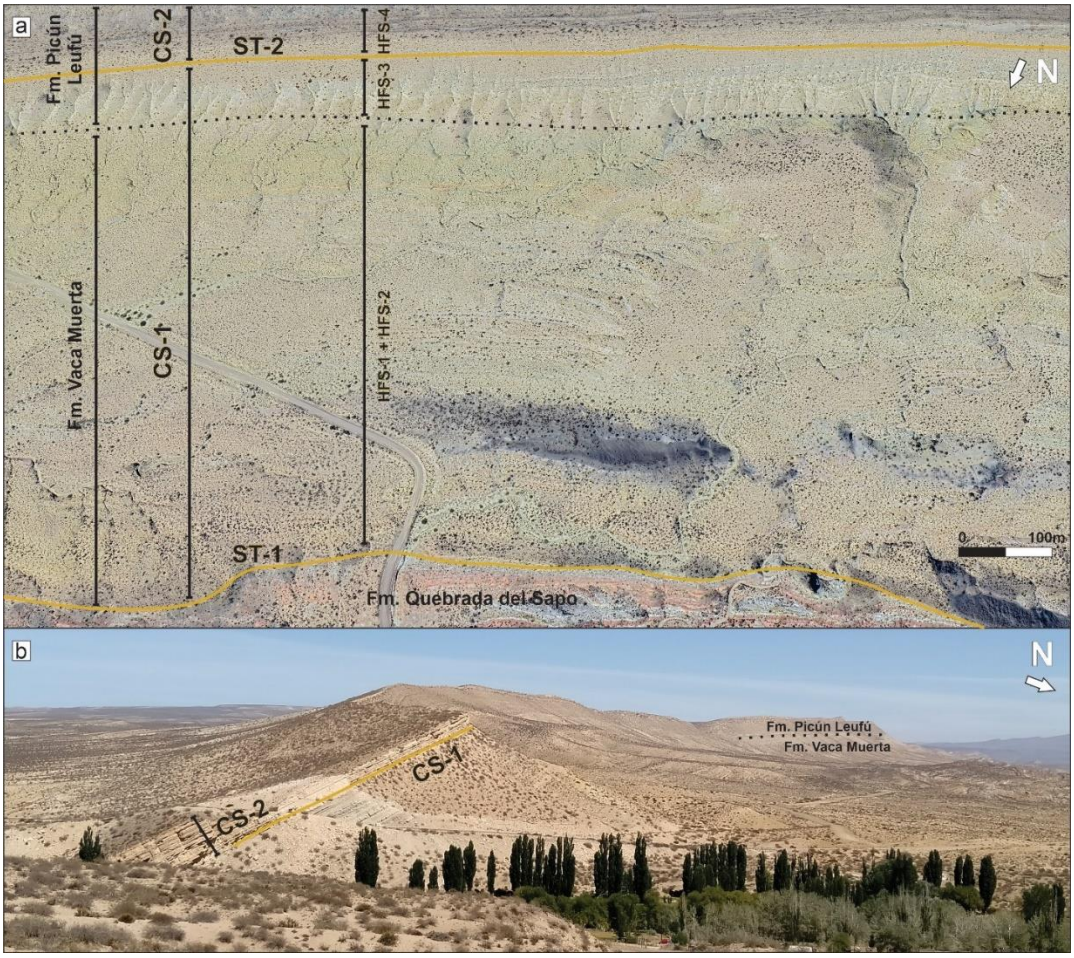


Figura 5.18. Unidades y secuencias reconocidas en la zona de Picún Leufú. a) Imagen satelital exhibiendo los contactos entre las unidades aflorantes y las secuencias compuestas (CS-1 y CS-2) y de alta frecuencia (HFS-1, HFS-2, HFS-3 y HFS-4). b) Vista panorámica de la zona exhibida en la Figura 5.18a, donde se puede distinguir el contacto entre las unidades y las secuencias reconocidas.

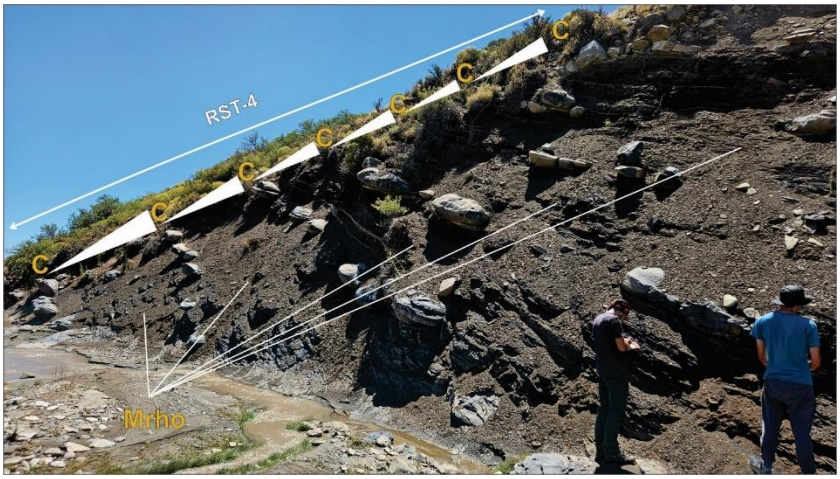


Figura 5.19. Apilamiento de parasecuencias, característico del RST-4 para la zona de Arroyo Mulichinco, constituidas por ciclos que inician con horizontes concrecionados y continúan con niveles margosos laminados oscuros.

CAPÍTULO 6. ANISOTROPÍA DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA (ASM)

6.1 INTRODUCCIÓN

Las primeras investigaciones paleomagnéticas de la Formación Vaca Muerta se enfocaron en el estudio de la magnetoestratigrafía y fueron llevadas a cabo en la zona sur mendocina de la cuenca, más precisamente en Arroyo Loncoche (Iglesia Llanos et al. 2017). En este mismo trabajo, Iglesia Llanos et al. (2017) mediante el empleo de la técnica de ASM, se describieron la presencia de fábricas magnéticas sedimentarias e inversas en facies de cuenca, en tanto que Kohan Martínez et al. (2018) presentó similares resultados para la sección expuesta en la zona de Los Catutos. Por otro lado, si bien la dirección de progradación del sistema de clinoformas está muy bien establecida y mapeada (Kietzmann et al. 2014a, González et al. 2016, 2018, Reijenstein et al. 2020, Domínguez et al. 2020a, b), los registros de paleocorrientes en zonas distales como el *foreset* inferior y el *bottomset* son escasos.

En los últimos años, el mayor entendimiento de la dinámica sedimentaria asociada a las rocas de grano fino y su vínculo con el accionar de corrientes de fondo (e.g., Schieber et al. 2007, 2010, Schieber 2011, Yawar y Schieber 2017) han generado un cambio de paradigma sobre la mecánica depositacional de las sucesiones de fangolitas. Los estudios de laboratorio de Jürgen Schieber demostraron que las partículas de sedimento de tamaño limo o arcilla pueden ser transportadas como carga de lecho al generarse la floculación de las mismas, que se preservan como laminación paralela, laminación de bajo ángulo o laminación ondulítica de corriente, todas ellas comúnmente denominadas como “laminación lenticular” (Schieber et al. 2007). Este tipo de fábrica fue reconocida inicialmente en la Formación Vaca Muerta por Kietzmann (2011), Kietzmann y Palma (2011), Kietzmann y Vennari (2013) y Kietzmann et al. (2014a), quienes las atribuyeron a corrientes de fondo asociadas con eventos de tormenta y flujos turbidíticos. Posteriormente, numerosos autores han reconocido similares atributos a lo largo de la cuenca (González

Tomassini et al. 2014, 2015, Kietzmann et al. 2014b, c, 2016, 2020, 2021, Desjardins y Aguirre 2016, Eckert et al. 2016, entre otros).

Trabajos recientes de Otharán (2020) o Paz (2021) proponen otros mecanismos de transporte y depositación, como flujos hiperpícnicos y corrientes de contorno, respectivamente. En particular, la interpretación de estas últimas se basa en rasgos sísmicos (Reijenstein et al. 2020) y evidencias sedimentarias (Paz et al. 2022a, b), si bien ambos casos carecen de datos concretos de paleocorrientes que sustenten su existencia. Por tanto, dada la marcada influencia de los flujos tractivos como parte de la sedimentación de la Formación Vaca Muerta, los resultados presentados en este capítulo se basan en la aplicación del método de ASM, con el fin de determinar fábricas magnéticas primarias y aportar a la comprensión de los procesos sedimentarios dominantes, así como en la estimación de paleocorrientes que contribuyan a entender la dinámica depositacional (e.g., Rees 1965, 1968, Galehouse 1968, Schieber y Ellwood 1993, Tarling y Hrouda 1993, Liu et al. 2005, Baas et al. 2007, Parés et al. 2007, Dall'Ollio et al. 2013, Novak et al. 2014, Parés 2015, Felletti et al. 2016, Stachowska et al. 2020).

La anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) tiene como objeto el estudio de la petrofábrica de una roca, entendiéndose a esta como el ordenamiento físico y espacial de todos los minerales constituyentes dentro de la misma (Borradaile y Tarling 1981, Hrouda 1982, Rochette et al. 1992, Tarling y Hrouda 1993, Parés 2015). Para tal fin, la técnica de ASM utiliza la susceptibilidad magnética (K), una propiedad física adimensional, que representa la facilidad de las partículas para adquirir magnetización ante un campo externo y que no es igual en todas las direcciones, por lo cual, es una propiedad anisotrópica (Nye 1957). Dicha variación en la dirección de magnetización constituye el principio de la ASM, cuya representación matemática constituye un tensor simétrico de segundo rango ($M_i = K_{ij} . H_j$), y espacialmente se representa a partir de un elipsoide de tres ejes (Fig. 6.1), perpendiculares entre sí, que se corresponden con la susceptibilidad máxima (K_1), intermedia (K_2) y mínima (K_3). En general, y al igual que en los datos incluidos

en esta tesis, las mediciones de ASM son representadas gráficamente en estereogramas de hemisferio inferior.

Por otro lado, los parámetros empleados para describir al elipsoide y caracterizar las fábricas magnéticas incluyen: susceptibilidad magnética promedio (K_m), lineación magnética ($L=K_1/K_2$), foliación magnética ($F=K_2/K_3$), grado de anisotropía corregido (P_j), parámetro de forma (T) y declinación e inclinación de los ejes principales (Balsley y Buddington 1960, Stacey et al. 1960, Nagata 1961, Jelinek 1981, Hrouda 1982, Ellwood et al. 1988, Tarling y Hrouda 1993). P_j refleja la excentricidad del elipsoide, la cual está relacionada con la mineralogía y el alineamiento de las partículas, mientras que T indica la forma del elipsoide, el cual puede ser oblado ($T>0$; $K_1 \cong K_2 > K_3$), prolado ($T<0$; $K_1 > K_2 \cong K_3$) o bien triaxial ($T \cong 0$; $K_1 \neq K_2 \neq K_3$) (Fig. 6.1). Ambos parámetros suelen ser representados en un diagrama de Jelinek (Jelinek 1981) (Fig. 6.1). Finalmente, la lineación magnética ocurre ante agrupamientos claros de los ejes K_1, mientras que la foliación se caracteriza por ejes K_1 y K_2 distribuidos en un plano en común junto a agrupamientos verticales a sub-verticales de los ejes K_3.

La petrofábrica de una roca, es decir, la orientación preferencial de sus partículas, está influenciada por minerales paramagnéticos, diamagnéticos o bien ferromagnéticos (Hrouda 1982, Rochette et al. 1992, Tarling y Hrouda 1993). Por lo tanto, los resultados del método dependerán principalmente de la mineralogía, además de la litología, el tamaño de grano, las condiciones depositacionales y post-depositacionales (Tarling y Hrouda 1993). De esta manera, la ASM tiene aplicabilidad en todos los tipos de roca, ya sean sedimentarias, ígneas y/o metamórficas, permitiendo determinar petrofábricas vinculadas a distintos procesos, como el accionar de corrientes tractivas, flujos de magma y/o esfuerzos tectónicos, entre otros (Tarling y Hrouda 1993, Borradaile y Henry 1997, Parés et al. 1999).

En general, para el caso de las rocas sedimentarias se observan dos tipos de petrofábricas: primarias o sedimentarias, en las que se preservan las características originales de la roca, y secundarias, cuando la

fábrica original ha sido afectada por procesos post-depositacionales, como por ejemplo los esfuerzos tectónicos (Borradaile y Tarling 1981). Las fábricas primarias, asociadas a sedimentos no deformados, suelen exhibir elipsoides oblados con ejes K_3 sub-verticales y ejes K_1 y K_2 dispersos dentro del plano de depositación (Tarling y Hrouda 1993) (Fig. 6.2).

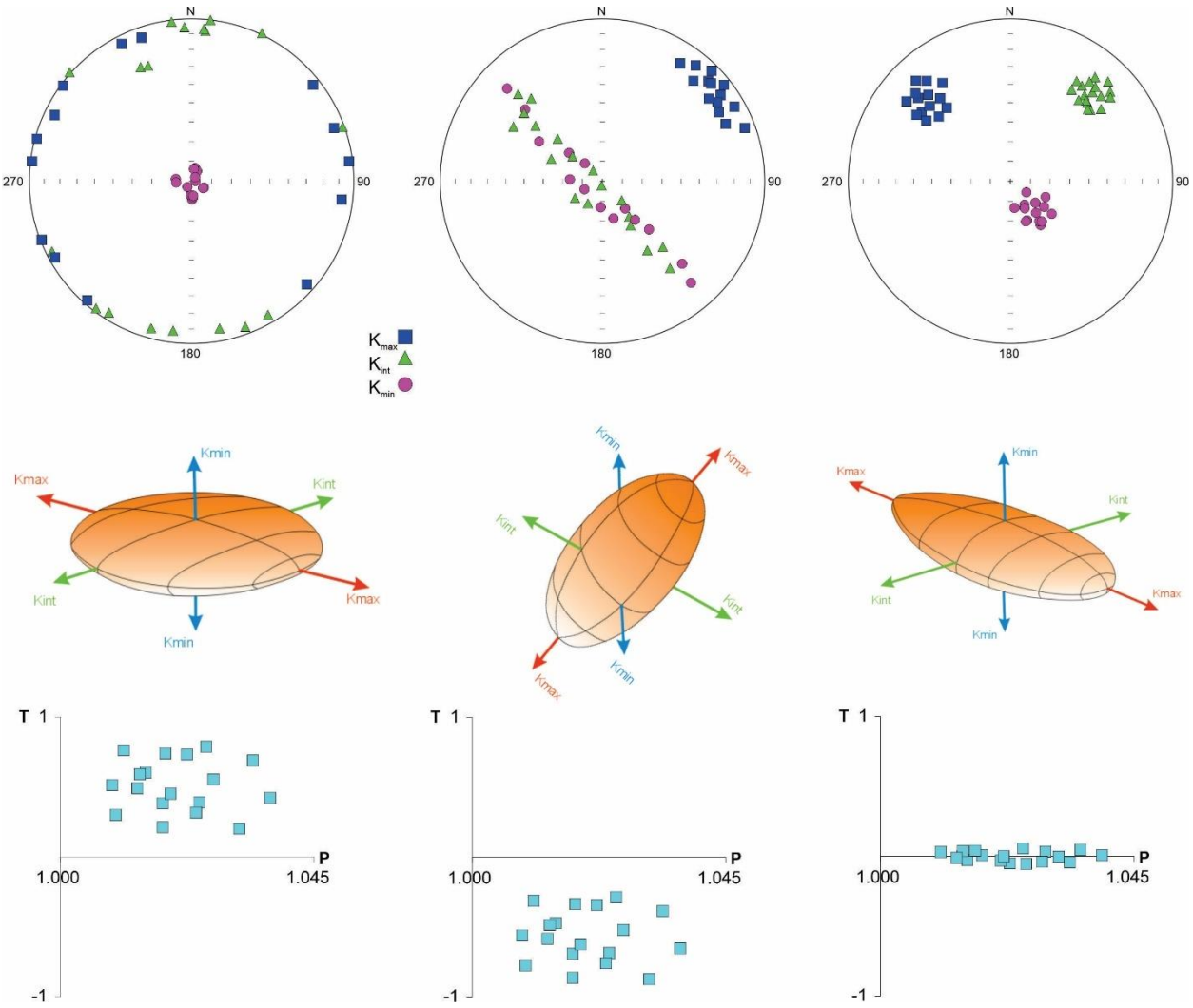


Figura 6.1. Representación gráfica, a partir de modelos esquemáticos utilizados como referencia, del elipsoide de susceptibilidad magnética en estereogramas de hemisferio inferior junto a sus respectivos diagramas de Jelinek (P vs T) (modificado de Tarling y Hrouda 1993).

Las fábricas secundarias, en cambio, suelen asociarse con elipsoides prolados y ejes K_3 sub-horizontales (Weil y Yonkee 2009, Parés et al. 1999). Para el caso de las fábricas primarias la aplicación del método se

basa en la capacidad de una corriente para alinear los granos paramagnéticos (muscovita, biotita, arcillas), diamagnéticos (cuarzo, calcita, feldespatos) y ferromagnéticos (magnetita, hematita, pirrotina). De esta manera, los ejes del elipsoide reflejan la orientación preferencial de los ejes de magnetización de los granos al momento de la depositación (Taira y Scholle 1979, Hrouda 1982, Tarling y Hrouda 1993, Borradaile et al. 1999). Por lo tanto, la fábrica magnética resultante estará influenciada por las propiedades físicas del sedimento, como el tipo de mineral magnético, su tamaño y forma (esféricos o elongados), además de las condiciones hidráulicas, como el tipo y la velocidad del flujo, la morfología de la superficie de deposición y la intensidad del campo magnético terrestre (Reineck y Singh 1980, Tarling y Hrouda 1993).

En ambientes de baja energía dominados por decantación, los granos se disponen con sus ejes K_3 verticales, alrededor del polo del plano de estratificación, y los ejes K_1 y K_2 dispersos en guirnalda (Fig. 6.2a), definiendo una foliación magnética paralela a la superficie de sedimentación (Rees 1968, Rochette et al. 1992, Tarling y Hrouda 1993).En presencia de corrientes tractivas, el eje K_1 tiende a alinearse paralelo, oblicuo o perpendicular a la dirección del flujo, dependiendo del régimen hidrodinámico, dando origen a una lineación magnética (Rochette et al. 1992, Tarling y Hrouda 1993, Baas et al. 2007). Ante regímenes de flujo bajo, se alinea paralelo a la corriente (Allen 1984) (Fig. 6.2b), mientras que ante mayores condiciones hidrodinámicas, se dispone de manera perpendicular, conformando lo que se conoce como una fábrica por rolido (Rees 1965, Harms et al. 1982, Rochette et al. 1992; Fig. 6.2c). Los procesos asociados a la migración de formas de lecho de bajo régimen incluyen, el lecho plano que produce una imbricación corriente arriba de los ejes K_1 y a favor de la corriente para los ejes K_3 (Fig. 6.2d), y, por otro lado, las óndulas de corriente, que generan la imbricación a favor de la corriente de los ejes K_1 y en contra de la misma para los ejes K_3 (Figs. 6.3a, b), debido al proceso de flujo de granos en las caras de avalancha de las óndulas (Rees 1968, 1983, Allen 1984, Lanza y Meloni 2006, Baas et al. 2007, Dall'Olio et al. 2013, Felletti et al. 2016, Iglesia Llanos et al. 2019).

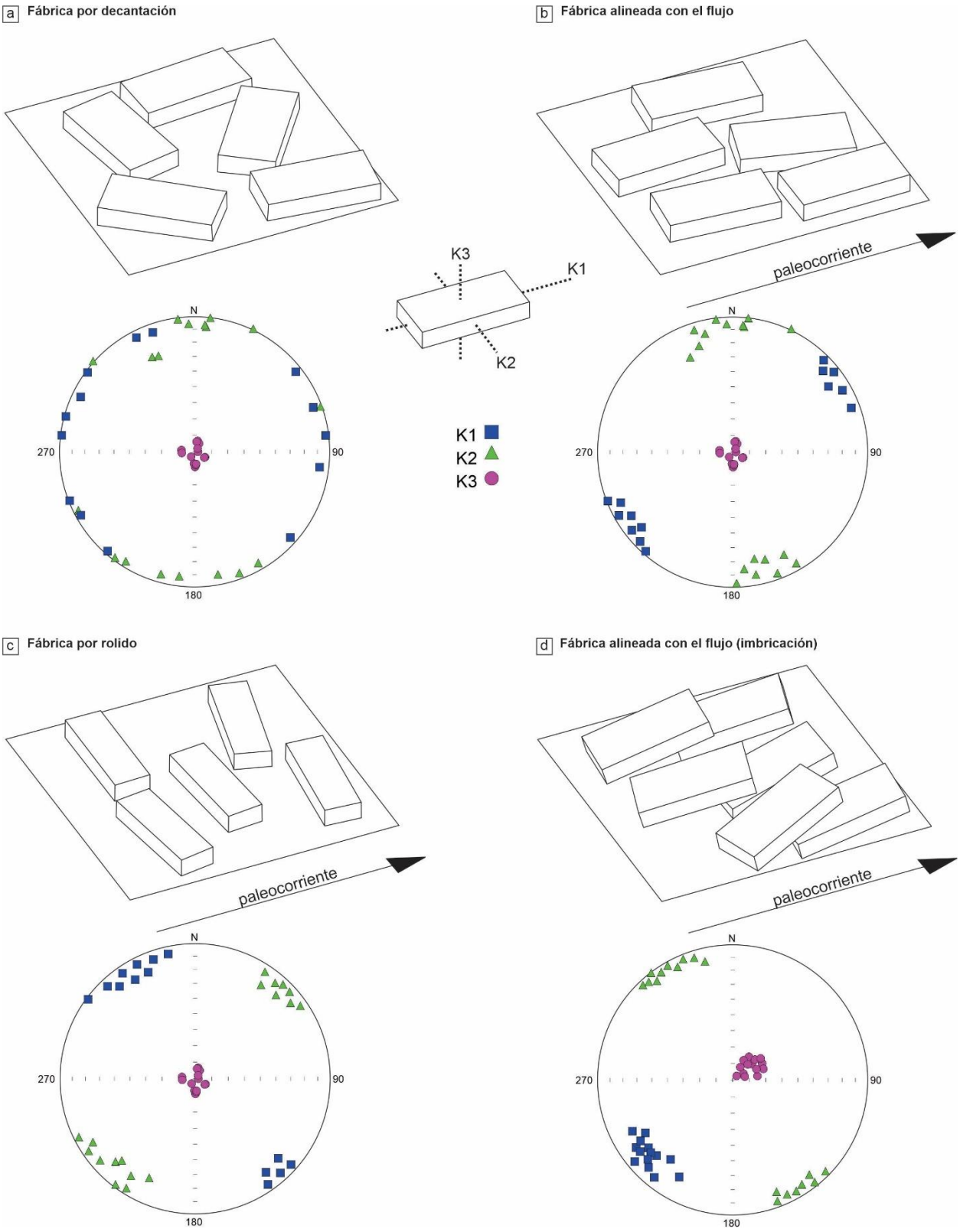


Figura 6.2. Modelos esquemáticos de tipos de fábricas magnéticas asociadas a distintos procesos sedimentarios, utilizados como referencia para la interpretación de las fábricas observadas en este trabajo (modificado de

Stachowska et al. 2020). a) Fábrica por decantación en ambiente tranquilo. b) Fábrica alineada con el flujo bajo la influencia de corrientes tractivas. c) Fábrica por rolido generada bajo condiciones hidrodinámicas altas. d) Fábrica alineada con el flujo con imbricación de las partículas.

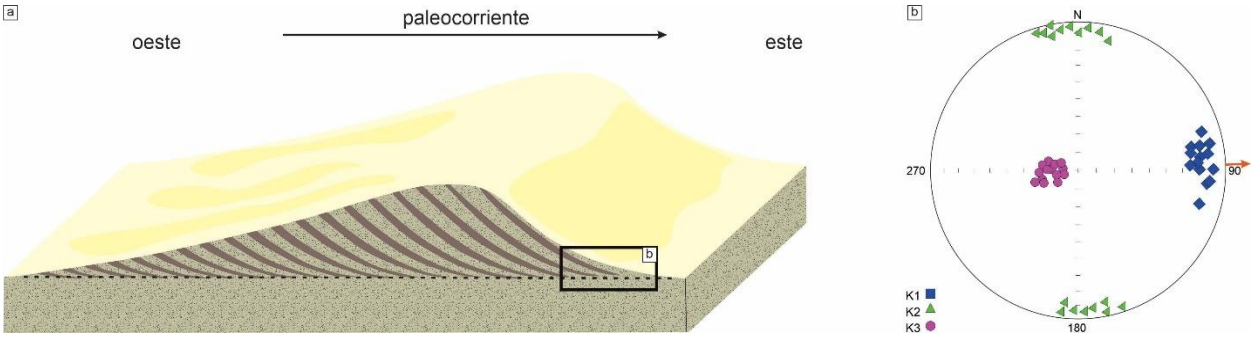


Figura 6.3. Petrofábrica asociada al proceso de migración de óndulas de corriente. a) Esquema que denota la migración de una óndula de corriente en sentido O-E preservando sus caras de avalancha. b) Estereograma para la petrofábrica resultante del proceso esquematizado en la Fig. 6.3a. Notar el desplazamiento del eje K_3 con respecto al polo del plano de sedimentación y la lineación magnética, a favor de la dirección del flujo, indicando a su vez el sentido de la paleocorriente (flecha naranja).

Por otro lado, las fábricas secundarias asociadas a esfuerzos tectónicos suelen exhibir elipsoides de tipo prolados (Tarling y Hrouda 1993, Parés y Dinarès 1993, Parés et al. 1999, Borradaile y Jackson 2004, Robion et al. 2007, Stachowska et al. 2020). Asimismo, se ha establecido una relación para este tipo de petrofábricas en donde las susceptibilidades máxima y mínima suelen ser coaxiales con las direcciones principales de los esfuerzos (Borradaile 1988). En este sentido, ante un avance progresivo de la deformación, partiendo desde una fábrica primaria (Fig. 6.4a), inicialmente suele observarse una estructura en lápiz ("*pencil structure*", Parés et al. 1999), caracterizada por elipsoides prolados como consecuencia de la rotación de las partículas al alcanzar mayores grados de inclinación, en donde los ejes K_2 y K_3 definen una guirnalda de rumbo paralelo al esfuerzo principal (Fig. 6.4b). A su vez, la lineación magnética sería coaxial con el σ_3 y lo propio para el eje K_3 con el σ_1 (Fig. 6.4c). Ante estadios más avanzados de deformación, una mayor reorganización de las partículas indicaría agrupamientos más claros en todos los ejes, resultando en un plano de clivaje definido por la foliación magnética, con ejes K_3 a 90º del mismo (Parés y Dinarès 1993, Parés et al. 1999, Robion et al. 2007). Para estos casos, se observa una tendencia

similar a la estructura en lápiz, donde el eje K_3 sería paralelo a la dirección de acortamiento, mientras que la lineación magnética resultaría perpendicular a la misma (Parés et al. 1999, Robion et al. 2007, Parés 2015) (Fig. 6.16d).

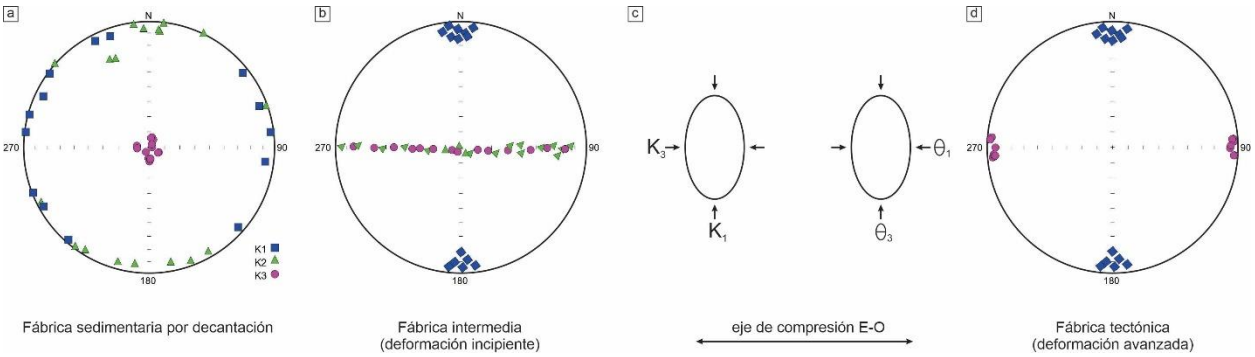


Figura 6.4. Esquema conceptual del efecto de la compresión tectónica sobre el elipsoide de ASM. a) Fábrica sedimentaria asociada a procesos de decantación. b) Fábrica intermedia, donde se observan los primeros indicios de la deformación, generando un patrón en guirnalda para los ejes K_2 y K_3. c) Correspondencia coaxial entre el elipsoide de anisotropía y el campo de esfuerzos. d) Fábrica tectónica, donde se perdió en absoluto la señal sedimentaria, caracterizada por ejes K_3 horizontales dispuestos a 90º de la lineación magnética.

6.2 MINERALOGÍA MAGNÉTICA DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA

La susceptibilidad magnética de una roca está determinada por la contribución de todos sus minerales, ya sean diamagnéticos (cuarzo, calcita, feldespatos), paramagnéticos (filosilicatos) y ferromagnéticos (magnetita, goetita, hematita) (Rochette et al. 1992, Tarling y Hrouda 1993). Por un lado, las partículas diamagnéticas presentan susceptibilidad negativa, en tanto que las otras dos poseen valores positivos (Rochette et al. 1992, Tarling y Hrouda 1993, Lanza y Meloni 2006). Por lo tanto, una mínima contribución de minerales paramagnéticos o ferromagnéticos dentro de la roca será suficiente para dominar las propiedades de la ASM (Tarling y Hrouda 1993, Hrouda 2004). Sin embargo, al momento de definir que mineralogía controla la petrofábrica debe tenerse en cuenta qué tipo de litología se está analizando y en qué proporciones se encuentra cada una de sus fases minerales, ya que la susceptibilidad total de una

muestra dependerá de la susceptibilidad intrínseca de sus componentes, así como del contenido de los mismos dentro de la roca (Parés 2015).

La Formación Vaca Muerta, al menos la porción estratigráfica descrita en esta tesis, se encuentra integrada mayormente por pelitas, margas y calizas, junto a menores proporciones de dolomías y areniscas. Dichas litologías, como se ha descrito a partir de las observaciones en lámina delgada (ver Capítulo 4 – Análisis de facies), revelan una asociación dominada por minerales diamagnéticos, como carbonato de calcio, dolomita, feldespatos y cuarzo, junto a cantidades subordinadas de partículas paramagnéticas, como arcillas, muscovita y biotita. Por otro lado, el contenido de minerales ferromagnéticos está relegado a bajas proporciones de óxidos de hierro (hematita, magnetita) que, en algunos casos, se observaron como parte de líticos volcánicos, conformando el material cementante, a partir de la oxidación de framboides de pirita diseminados en la matriz o como rellenos de cavidades dentro de bioclastos de radiolarios, foraminíferos y calciesferas.

Cabe destacar que, si bien el contenido de magnetita en rocas carbonáticas podría tener un origen detrítico, volcánico o bien por actividad bacteriana (Blakemore 1975, Chang et al. 1987, Freeman 1986), dentro de la Formación Vaca Muerta se han identificado bajas proporciones de titanomagnetita detrítica para los sectores de Arroyo Loncoche (Iglesia Llanos et al. 2017) y Los Catutos (Kohan Martínez et al. 2018, Kohan Martínez 2022). Sin embargo, más allá de que la remanencia de las rocas sea portada por titanomagnetita, las propiedades del ASM y, por lo tanto, la petrofábrica observada, han sido atribuidas a la presencia de minerales paramagnéticos para el caso de Los Catutos (Kohan Martínez et al. 2018, Kohan Martínez 2022). Esto se corresponde con la tendencia general observada para las rocas de grano fino donde la susceptibilidad magnética promedio varía entre 10^{-3} y 10^{-5} SI (Fig. 6.5), producto de la dominancia de minerales paramagnéticos, donde la proporción de los óxidos de hierro, en caso de estar presentes, suele ser menor al 0.01 wt% (Martín-Hernández e Hirt 2001, Martín Hernández y Ferré 2007, Parés 2015).

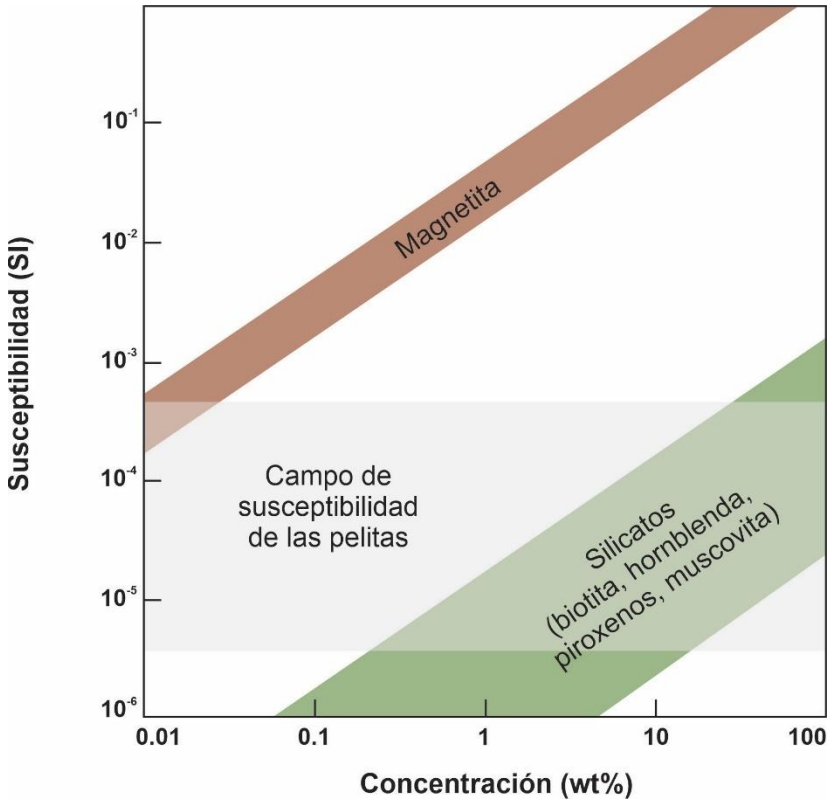


Figura 6.5. Contenido mineralógico de una roca en función de la susceptibilidad promedio (modificado de Parés 2015). El campo gris representa el rango típico de susceptibilidad de las pelitas, indicando que dichos valores pueden explicarse por la presencia dominante de minerales paramagnéticos (filosilicatos), sin requerir concentraciones significativas de magnetita.

Los análisis de difractometría de rayos X de la Formación Vaca Muerta muestran asociaciones mineralógicas dominadas por cuarzo, calcita, plagioclasa (albita), feldespato potásico, arcillas (illita, esmectita, caolinita, clorita) y muscovita, junto a cantidades accesorias de dolomita, zeolitas, ankerita, fluorapatita, pirita y yeso (Otharán 2020, Capelli 2021, Capelli et al. 2021, 2024). Estos resultados comprenden muestras contenidas dentro del intervalo temporal analizado en esta tesis, para las secciones de Los Catutos, Chacay Melehue y Puerta Curaco (Capelli 2021, Capelli et al. 2021, 2024), y Cerro Mulichinco, Mallín Quemado Norte, ubicada a 17 km al noreste de la sección de Mallín de los Caballos, y Sierra de Reyes, localizada a 80 km al norte de la secuencia expuesta en las inmediaciones de la Yesera del Tromen (Otharán 2020). A su vez, Spalletti et al. (2015) documentaron además la presencia de siderita,

analcima, palygorskita y biotita en los primeros 25 m de la unidad (zonas de *V. andesensis* y *P. zitteli*) para secciones aflorantes a lo largo de la cuenca. Estas observaciones reflejarían un contenido mineralógico dominado por granos diamagnéticos y paramagnéticos que se correspondería con un origen paramagnético controlando las propiedades de la anisotropía de susceptibilidad magnética.

Las mediciones de susceptibilidad magnética (K_m) de la Formación Vaca Muerta reportadas en este estudio muestran bajos valores, que varían entre 2.69E-06 y 1.07E-04 SI (Tabla 6.1). Según Rochette (1987), la contribución de mineralogías no ferromagnéticas se torna significativa cuando la susceptibilidad total de la roca es menor a 10^{-3} SI, por lo que se interpreta que las partículas paramagnéticas serían portadoras de la anisotropía (Tarling y Hrouda 1993, Clark 1997, Evans et al. 2003). Similares valores de susceptibilidad magnética media fueron informados por Kohan Martínez et al. (2018) y Kohan Martínez (2022) para la sección de Los Catutos, quienes realizaron además un análisis de la mineralogía magnética.

El análisis de las curvas de adquisición de magnetización remanente isotérmica (MRI) y curvas termomagnéticas de alta temperatura permitieron identificar fases minerales ferromagnéticas. Para el caso de las mediciones de MRI (Fig. 6.6), los gráficos exhiben los valores de magnetización inducida, normalizados a la magnetización máxima (M/Mmáx), con respecto a campos aplicados en militeslas (mT). En general, se observa que la magnetización del espécimen aumenta considerablemente ante campos débiles (< 200 mT), lo cual podría estar asociado a fases mineralógicas con baja fuerza coercitiva (Butler 1992). En este sentido, tres de los sitios muestreados (AM 2.6B, AM 12.9B y CN 12.6A; Fig. 6.6) alcanzan su magnetización de saturación a campos menores a los 450 mT, propiedad que indica la presencia de titanomagnetita como fase ferromagnética (Heslop et al. 2002). Por otro lado, el sitio CN 15.1A (Fig. 6.6) alcanza un pico de magnetización a los 300 mT, si bien la muestra no se satura y continúa incrementando sus valores incluso a campos de 1 T. Esto podría deberse al contenido de mineralogías con fuerza coercitiva mayor como es el caso de la hematita (Heslop et al. 2002). En este sentido, durante el análisis de facies

describió la presencia de hematita proveniente de la oxidación de framboides de pirita, que serían responsables de la tendencia observada en el sitio CN 15.1A. Las curvas de MRI y los resultados que se desprenden de las mismas coinciden con aquellas mineralogías determinadas por Kohan Martínez et al. (2018) y Kohan Martínez (2022), en Arroyo Covunco y Los Catutos.

Tabla 6.1. Sitios relevados junto a sus respectivos parámetros de ASM. Referencias: N, cantidad de especímenes por sitio; K_m, susceptibilidad magnética promedio; L, lineación magnética; F, foliación magnética; P_J, grado de anisotropía corregido; T, parámetro de forma.

Sitio	Sección	N	K_m (SI)	Ejes del elipsoide (declinación/inclinación) (sin corrección de estructura)			Ejes del elipsoide (declinación/inclinación) (con corrección de estructura)			Parámetros AMS				
				K_1	K_2	K_3	K_1	K_2	K_3	L	F	P_J	T	Actitud de los estratos(º)
CN 1	Los Catutos	7	9.00E-05	73.1/26.7	335.7/14.5	220.2/59.1	251.6/7.3	342.6/7.5	118.0/79.5	1.003	1.009	1.012	0.499	328/35
CN 2		18	6.32E-05	327.9/5.1	60.0/23.0	226.1/66.4	333.0/11.1	240.7/11.6	105.6/73.9	1.004	1.008	1.012	0.336	340/35
CN 3		15	1.07E-04	331.6/10.9	66.6/24.5	219.4/62.9	337.2/6.9	246.0/10.2	100.8/77.6	1.011	1.002	1.014	-0.633	328/35
CN 4		17	5.31E-05	269.2/11.7	7.8/35.7	164.0/51.8	279.7/40.2	18.6/10.4	120.3/47.9	1.002	1.002	1.005	0.090	328/35
CN 5		11	4.98E-05	79.4/1.0	349.2/12.2	173.8/77.7	259.6/11.7	351.6/9.2	118.8/75.0	1.003	1.010	1.014	0.553	337/13
CN 6		15	1.06E-04	201.0/76.1	312.5/5.2	43.7/12.9	165.4/86.1	313.3/3.3	43.4/2.1	1.003	1.001	1.005	-0.380	303/11
CN 7		10	9.55E-06	100.9/9.4	8.9/11.8	228.7/74.8	99.1/6.0	189.3/1.8	295.6/83.7	1.021	1.030	1.053	0.184	294/14
CN 8		14	8.10E-06	53.2/9.2	143.4/0.9	239.0/80.8	232.9/3.5	142.5/6.8	349.8/82.3	1.022	1.028	1.051	0.114	298/14
CN 9		13	6.16E-05	195.5/70.5	46.4/16.9	313.5/9.4	177.4/81.8	45.6/5.4	315.1/6.1	1.007	1.003	1.011	-0.370	298/12
CN 10		10	6.18E-05	187.7/45.9	312.4/28.9	61.0/30.1	178.5/68.2	321.1/17.7	55.2/12.4	1.003	1.002	1.005	-0.167	288/23
CN 11		6	3.36E-05	88.9/10.3	348.9/43.8	189.1/44.3	85.2/3.9	354.1/15.1	189.2/74.3	1.002	1.006	1.008	0.550	279/30
CN 12		12	2.85E-05	76.2/10.5	343.7/13.1	203.8/73.1	75.6/8.8	344.1/9.5	207.6/76.9	1.002	1.004	1.007	0.310	281/4
CN 13		19	1.80E-05	56.9/8.9	325.7/8.1	194.1/77.9	236.3/1.2	146.2/1.5	6.0/88.1	1.007	1.019	1.027	0.475	283/14
CN 14		10	1.69E-05	53.9/3.5	144.0/0.4	240.3/86.5	234.0/5.3	143.4/7.0	1.0/81.2	1.006	1.018	1.025	0.452	287/11
LC 04		9	9.87E-05	22.0/27.3	119.4/13.9	233.5/58.8	26.9/0.2	296.9/3.9	119.6/86.1	1.006	1.013	1.020	0.377	330/33
LC 05		7	8.43E-05	69.5/30.9	336.9/4.2	239.9/58.8	249.7/3.1	340.0/5.8	131.5/83.4	1.008	1.011	1.020	0.222	341/34
LC 15		10	1.26E-04	153.9/76.1	317.8/13.4	48.7/3.7	95.1/84.1	319.0/4.2	228.7/4.1	1.013	1.005	1.019	-0.447	269/12
LCN 1		9	1.17E-05	48.0/14.1	316.5/5.9	204.3/74.7	47.1/4.5	317.1/0.6	219.6/85.5	1.013	1.025	1.039	0.294	288/11
LCN 2		12	2.42E-05	167.0/22.2	257.2/0.5	348.5/67.8	158.0/26.5	258.3/19.6	20.2/56.0	1.005	1.005	1.010	0.084	330/20
LCN 3		7	2.00E-05	76.8/16.9	346.5/0.9	253.4/73.1	256.0/2.3	165.8/4.7	12.5/84.8	1.005	1.007	1.013	0.113	330/20
AC 04		8	8.38E-05	87.7/24.0	354.8/6.3	251.2/65.1	266.5/0.4	356.6/1.6	161.1/88.4	1.004	1.012	1.017	0.463	345/25

AC 05	Arroyo Covunco	8	8.44E-05	96.0/29.5	1.3/8.3	257.2/59.1	90.7/12.2	181.8/4.9	293.3/76.8	1.004	1.010	1.015	0.389	325/22
AC 06		8	8.43E-05	99.9/24.8	358.0/24.0	229.8/54.2	93.8/4.8	3.5/3.4	238.5/84.1	1.003	1.012	1.016	0.663	318/30
AC 25		6	3.59E-05	65.1/24.7	333.0/4.4	233.5/64.8	242.5/6.7	151.2/10.8	3.8/77.2	1.003	1.021	1.026	0.774	307/35
AC 42		7	8.34E-06	89.3/18.5	350.0/25.6	211.1/57.6	85.6/0.5	355.5/5.3	180.7/84.7	1.031	1.036	1.070	0.086	307/28
AC 43		7	1.50E-05	108.0/14.6	8.8/31.6	219.4/54.4	102.6/7.4	12.0/5.2	247.3/81.0	1.007	1.036	1.046	0.656	300/28
CN 15		20	2.69E-06	357.9/41.0	117.0/29.2	230.2/35.2	15.7/10.9	106.1/2.1	206.8/78.9	1.031	1.069	1.106	0.323	327/45
CN 16		12	4.40E-06	111.6/26.2	11.0/20.6	247.7/55.6	101.6/9.6	193.0/8.2	322.8/77.3	1.016	1.028	1.046	0.260	315/34
MC 5	Mallín de los Caballos	16	2.44E-05	89.1/12.2	179.6/2.2	279.6/77.6	89.4/1.5	179.4/0.0	269.5/88.5	1.009	1.017	1.027	0.312	11/11
MC 6		8	1.56E-05	76.3/7.7	166.9/4.7	288.1/81.0	256.3/4.3	166.0/4.6	29.6/83.7	1.013	1.030	1.045	0.423	347/12
AM 1	Arroyo Mulichinco	12	5.84E-05	207.8/14.3	114.4/13.3	343.0/70.3	204.0/9.3	294.8/4.9	52.3/79.5	1.005	1.002	1.007	-0.541	41/19
AM 2		19	6.06E-06	8.2/3.1	99.3/20.3	270.0/69.5	10.7/11.9	100.9/1.0	195.9/78.1	1.041	1.117	1.180	0.399	34/21
AM 3		15	5.79E-05	202.9/9.8	110.6/12.7	329.7/73.9	200.1/7.0	290.8/6.1	61.5/80.7	1.011	1.010	1.021	-0.041	30/19
AM 4		17	7.67E-06	30.1/1.8	120.6/15.0	293.4/74.9	210.0/3.2	119.9/1.9	359.0/86.2	1.010	1.034	1.047	0.585	9/14
AM 6		10	1.38E-04	168.5/16.6	70.5/25.0	288.7/59.3	164.3/8.8	73.2/7.2	304.6/78.6	1.009	1.011	1.020	0.115	9/20
AM 7		18	1.34E-04	36.3/8.0	127.9/11.4	272.0/76.0	217.2/0.3	307.2/2.3	120.7/87.7	1.003	1.019	1.024	0.728	6/16
AM 9	Huncal	18	2.67E-04	322.5/1.8	53.1/17.0	226.6/72.9	142.7/0.7	52.6/2.2	250.5/87.7	1.004	1.015	1.020	0.634	313/15
AM 10		15	2.71E-04	340.8/7.2	71.4/5.3	197.7/81.0	160.9/2.1	70.9/1.6	302.9/87.4	1.002	1.013	1.017	0.750	273/10
AM 11		18	2.16E-04	172.9/15.1	265.0/7.9	21.8/72.9	174.2/9.6	264.5/2.2	7.4/80.2	1.006	1.008	1.015	0.284	130/8
AM 12		20	2.00E-04	143.6/5.5	234.8/12.7	30.9/76.1	144.2/5.9	234.9/6.7	13.3/81.1	1.003	1.009	1.013	0.493	148/6
AM 13		21	2.22E-04	167.6/19.6	266.1/22.5	40.6/59.4	156.3/30.4	277.6/41.5	43.5/33.5	1.004	1.003	1.007	-0.205	318/26
AM 14		12	2.89E-04	354.4/2.8	264.1/4.6	115.7/84.6	174.4/3.2	264.6/5.2	53.1/83.9	1.004	1.014	1.019	0.529	270/6
CH 1	Chacay Melehue	8	1.35E-04	90.4/30.9	240.5/55.4	351.8/14.0	270.2/14.1	138.7/69.2	4.1/14.9	1.008	1.005	1.012	-0.292	359/45
CH 2		19	8.90E-05	17.8/2.7	285.7/37.0	111.3/52.9	194.4/11.2	332.4/75.1	102.5/9.7	1.005	1.004	1.009	-0.073	359/45
CH 3		10	6.45E-05	103.5/41.7	266.5/47.0	5.8/8.6	279.8/2.3	129.3/87.4	9.8/1.3	1.011	1.002	1.014	-0.622	359/45
CH 4		17	1.10E-04	96.0/34.8	204.3/24.2	321.4/45.3	275.1/18.9	171.9/33.8	29.1/49.9	1.018	1.007	1.026	-0.434	359/54
Y 1	Yesera del Tromen	15	1.95E-05	235.4/1.2	142.3/69.5	325.8/20.5	233.3/8.7	134.5/44.9	331.8/43.7	1.010	1.008	1.018	-0.012	37/25
Y 2		18	2.51E-05	249.5/8.4	84.7/81.3	339.9/2.2	246.7/15.0	114.6/68.2	341.0/15.4	1.014	1.006	1.021	-0.446	42/15
Y 3		14	4.65E-05	196.9/13.3	102.2/19.2	319.5/66.3	195.2/6.2	104.1/9.8	317.1/78.3	1.007	1.008	1.015	0.138	52/12
Y 4		16	4.41E-05	60.2/14.1	170.0/53.5	320.9/32.9	243.2/4.1	151.5/22.3	343.2/67.3	1.009	1.006	1.016	-0.192	34/38

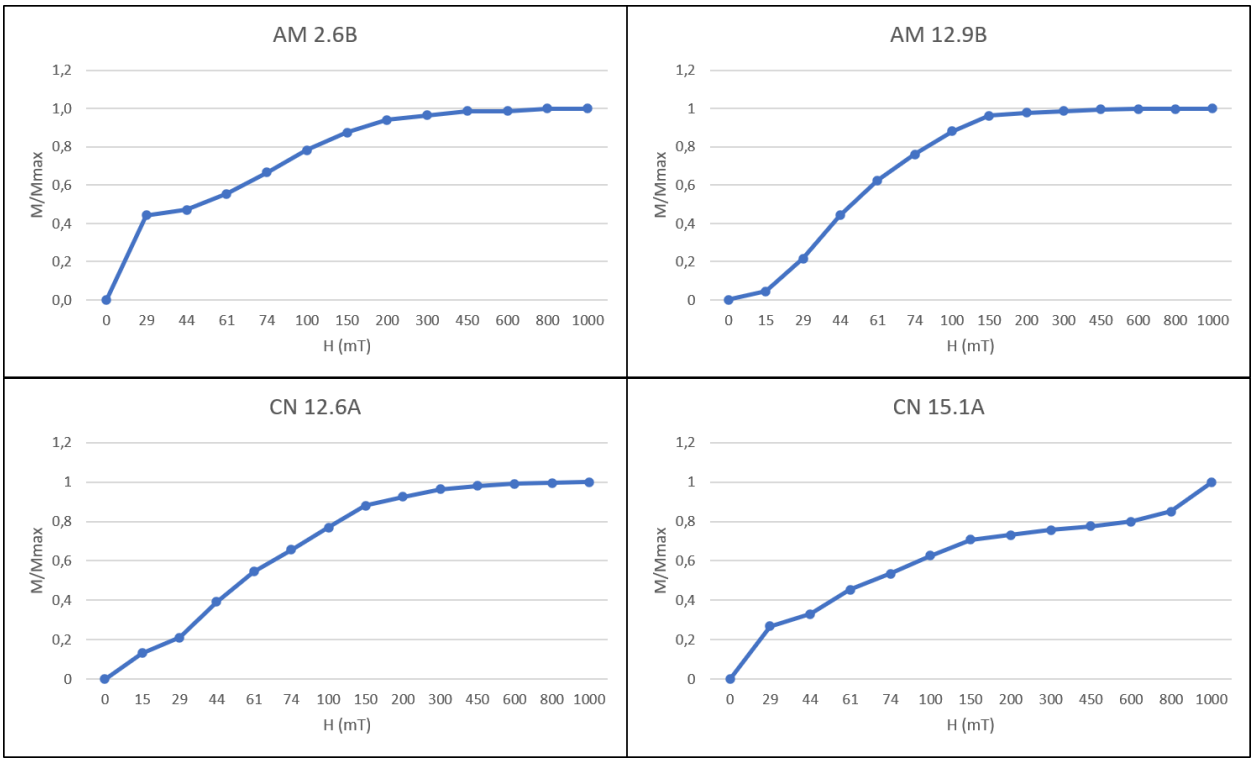


Figura 6.6. Curvas de adquisición de magnetización remanente isotérmica (MRI) obtenidas para la Formación Vaca Muerta.

La obtención de gráficos de espectros de coercitividad a partir de las curvas de adquisición de MRI permitió la identificación de dos componentes magnéticas: una de baja coercitividad y otra de alta coercitividad (Fig. 6.7). Por un lado, las muestras CN 12.6 y AM 12.9 exhiben una única componente de baja coercitividad que se corresponde con el contenido de titanomagnetita, tal como se ha reportado a partir de las curvas de MRI. Por otro lado, las muestras AM 2.6B y CN 15.1A denotan, además del contenido de una fase de baja coercitividad asignada a titanomagnetita, la presencia de otra fase ferromagnética de alta coercitividad que incluso se torna dominante para el caso de la muestra CN 15.1A. Como se ha descrito previamente en base al análisis de las curvas de MRI, la componente de alta coercitividad se explica por la presencia de hematita a partir de la oxidación de pirita.

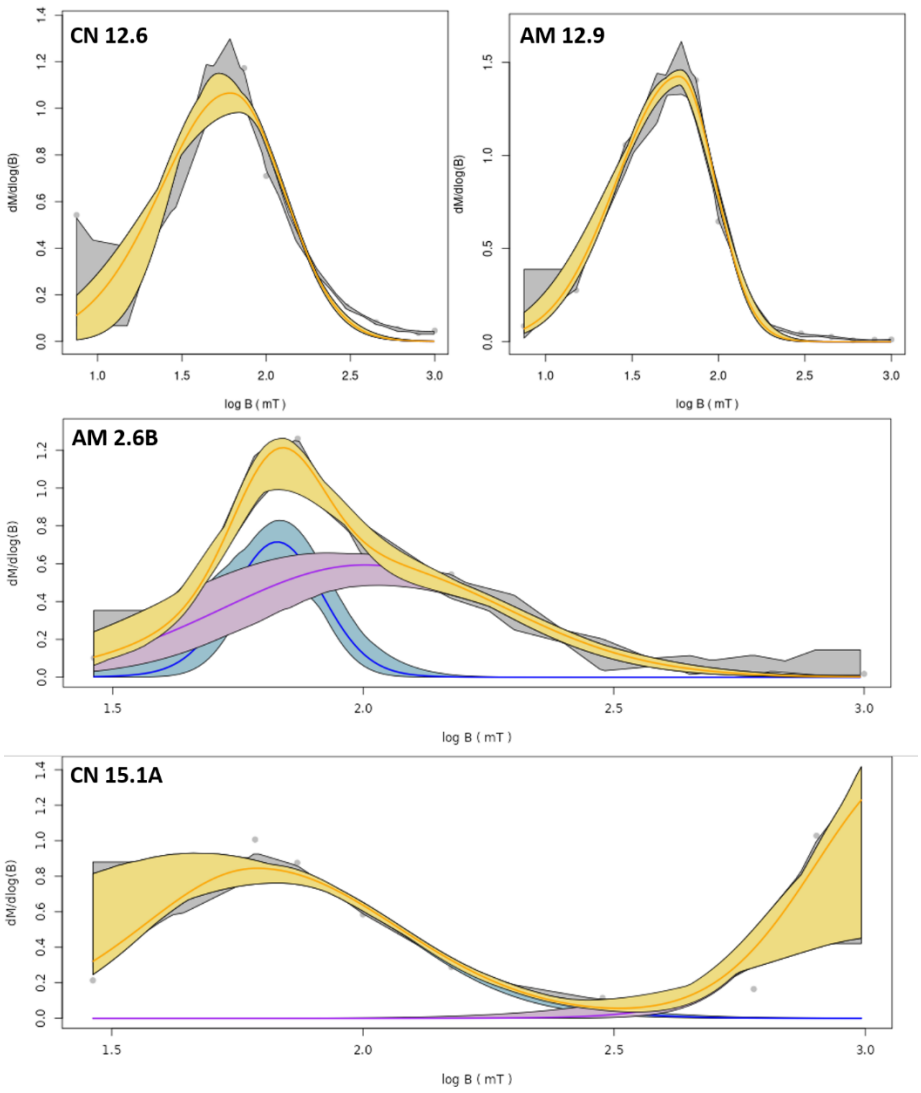


Figura 6.7: Espectros de coercitividad obtenidos para cada una de las curvas de adquisición de MRI exhibidos en la Figura 6.6.

En cuanto a las curvas termomagnéticas de alta temperatura (Fig. 6.8), la totalidad de los especímenes exhibe curvas irreversibles, definidas por trayectorias de calentamiento (rojo) y enfriamiento (azul) que difieren entre sí, lo cual se interpreta como la formación de nuevos minerales a partir de fases preexistentes durante el calentamiento (Hrouda 1994). Los gráficos muestran un descenso de la susceptibilidad, a medida que aumenta la temperatura, que define una trayectoria hiperbólica característica de minerales paramagnéticos (Hrouda 1994, Hrouda et al. 1997). Luego, a partir de los 400º

C, a excepción de la muestra CN 15.1, se destaca un incremento de la susceptibilidad, con picos que rondan entre los 520 y 560º C. Esta propiedad se explica debido a la neoformación de magnetita a partir de minerales arcillosos contenidos en la muestra, en tanto que las curvas de enfriamiento permiten inferir que se trata de titanomagnetita debido a temperaturas de Curie de entre 450 y 550º C (Hrouda 1994, Sagnotti et al. 1998).

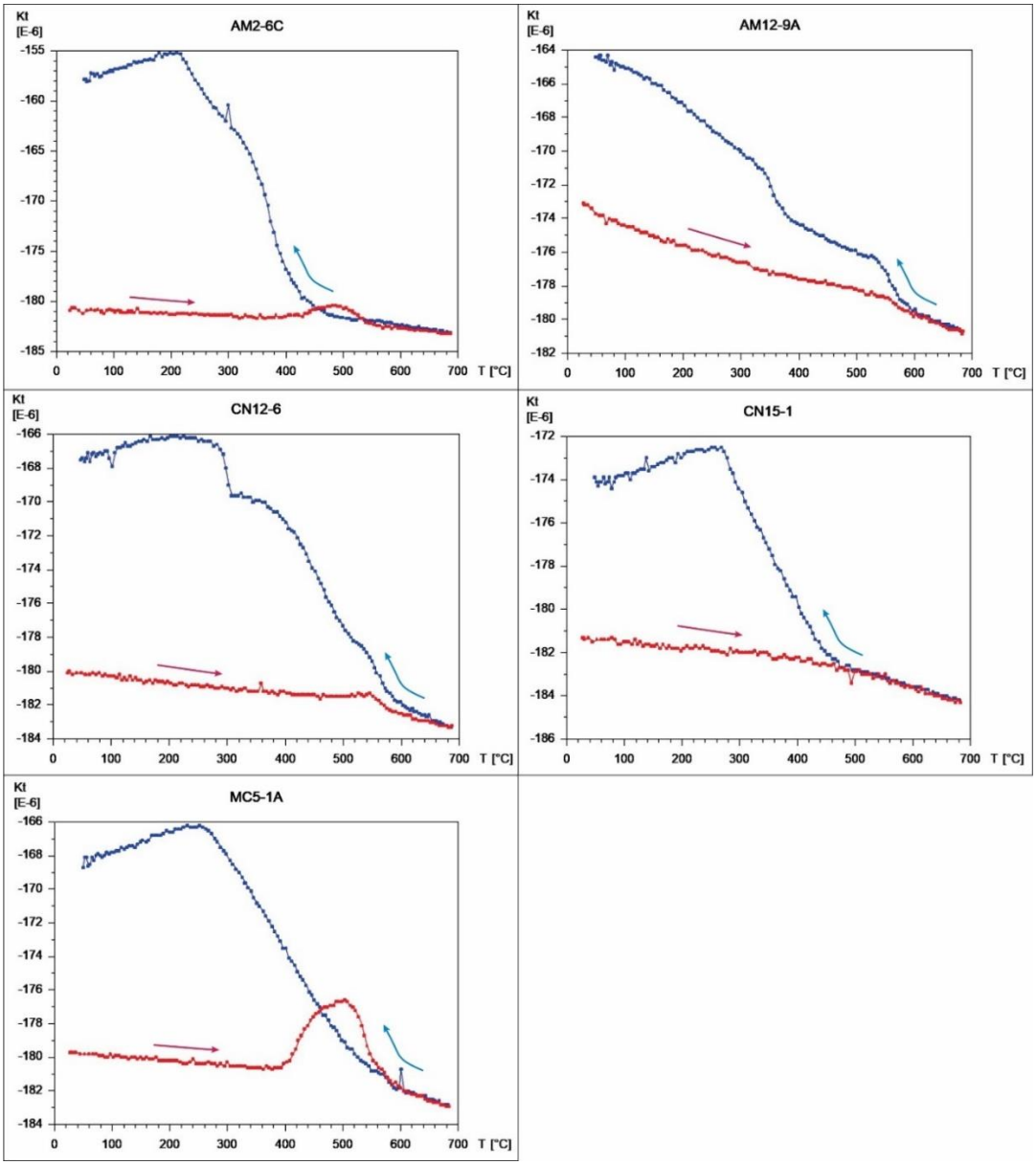


Figura 6.8. Curvas termomagnéticas de alta temperatura obtenidas para las secciones de Arroyo Mulichinco, Los Catutos, Arroyo Covunco y Mallín de los Caballos. Nótese el descenso de la susceptibilidad ante el aumento de la

temperatura (flechas rojas) mientras que las curvas de enfriamiento (flechas azules) exhiben incrementos de la susceptibilidad a partir de los 550 a 450º C.

Por lo tanto, en base a las observaciones petrográficas, teniendo en cuenta los valores promedio de susceptibilidad magnética y las curvas termomagnéticas de alta temperatura, asimismo considerando los estudios previos de mineralogía magnética y mineralogía total sobre intervalos estratigráficos de la misma unidad, las propiedades de la ASM estarían dominadas por la contribución de minerales paramagnéticos, como son principalmente arcillas, muscovita y biotita. A su vez, los resultados obtenidos a partir de MRI en esta tesis indican una contribución por minerales ferromagnéticos a partir de titanomagnetita y hematita, que se encuentra en concordancia con lo reportado por autores previos para la Formación Vaca Muerta (Iglesia Llanos et al. 2017, Kohan Martínez et al. 2018, Kohan Martínez 2022).

6.3 FÁBRICAS MAGNÉTICAS DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA

La utilización de la técnica de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) permitió el reconocimiento de petrofábricas primarias o sedimentarias y secundarias o post-depositacionales (Rees 1965, Rochette et al. 1992, Tarling y Hrouda 1993, Parés et al. 1999) distinguibles en las zonas de *foreset* (Fig. 6.9 y Fig. 6.10) y *bottomset* (Fig. 6.11, Fig. 6.12 y Fig. 6.13). Los estereogramas son proyectados en hemisferio sur y con corrección por estructura. No obstante, los estereogramas con coordenadas *in situ* junto a aquellos obtenidos luego de la corrección por estructura pueden encontrarse en el Anexo 2.

6.3.1 FÁBRICAS PRIMARIAS O SEDIMENTARIAS

6.3.1.1 Fábricas horizontales

Esta petrofábrica exhibe susceptibilidades magnéticas bajas (K_m < $2.44x10^{-5}$ SI) y se componen de elipsoides oblados (T > 0). Los ejes K_3 se disponen verticales a subverticales, con ángulos de inclinación

mayores a 80º, mientras que los ejes K_1 y K_2 se localizan en guirnalda, sin orientación preferencial, alrededor del plano de estratificación, con ángulos de imbricación menores a 5º (Fig. 6.14).

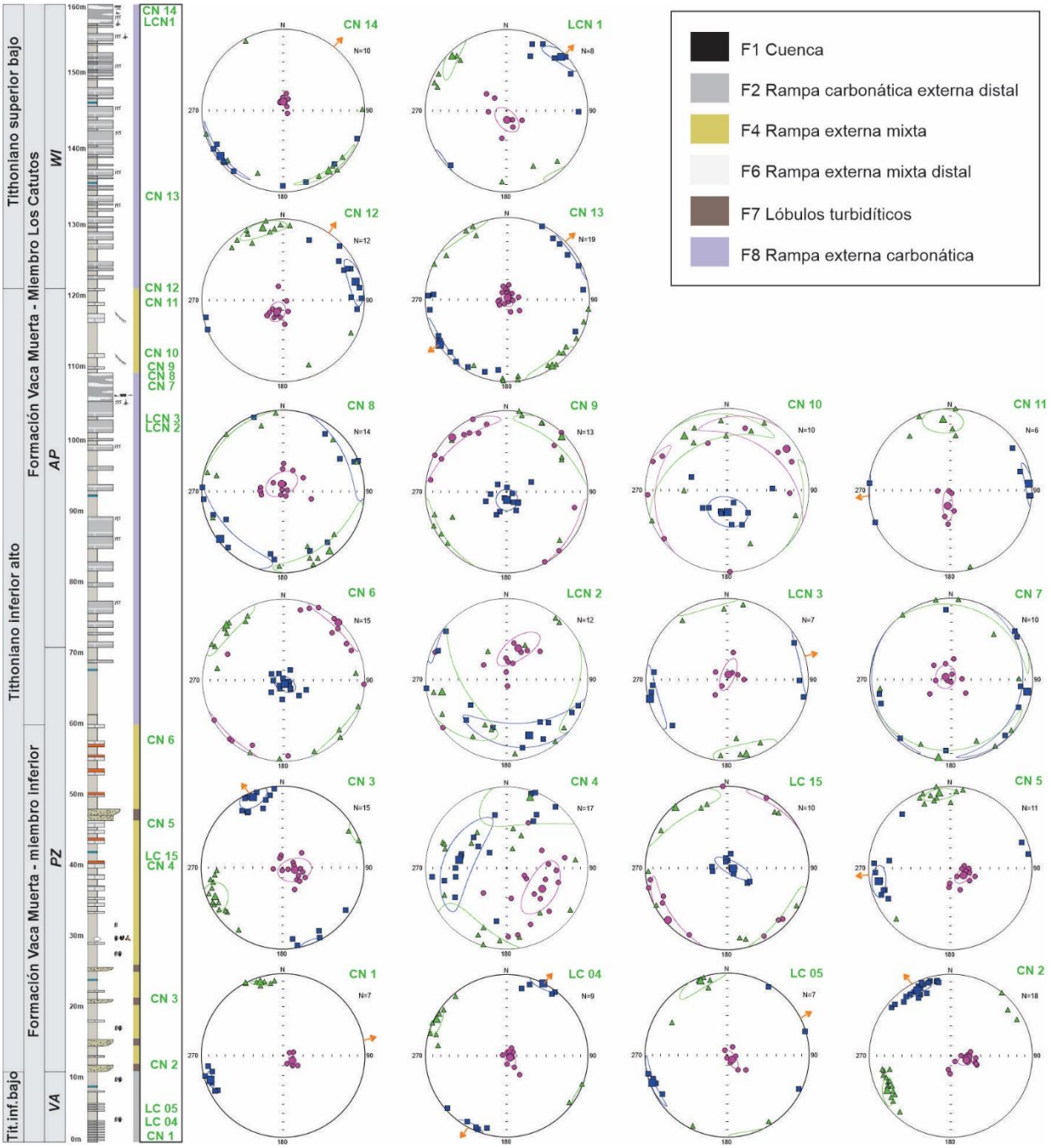


Figura 6.9. Perfil sedimentario y ubicación de los sitios muestreados para la sección de Los Catutos. Los estereogramas están representados en hemisferio sur y con corrección por estructura. Las flechas naranjas indican las paleocorrientes estimadas en aquellos casos donde la fábrica magnética lo permitió.

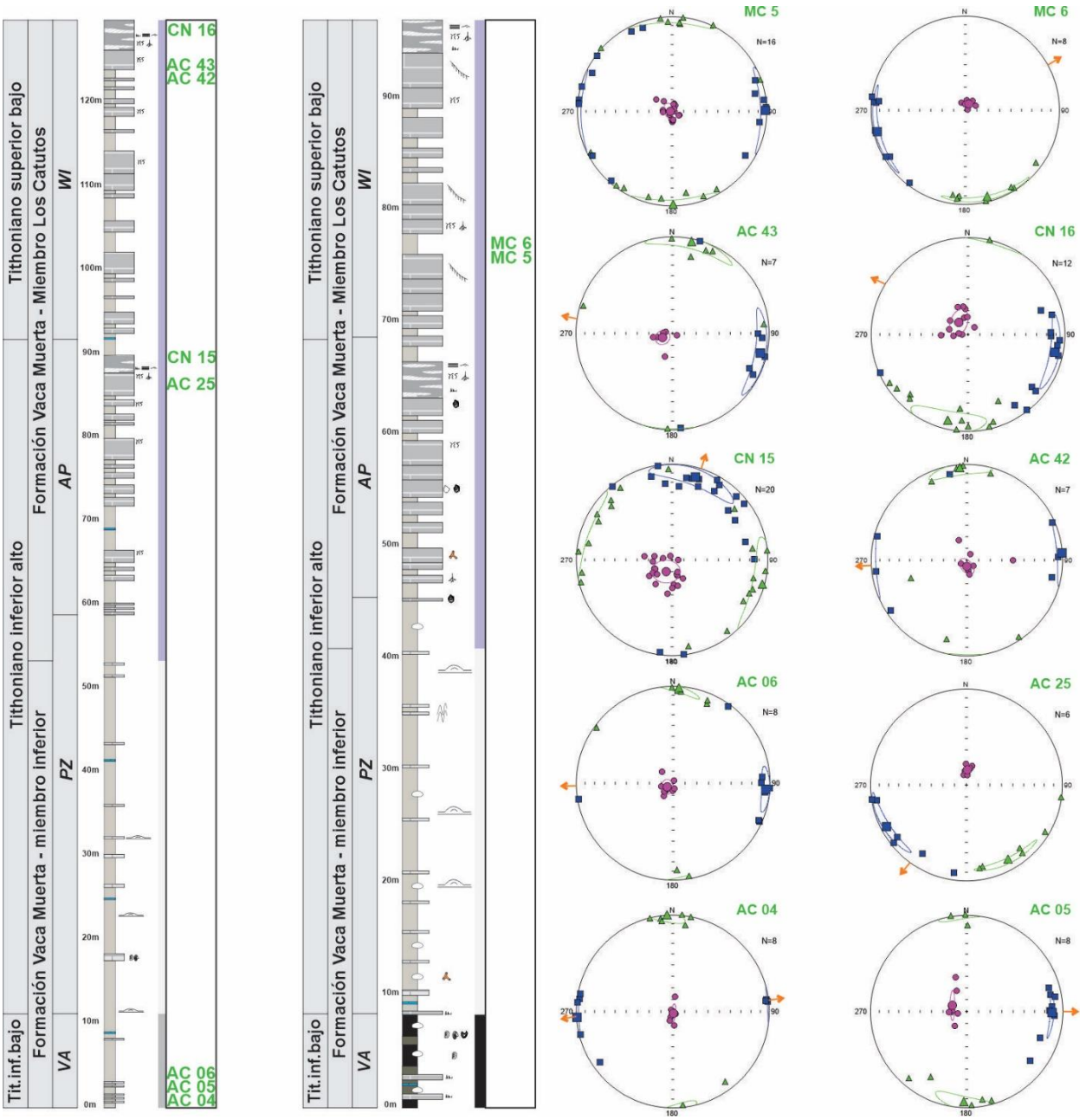


Figura 6.10. Perfil sedimentario y ubicación de los sitios muestreados para las secciones de Arroyo Covunco (perfil izquierdo) y Mallín de los Caballos (perfil derecho). Los estereogramas están representados en hemisferio sur y con corrección por estructura. Las flechas naranjas indican las paleocorrientes estimadas en los casos en que la fábrica magnética lo permitió. Para la nomenclatura de facies consultar la Figura 6.9.

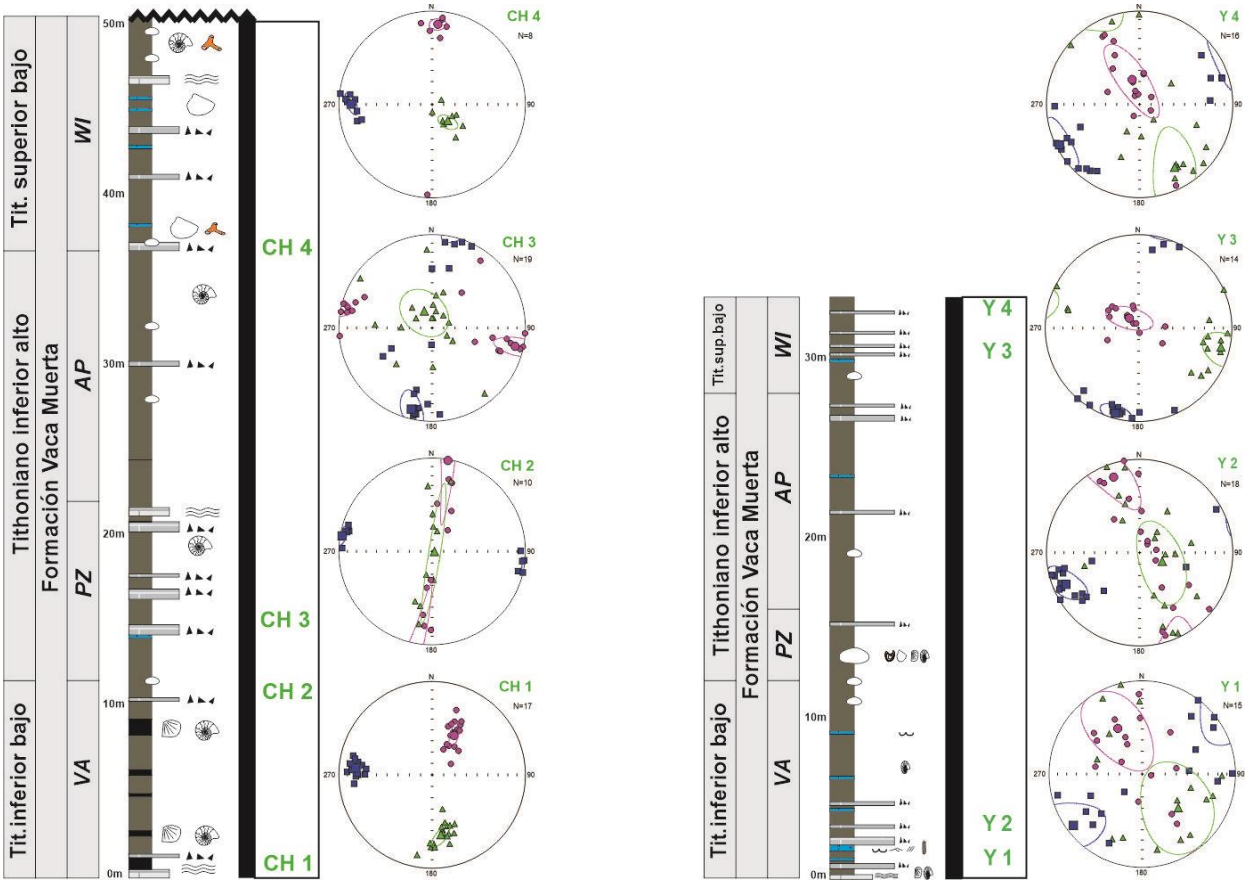


Figura 6.11. Perfil sedimentario y ubicación de los sitios muestreados para las secciones de Chacay Melehue (perfil izquierdo, sitios “CH”) y la Yesera del Tromen (perfil derecho, sitios “Y”). Los estereogramas están representados en hemisferio sur y con corrección por estructura. La flecha naranja indica la paleocorriente estimada en aquellos casos que la fábrica magnética lo permitió. Para la nomenclatura de facies consultar la Figura 6.9.

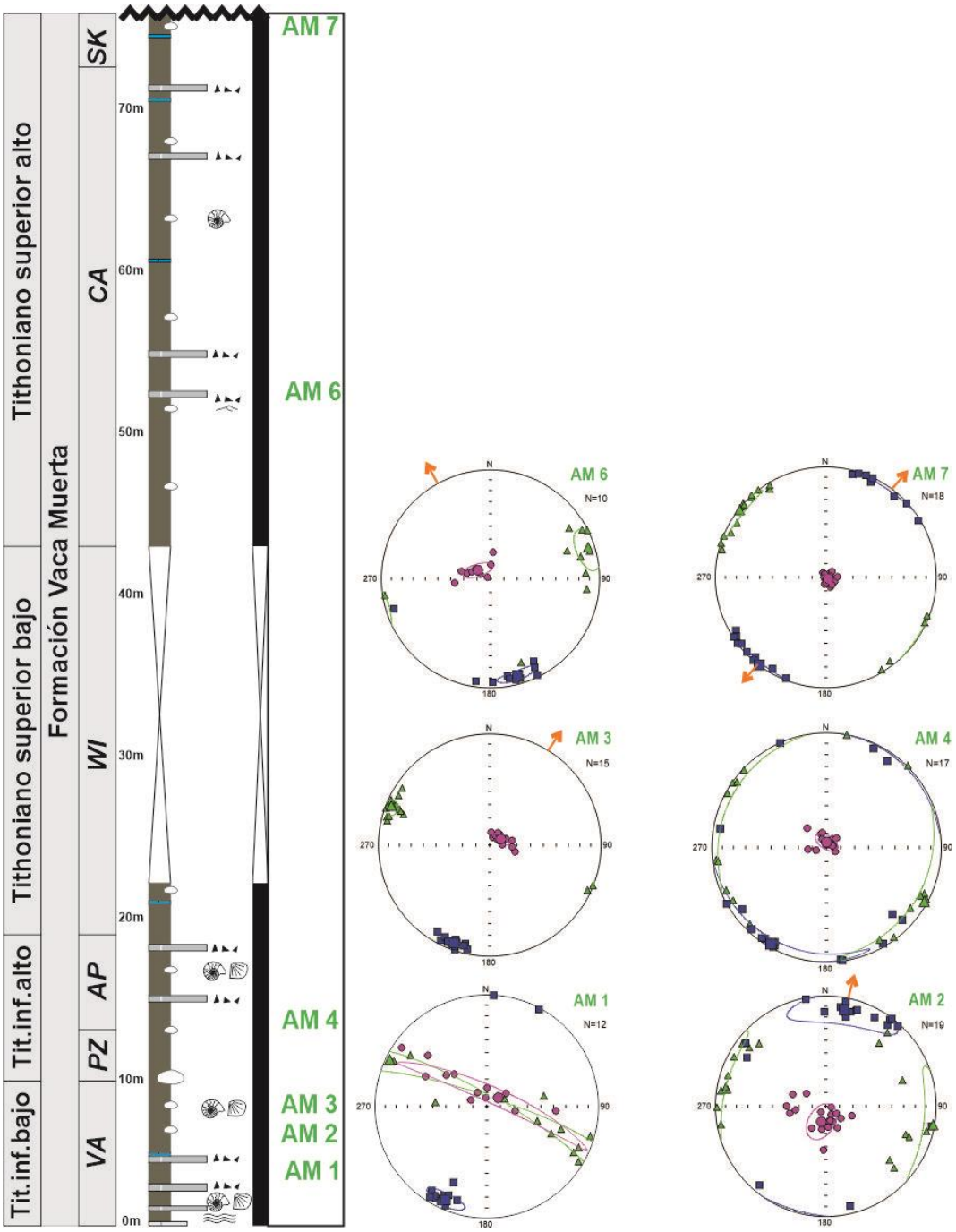


Figura 6.12. Perfil sedimentario y ubicación de los sitios muestreados para la sección de Arroyo Mulichinco. Los estereogramas están representados en hemisferio sur y con corrección por estructura. Las flechas naranjas indican las paleocorrientes estimadas en los casos en que la fábrica magnética lo permitió. Para la nomenclatura de facies consultar la Figura 6.9.

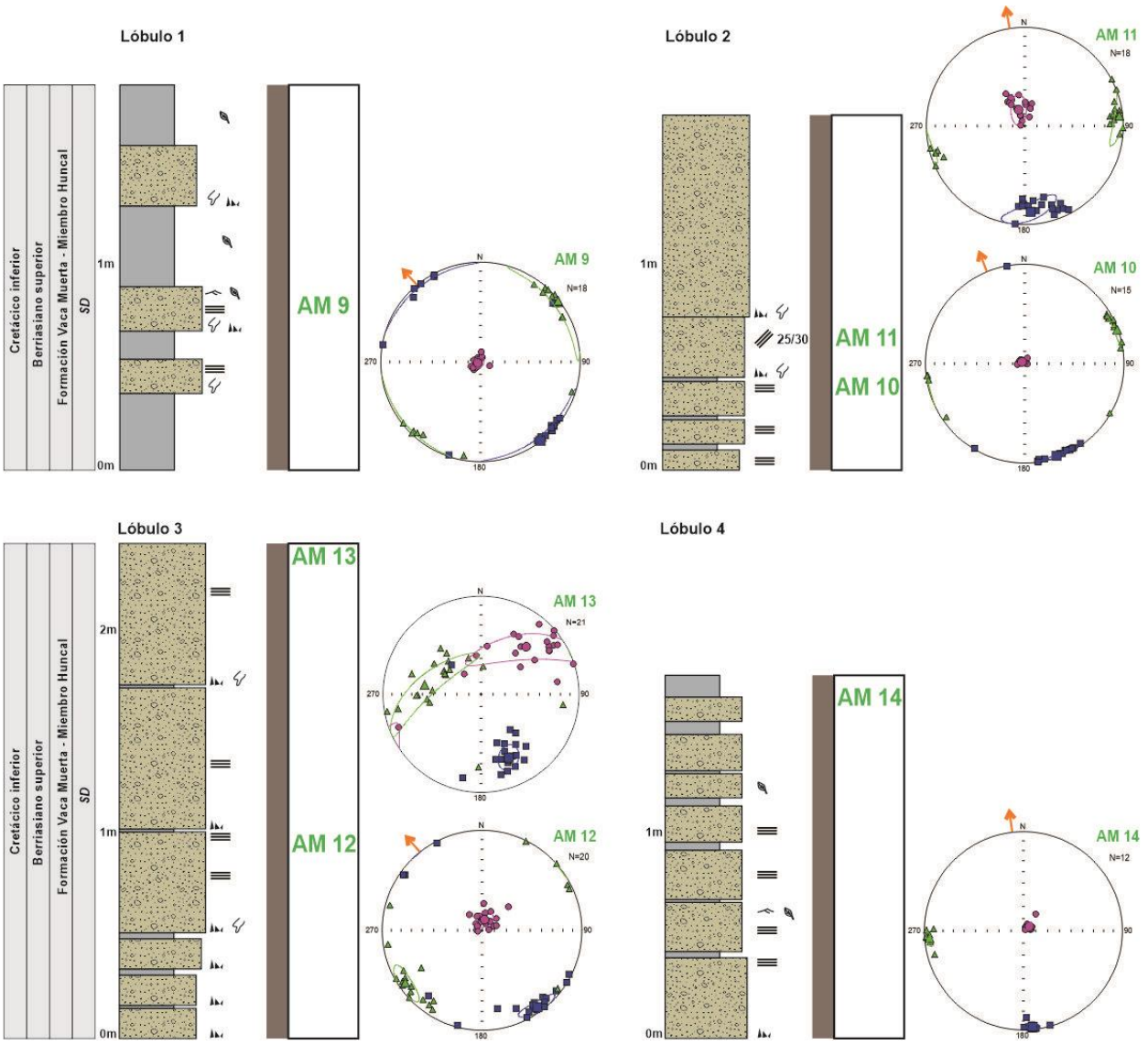


Figura 6.13. Perfil sedimentario y ubicación de los sitios muestreados para los lóbulos turbidíticos del Miembro Huncal. Los estereogramas están representados en hemisferio sur y con corrección por estructura. Las flechas naranjas indican las paleocorrientes estimadas en los casos en que la fábrica magnética lo permitió. Para la nomenclatura de facies consultar la Figura 6.9.

Este tipo de fábrica ha sido observada dentro de la zona de *foreset*, en las secciones de Los Catutos (sitios CN 7 y CN 8; Fig. 6.8 y Figs. 6.13a, b) y Mallín de los Caballos (sitio MC 5; Fig. 6.10 y Fig. 6.14c), mientras que en el área de *bottomset* fue reconocida en Arroyo Mulichinco (sitio AM 4, Fig. 6.11 y Fig. 6.14d). Los sitios CN 7, CN 8 y MC 5 se corresponden con litofacies carbonáticas, los dos primeros representando

estratos laminados heterolíticos (*P/G*$_p$ht), en tanto que el sitio MC 5 pertenece a niveles peloidales masivos (*P*$_p$m). Por otro lado, el sitio AM 4 corresponde a margas oscuras laminadas (Mrho).

Interpretación: este tipo de fábrica se interpreta como asociada con ambientes calmos, de baja energía, donde domina el proceso de decantación y las partículas se asientan en el fondo marino únicamente bajo influencia de la gravedad (Tarling y Hrouda 1993). Asimismo, la disposición aleatoria de los ejes K_1 y K_2 sugiere la ausencia de corrientes tractivas que orienten las partículas generando una lineación magnética claramente definida (Rochette et al. 1992, Tarling y Hrouda 1993). Cabe aclarar que, si bien estas facies muestran una marcada monotonía litológica y estructural a escala macroscópica, la anisotropía revela variaciones sistemáticas en la orientación y forma del elipsoide que reflejan cambios sutiles en los procesos sedimentarios y diagenéticos. Entre estos últimos se puede mencionar fluctuaciones en la tasa de sedimentación, el grado de compactación y corrientes de fondo episódicas.

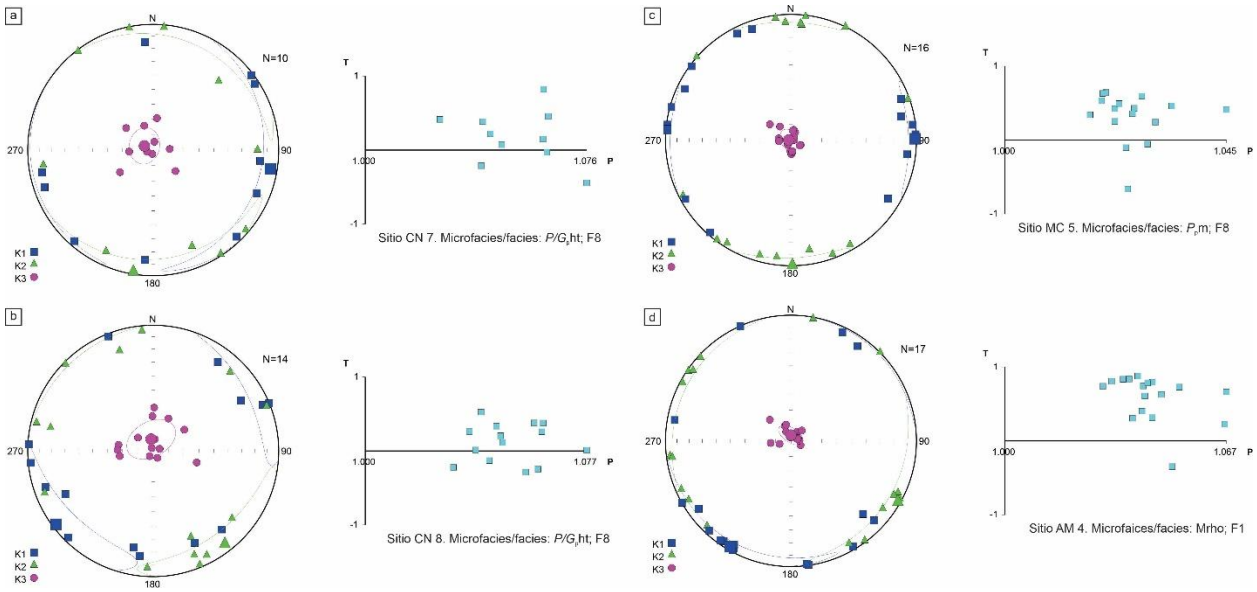


Figura 6.14. Estereogramas (proyección en hemisferio inferior y con corrección por estructura) y diagramas de Jelinek (P vs T) para fábricas magnéticas horizontales asociadas a decantación. a) *Packstones/grainstones* peloidales heterolíticos (*P/G*$_p$ht), facies de rampa externa carbonática, sección de Los Catutos. b) *Packstones* peloidales masivos (*P*$_p$m), facies de rampa externa carbonática, sección de Los Catutos. c) *Packstones/grainstones* peloidales heterolíticos (*P/G*$_p$ht), facies de rampa externa carbonática, sección de Mallín de los Caballos. d) Margas laminadas oscuras (Mrho), facies de cuenca, sección de Arroyo Mulichinco.

6.3.1.2 Fábricas primarias alineadas con el flujo (migración de lecho plano)

Presenta una susceptibilidad media (K_m) que varía entre $4.40x10^{-6}$ y $2.89x10^{-4}$ SI, siendo los mayores valores observados en las areniscas del Miembro Huncal, probablemente por su mayor contenido de mineralogías paramagnéticas, como arcillas, muscovita y biotita. Asimismo, dominan los elipsoides oblados (T>0), a excepción del sitio AM 3, cuya fábrica es prolada a triaxial (T ≅ 0). En general, los ejes K_3 se disponen verticales a subverticales, con ángulos de inclinación mayores a los 80º, mientras que los ejes K_1 y K_2 se agrupan sobre el plano de sedimentación lo que define lineaciones magnéticas que imbrican con ángulos menores a los 10º. Este tipo de fábrica ha sido observada en el área de *foreset*, dentro de las secciones de Los Catutos (sitios CN 1, LC 04, LC 05, CN 11, CN 13, CN 14 y LCN 3; Fig. 6.9 y Fig. 6.15a), Arroyo Covunco (sitios AC 04, AC 06, AC 42, AC 43 y CN 16; Fig. 6.10 y Fig. 6.15b) y Mallín de los Caballos (sitio MC 6; Fig. 6.10), mientras que dentro de la zona de *bottomset* fue identificada en el sector de la Yesera del Tromen (sitio Y 3; Fig. 6.11), Arroyo Mulichinco (sitios AM 3, AM 6 y AM 7; Fig. 6.12) y Huncal (sitios AM 9, AM 10, AM 12 y AM 14; Fig. 6.13 y Figs. 6.15c, d). Cabe destacar que fue descrita en variadas litologías, como areniscas masivas y laminadas (Sm/Sh; sitios AM 9, AM 10, AM 12 y AM 14), margas laminadas oscuras (Mrho; sitios AM 3, AM 6 y AM 7), *packstones/grainstones* intraclásticos (*P/G*$_i$h; sitio Y 3), *packstones/grainstones* heterolíticos (*P/G*$_p$ht; sitio CN 16), *wackestones* radiolaríticos (*W*$_r$h; CN 1, LC 04, LC 05, AC 04, AC 06), *packstones* peloidales masivos (*P*$_p$m; sitios MC 6, CN 13, CN 14, LCN 3, AC 42, AC 43) y *wackestones/packstones* laminados (*W/P*$_b$h; sitio CN 11).

Interpretación: la dominancia de elipsoides oblados con disposición de ejes K_3 verticales a subverticales y ejes K_1 y K_2 de baja inclinación, permiten asociar estas fábricas a un origen sedimentario (Tarling y Hrouda 1993). Por otro lado, la lineación magnética observable a partir del agrupamiento de los ejes K_1 permite inferir la orientación de las partículas bajo el accionar de corrientes tractivas (Allen 1984, Tarling y Hrouda 1993, Baas et al. 2007). En este sentido, dicha disposición se produce por la imbricación de los granos de

sedimento durante el proceso de migración de lecho plano de bajo régimen de flujo, generando ejes K_3 verticales a subverticales y ejes K_1 subhorizontales, con inclinaciones menores a los 10º con respecto al plano de sedimentación (Liu et al. 2001, Baas et al. 2007, Dall'Olio et al. 2013, Novak et al. 2014, Felletti et al. 2016). Como resultado, este tipo de petrofábrica permite estimar, al menos, la dirección de transporte de las partículas, como es el caso de los sitios LC 04, CN 13, AC 04 y AM 7, cuyos valores son de 27/207, 56/236, 83/263 y 34/214.

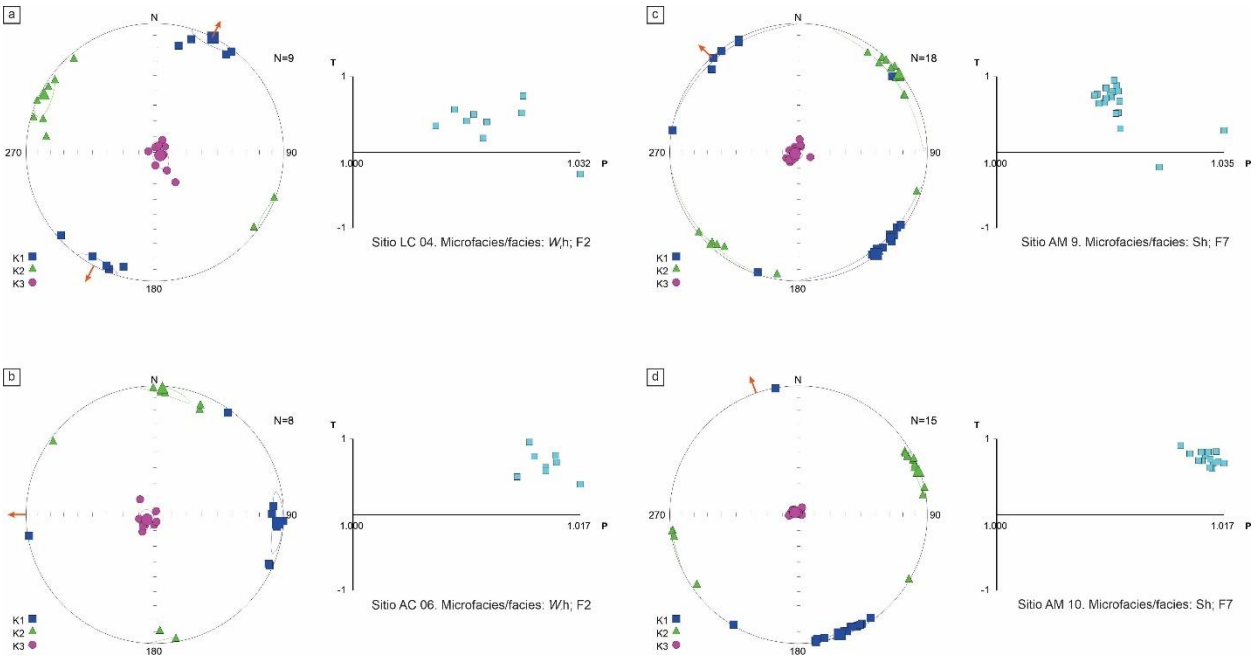


Figura 6.15. Estereogramas (proyección en hemisferio inferior y con corrección por estructura), diagramas de Jelinek (P vs T) y paleocorrientes estimadas (flecha naranja) para las fábricas magnéticas representativas alineadas con el flujo y asociadas a procesos tractivos dominados por migración de lecho plano. a) *Wackestones* radiolaríticos laminados (W_rh), facies de rampa externa carbonática distal, sección de Los Catutos. b) *Wackestones* radiolaríticos laminados (W_rh), facies de rampa externa carbonática distal, sección de Arroyo Covunco. c y d) Areniscas laminadas (Sh), facies turbidíticas, sección de Huncal.

Por otro lado, en aquellos ejemplos donde la imbricación de la lineación magnética se encuentra claramente agrupada en un cuadrante del estereograma, y además se advierte un desplazamiento de los ejes K_3 en la dirección opuesta, puede establecerse no sólo la dirección, sino también el sentido del

paleoflujo. Para estos casos, se interpreta que la lineación magnética inclina en contra de la corriente, en tanto que el desplazamiento de los ejes K_3 se produciría a favor del paleoflujo, denotando una mayor eficiencia en la imbricación de las partículas bajo el accionar de corrientes tractivas. En consecuencia, las paleocorrientes estimadas, en valores azimutales, por sitio son de: CN1 (80º), LC 05 (64º), CN 11 (265º), CN 14 (43º), LCN 3 (72º), AC 06 (270º), AC 42 (262º), AC 43 (280º), CN 16 (306º), MC 6 (60º), AM 3 (28º), AM 6 (335º), AM 9 (318º), AM 10 (340º), AM 12 (332º) y AM 14 (174º) (Tabla 6.2).

6.3.1.3 Fábricas primarias alineadas con el flujo (migración de óndulas de corriente)

La susceptibilidad magnética media (K_m) oscila entre $2.96x10^{-6}$ y $2.16x10^{-4}$ SI, siendo los mayores valores registrados en los lóbulos turbidíticos arenosos de la F7 localizados en la sección de Los Catutos, mientras que los menores valores corresponden a litologías carbonáticas. Las petrofábricas se caracterizan por elipsoides mayormente oblados ($T > 0$), a excepción del sitio CN 3 que muestra una fábrica prolada ($T < 0$). Los estereogramas muestran agrupamientos claros para los tres ejes, donde los ejes K_3 se disponen sub-verticales, con ángulos de inclinación mayores a 70º y menores a 80º con respecto al polo del plano de sedimentación, mientras que los ejes K_1 y K_2 conforman agrupamientos en la zona periférica de los estereogramas, con ángulos de imbricación en general mayores a los 10º. Algunas muestras, como los sitios CN 12 y CN 15, pueden mostrar mayor dispersión para los ejes K_1 y K_2, si bien puede advertirse que ambos tienden a agruparse con un rango de variación azimutal de entre 20 y 40º.

Este tipo de petrofábrica ha sido identificada dentro de la zona de *foreset*, para las secciones de Los Catutos (sitios CN 2, CN 3, CN 5, CN 12 y LCN 1; Fig. 6.9 y Fig. 6.16a) y Arroyo Covunco (sitios AC 05, AC 25 y CN 15; Fig. 6.10 y Fig. 6.16b), mientras que en el área de *bottomset* fue documentada, en menor medida, para la sección de Arroyo Mulichinco (AM 2; Fig. 6.12 y Fig. 6.16c) y Huncal (AM 11; Fig. 6.13 y Fig. 6.16d). Al igual que la fábrica asociada a migración de lecho plano, ha sido observada en variadas litologías, correspondiendo a areniscas masivas, laminadas y con antidunas (Sm, Sh, Sa; sitios CN 2, CN 3 y AM 11),

margas laminadas oscuras (Mrho; sitio AM 2), *wackestones* radiolaríticos laminados (W_rh; sitio AC 05), *wackestones/packstones* laminados (W/P_bh; sitios CN 5 y CN 12), *packstones* peloidales masivos (P_pm; sitios LCN 1 y AC 25) y *packstones/grainstones* peloidales heterolíticos (P/G_pht; sitio CN 15).

Interpretación: al igual que en el caso de las fábricas alineadas con el flujo por migración de lecho plano, la presencia de elipsoides oblados con ejes K_3 sub-verticales y ejes K_1 y K_2 de baja inclinación permiten interpretar estas fábricas como de origen primario o sedimentario (Tarling y Hrouda 1993). Además, la agrupación observada para los ejes K_1 define una lineación magnética interpretada como producto de la orientación preferencial de las partículas bajo el accionar de corrientes tractivas (Allen 1984, Tarling y Hrouda 1993, Baas et al. 2007). En este sentido, el patrón observado en los ejes del elipsoide se interpreta como el resultado del proceso de migración de óndulas de corriente, donde las partículas imbrican corriente abajo debido al flujo de granos en las caras de avalancha de estas formas de lecho, proceso que además provoca el desplazamiento corriente arriba de los ejes K_3, ambos paralelos a la dirección del paleoflujo (Rees 1968, 1983, Allen 1984, Baas et al. 2007). Cabe destacar que este mecanismo se invierte para el caso de las antidunas, dado que son formas de lecho que migran aguas arriba. De todos modos, el valor azimutal medio de la lineación magnética indica la paleocorriente, estimándose valores de 330º, 335º, 263º, 47º, 90º, 19º, 12º y 350º para los sitios CN 2, CN 3, CN 5, LCN 1, AC 05, CN 15, AM 2 y AM 11, respectivamente (Tabla 6.2).

En el caso de los sitios CN 12 y AC 25 se observan fábricas triaxiales oblicuas, entendiéndose como aquellas en donde la dirección de la paleocorriente no es ni paralela ni perpendicular a la lineación magnética, sino que ocupa una posición intermedia entre los ejes K_1 y K_2 (Baas et al. 2007). Este tipo de patrón puede deberse a variaciones locales en la dirección del flujo, como consecuencia de la morfología sinuosa y linguoide de las crestas de las óndulas (Baas 1994, 1999, Baas et al. 2007, Dall'Olio et al. 2013). Por tanto, los ejes K_1 y K_2 forman un plano de foliación magnética que imbrica a favor de la corriente, con ejes K_3 que

inclinan en sentido opuesto y cuyo desplazamiento es sub-paralelo a la dirección de flujo (Liu et al. 2001, Aubourg et al. 2004, Park et al. 2013, Iglesia Llanos et al. 2019, Stachowska et al. 2020). Para estos casos se estimaron valores de 40º y 211º para los sitios CN12 y AC 25, respectivamente.

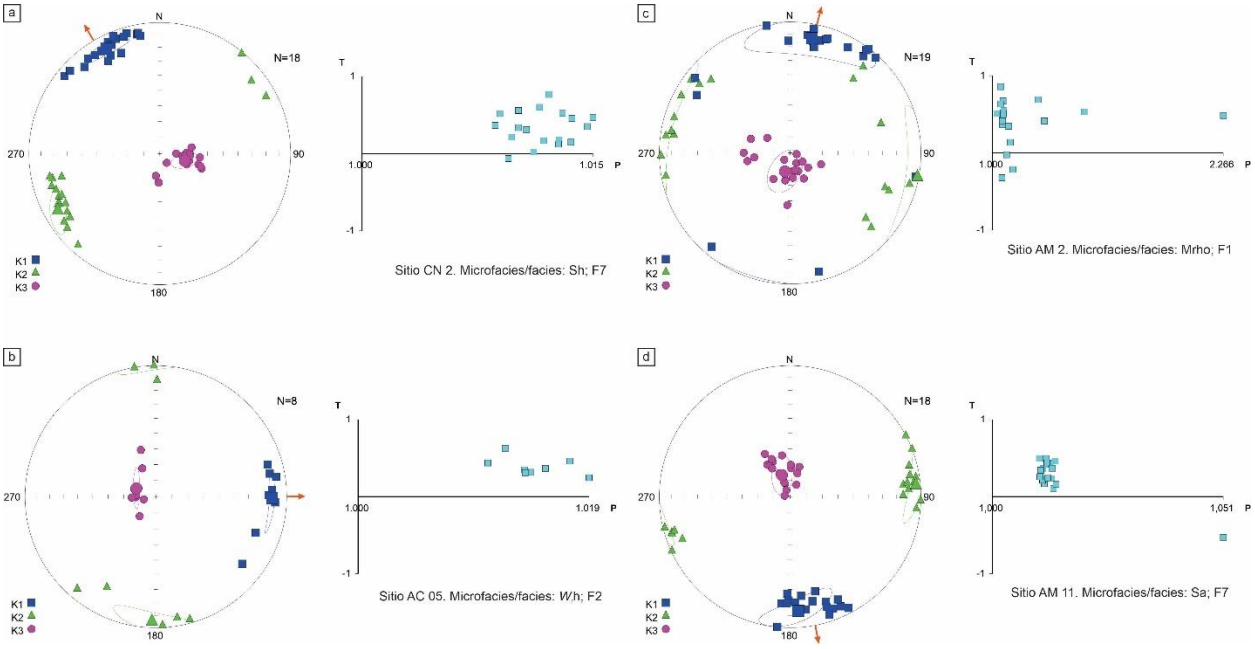


Figura 6.16. Estereogramas (proyección en hemisferio inferior y con corrección estructural), diagramas de Jelinek (P vs T) y paleocorrientes estimadas (flecha naranja) para algunos ejemplos de fábricas magnéticas alineadas con el flujo y asociadas al proceso de migración de estructuras onduladas de bajo relieve. a) Areniscas laminadas (Sh), facies turbidíticas, sección de Los Catutos. b) *Wackestones* radiolaríticos laminados (W_rh), facies de rampa externa carbonática distal, sección de Arroyo Covunco. c) Margas oscuras laminadas (Mrho), facies de cuenca, sección de Arroyo Mulichinco. d) Areniscas con antidunas (Sa), facies turbidíticas, sección de Huncal.

Tabla 6.2. Paleocorrientes estimadas a partir de las fábricas magnéticas asociadas a flujos tractivos.

Sitio	**Microfacies /facies**	**Estructura sedimentaria en afloramiento**	**Proceso sedimentario**	**Azimut Paleocorriente (º)**	**Sector de la clinoforma**
CN 1	W_rh; F2	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	80	
LC 04	W_rh; F2	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	27/207	
LC 05	W_rh; F2	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	64	

CN 11	*W/P*$_b$h; F4	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	265	*foreset*
CN 13	*P*$_p$m; F8	Masiva	Lecho plano de bajo régimen de flujo	56/236	
CN 14	*P*$_p$m; F8	Masiva	Lecho plano de bajo régimen de flujo	43	
LCN 3	*P*$_p$m; F8	Masiva	Lecho plano de bajo régimen de flujo	72	
AC 04	*W*$_r$h; F2	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	83/263	
AC 06	*W*$_r$h; F2	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	270	
AC 42	*P*$_p$m; F8	Masiva	Lecho plano de bajo régimen de flujo	262	
AC 43	*P*$_p$m; F8	Masiva	Lecho plano de bajo régimen de flujo	280	
CN 16	*P/G*$_p$ht; F8	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	306	
MC 6	*P*$_p$m; F8	Masiva	Lecho plano de bajo régimen de flujo	60	
AM 3	C (Mrho); F1	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	28	
AM 6	C (Mrho); F1	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	344	
AM 7	C (Mrho); F1	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	34/214	
AM 9	Sh; F7	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	318	
AM 10	Sh; F7	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	340	
AM 12	Sh; F7	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	332	
AM 14	Sm; F7	Masiva	Lecho plano de bajo régimen de flujo	354	

CN 2	Sh; F7	Laminación horizontal	Óndulas de corriente	330	*foreset*
CN 3	Sh; F7	Laminación horizontal	Óndulas de corriente	335	
CN 5	*W/P*$_b$h; F4	Laminación horizontal	Óndulas de baja altura	263	
CN 12	*W/P*$_b$h; F4	Laminación horizontal	Óndulas de baja altura	40	
LCN 1	*P*$_p$m; F8	Masiva	Óndulas de baja altura	47	
AC 05	*W*$_r$h; F2	Masiva	Óndulas de baja altura	90	
AC 25	*P*$_p$m; F8	Masiva	Óndulas de baja altura	211	
CN 15	*P/G*$_p$ht; F8	Laminación ondulítica	Óndulas de baja altura	19	
AM 2	Mrho; F1	Laminación horizontal	Óndulas de baja altura	12	*bottomset*
AM 11	Sa; F7	Antidunas	Antidunas	350	

6.3.1.4 Fábricas primarias obliteradas por procesos de dolomitización

La susceptibilidad media (K_m) es baja ($5.31x10^{-5}$ SI), mientras que el parámetro de forma muestra amplia variabilidad, incluyendo mediciones que plotean para elipsoides oblados, triaxiales y prolados, si bien el valor promedio se aproxima a una fábrica oblada a triaxial ($T \cong 0$). Asimismo, los tres ejes del elipsoide se disponen de manera aleatoria y caótica dentro del estereograma, sin definir agrupamientos claros. Este tipo de petrofábrica fue reconocida dentro de la zona de *foreset*, para un sitio localizado en la sección de Los Catutos (sitio CN 4; Fig. 6.17). Corresponde a la litofacies Dma, la cual exhibe una fábrica original completamente obliterada, distinguible bajo lámina delgada como un mosaico cristalino de composición dolomítica (ver Capítulo 4 – Análisis de facies).

Interpretación: considerando el vínculo de esta fábrica con la litofacies Dma (microfacies D) y teniendo en cuenta que la dolomitización es un proceso de reemplazo post-depositacional, que altera y oblitera la fábrica original del depósito (Morrow 1990), dicho mecanismo constituye una explicación válida para justificar la aleatoriedad que muestran los ejes del elipsoide.

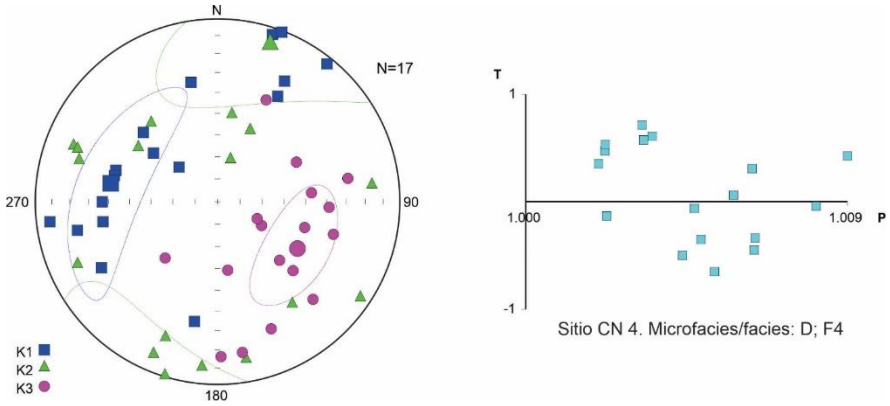


Figura 6.17. Estereograma (proyección en hemisferio inferior con corrección estructural) y diagrama de Jelinek (P vs T) para el sitio CN 4, asociado a una petrofábrica obliterada por procesos post-depositacionales, de índole diagenética, como la dolomitización.

6.3.1.5 Fábricas primarias obliteradas por procesos de bioturbación

La susceptibilidad magnética media es baja (K_m = 2.42x10^{-5} SI), mientras que, si bien las mediciones comprenden elipsoides tanto oblados como prolados, el promedio indica una fábrica ligeramente oblada (T > 0). Por otro lado, a pesar de que los ejes se encuentran groseramente agrupados, muestran una dispersión considerable, con ejes K_3 desplazados del polo del plano de sedimentación por más de 30º y ejes K_1 y K_2 con imbricaciones de hasta 30º o más. Este tipo de fábrica ha sido identificada en la zona de *foreset*, dentro de la sección de Los Catutos (sitio LCN 2; Fig. 6.18). Corresponde a depósitos de rampa externa carbonática, densamente bioturbados, identificados con la litofacies de *packstones* peloidales masivos (P_pm).

Interpretación: al igual que en las petrofábricas descritas anteriormente, los agrupamientos subverticales de los ejes K_3 serían diagnósticos de fábricas primarias (Rochette et al. 1992, Tarling y Hrouda 1993). Por otro lado, la litofacies asociada a este sitio se corresponde con procesos dominantes de decantación. Sin embargo, los altos ángulos de imbricación y la marcada dispersión de los ejes K_1 y K_2 no son compatibles con una fábrica primaria por suspensión, por lo cual reflejan la influencia de algún mecanismo post-

depositacional inmediato que afectó el arreglo espacial de las partículas dentro de la roca. En este sentido, la litofacies P_pm exhibe intervalos con abundante bioturbación, proceso que explicaría el grado de variabilidad en los ejes del elipsoide, ya que oblitera la fábrica primaria de la roca (Shanmugam 2017). Cabe destacar que los sitios CN 7 y CN 8, asociados a procesos de decantación, muestran cierto grado de dispersión en sus ejes, pudiendo haber sido afectados en parte por este mismo mecanismo.

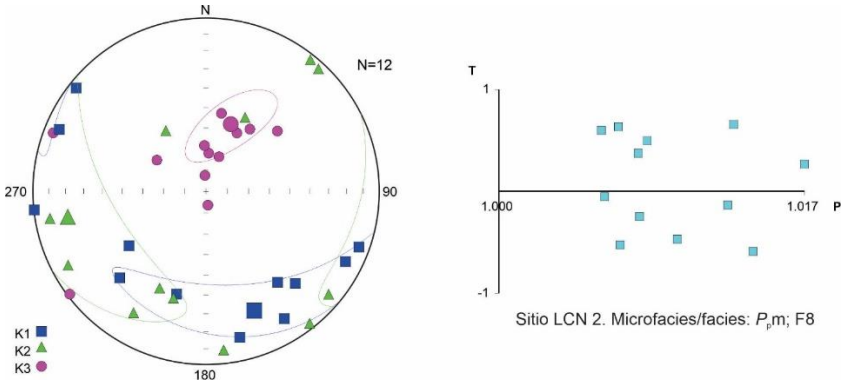


Figura 6.18. Estereograma (proyección en hemisferio inferior con corrección estructural) y diagrama de Jelinek (P vs T) para el sitio LCN 2 asociado a procesos de decantación con posterior obliteración de la fábrica por mecanismos de bioturbación.

6.3.2 FÁBRICAS SECUNDARIAS O POST-DEPOSITACIONALES

6.3.2.1 Fábricas secundarias por compactación o esfuerzos tectónicos

Los valores de susceptibilidad media (K_m) varían entre $1.95x10^{-5}$ y $2.22x10^{-4}$ SI, mientras que los elipsoides son en su totalidad prolados (T < 0). Este tipo de fábrica ha sido identificada en la zona de *bottomset*, dentro de las secciones de Chacay Melehue (sitios CH 1, CH2, CH 3 y CH 4; Fig. 6.9 y Figs. 6.19a, b), Yesera del Tromen (Y1, Y2, Y3 e Y4; Fig. 6.11 y Fig. 6.19c), Arroyo Mulichinco (sitio AM 1; Fig. 6.12) y Huncal (sitio AM 13; Fig. 6.13 y Fig. 6.19d). Mayormente se corresponde con litofacies carbonáticas, como *packstones/grainstones* intraclásticos laminados (*P/G*$_i$h; sitios AM 1, Y1, Y2, Y3, CH 2, CH 3 y CH 4) y *bindstones* microbianos laminados (*B*$_m$l; sitio CH 1) y, en menor medida, con litofacies mixtas, como son

margas oscuras laminadas (Mrho; sitio Y4) y silicoclásticas, correspondientes a areniscas laminadas (Sh; AM 13).

Los estereogramas exhiben tres patrones de petrofábricas distinguibles. Por un lado, para el caso de los sitios CH 1 y CH 4, se observa una lineación magnética bien definida, imbricando entre 10 y 20º con respecto al plano de sedimentación, junto a un plano de foliación magnética, conformado por los ejes K_1 y K_2, que inclina entre 30 y 70 grados. Por otro lado, los ejes K_3 definen agrupamientos de variable inclinación, desde subverticales (75 grados) a subhorizontales (10 grados), que se sitúan a 90º del plano de foliación magnética. Un segundo patrón de elipsoide es caracterizado por una lineación magnética desde subhorizontal o bien con ángulos de imbricación de hasta 30 y 40 grados con respecto al plano de estratificación, mientras que los ejes K_2 y K_3 presentan posiciones desde horizontales a verticales, definiendo una guirnalda de rumbo aproximadamente perpendicular a la lineación magnética. Este patrón se observa, por ejemplo, para los sitios CH 3, AM 1 y AM 13, mientras que la tendencia es menos notoria para los sitios Y1, Y2, Y3 e Y4. Finalmente, se reconoce un tercer patrón para el sitio CH 2, caracterizado por una lineación magnética subhorizontal, de rumbo N-S, con ejes K_2 subverticales que dan lugar a un plano de foliación magnética de igual dirección, y ejes K_3 subhorizontales, situados a 90º de la misma.

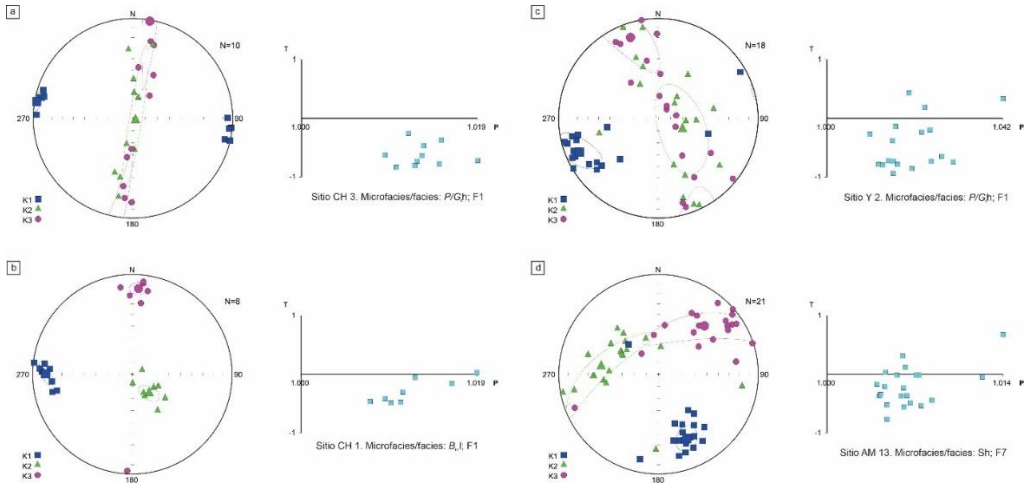


Figura 6.19. Estereograma (proyección en hemisferio inferior con corrección estructural) y diagrama de Jelinek (P vs T) para petrofábricas asociadas a procesos post-depositacionales de origen tectónico. a) *Packstones/grainstones*

intraclásticos laminados (*P/G*$_i$h), facies de cuenca, sección Chacay Melehue. b) *Bindstones* microbianos laminados (*B*$_m$l), facies de cuenca, sección Chacay Melehue. c) *Packstones/grainstones* intraclásticos laminados (*P/G*$_i$h), facies de cuenca, sección Yesera del Tromen. d) Areniscas laminadas (Sh), facies turbidíticas, sección Huncal.

Interpretación: este conjunto de petrofábricas muestra patrones de agrupamiento en los ejes del elipsoide que se alejan de aquellas asociadas a un origen primario o sedimentario, definidas por fábricas obladas con ejes K_3 verticales a sub-verticales y una foliación magnética de baja inclinación (Tarling y Hrouda 1993, Rochette et al. 1992). A su vez, la totalidad de los sitios exhibe elipsoides prolados, comúnmente vinculados a fábricas producidas por procesos post-depositacionales, como la compactación o los esfuerzos tectónicos (Tarling y Hrouda 1993, Parés y Dinarès 1993, Parés et al. 1999, Borradaile y Jackson 2004, Robion et al. 2007, Stachowska et al. 2020).

Los patrones en guirnalda, como aquellos descritos para los sitios CH 3, Y 1, Y 2, Y3, Y 4, AM 1 y AM 13, guardan correspondencia con la estructura en lápiz (Figs. 6.4a, b), caracterizada por elipsoides prolados como consecuencia de la rotación de las partículas al alcanzar mayores grados de inclinación, donde el rumbo de la guirnalda sería paralelo al esfuerzo principal. A su vez, la lineación magnética sería coaxial con las direcciones principales de los esfuerzos, coincidiendo los ejes del elipsoide de susceptibilidad magnética con los del elipsoide de deformación finita (Fig. 6.4c) (Borradaile 1988). Por tanto, el eje K_1 es coaxial con σ_3 y lo propio para el eje K_3 con σ_1. Considerando estas interpretaciones, las muestras analizadas reflejan esfuerzos principales actuantes en la dirección N-S (sitio CH 3), SE-NO (sitios Y 1, Y 2, Y 3, Y 4 y AM 1) y NE-SO (sitio AM 13). Adicionalmente, esta distribución en los ejes del elipsoide estaría indicando los primeros estadios del accionar de la deformación, y en donde el desplazamiento de los ejes K_3 hacia zonas de baja inclinación se alejaría de aquellas interpretaciones asociadas a petrofábricas sedimentarias (Sagnotti y Speranza 1993, Parés y Dinarès 1993, Parés y van der Pluijm 2002).

Por otro lado, los sitios CH 1 y CH 4 representarían etapas aún más avanzadas de la deformación, donde una mayor reorganización de las partículas indicaría agrupamientos más claros en todos los ejes, resultando en un plano de clivaje, definido por la foliación magnética, con ejes K_3 a 90º del mismo (Parés y Dianarès 1993, Parés et al. 1999, Robion et al. 2007). Además, una posición subhorizontal del eje de mínima susceptibilidad magnética, como el caso del sitio CH 2, refleja aún mayor grado de avance en la deformación (Fig. 6.4d), lo que indica que la impronta sedimentaria de la fábrica se perdió por completo y en donde el eje K_3 sería paralelo a la dirección de acortamiento, mientras que la lineación magnética resultaría perpendicular a la misma (Parés et al. 1999, Robion et al. 2007, Parés 2015). En términos de esta explicación, se observan esfuerzos principales actuantes en la dirección N-S para los sitios CH 1 y CH 4 y aproximadamente E-O para el sitio CH 2.

6.3.3 FÁBRICAS INVERSAS

Esta fábrica posee susceptibilidad magnética baja, variando entre $6.16x10^{-5}$ y $1.26x10^{-4}$ SI (Tabla 6.1). Además, las mediciones corresponden a elipsoides prolados ($T < 0$) que se caracterizan por exhibir ejes K_1 verticales a subverticales. Por otro lado, los ejes de mínima e intermedia susceptibilidad se ubican en zonas de baja inclinación, mostrando valores que no exceden los 10º, a excepción del sitio CN 10, donde la imbricación del K_2 y K_3 puede alcanzar hasta 30º. Este tipo de fábrica fue identificada exclusivamente en la zona de *foreset*, más específicamente dentro de facies de rampa externa mixta (sitios LC 15, CN 6, CN 9 y CN 10; Fig. 6.9; Figs. 6.20a, b) asociadas a la columna sedimentaria relevada en Los Catutos. Corresponden a litologías ricas en componentes carbonáticos y con laminaciones horizontales, interpretadas como *wackestones/packstones* bioclásticos laminados (*W/P*$_b$h), en tanto que el sitio LC 15 pertenece a un nivel dolomítico (Dma).

Interpretación: la disposición que muestran los ejes del elipsoide guarda correspondencia con la definición de fábrica inversa, en tanto que el origen de esta fábrica se debe a dos factores: la orientación preferencial

de granos de calcita ferrosa, en la cual el eje de máxima susceptibilidad es paralelo al eje cristalográfico "c", y la presencia de magnetita dominio simple (Rochette y Fillion 1988, Rochette et al. 1992, Parés 2015). Si bien ambos mecanismos podrían constituir explicaciones válidas para la unidad de estudio (ver sección 6.3), cabe destacar que las fábricas inversas asociadas al contenido de magnetita de dominio simple requieren proporciones inusualmente altas de este mineral, siendo poco común en las rocas sedimentarias con una fuerte impronta carbonática, como es el ejemplo de la Formación Vaca Muerta, y quedando generalmente relegadas, por lo general, a litologías de origen ígneo (Borradaile y Gauthier 2001, Borradaile y Jackson 2004, Zhang et al. 2011, Parés 2015). Por otro lado, considerando que la susceptibilidad magnética promedio de los sitios involucrados es relativamente baja, encontrándose fuera del campo de la susceptibilidad de la magnetita (Fig. 6.5), y teniendo en cuenta que previos autores han reportado el contenido de calcita ferrosa dentro de la columna de Los Catutos (Capelli 2021), se ha optado por esta explicación para justificar la génesis de este tipo de petrofábricas. Sin embargo, independientemente del origen de las mismas, en este caso, los patrones que muestran los elipsoides no son propicios en la identificación de paleocorrientes, o bien, no revisten utilidad en el reconocimiento e interpretación de procesos sedimentarios y/o post-depositacionales asociados.

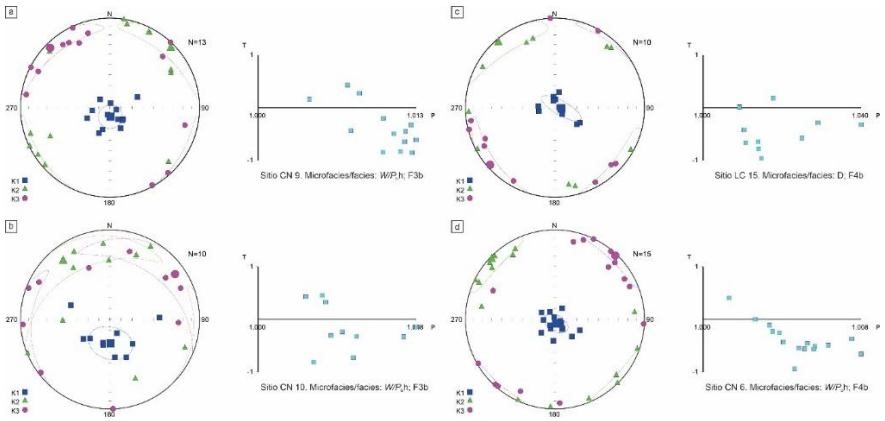


Figura 6.20. Estereograma (proyección en hemisferio inferior con corrección estructural) y diagrama de Jelinek (P vs T) para fábricas inversas reconocidas enteramente en la sección relevada en Los Catutos. a y b) Fábricas inversas asociadas a facies prodeltaicas distales ricas en componentes carbonáticos. c) Fábrica inversa reconocida sobre depósitos dolomíticos. d) Fábrica inversa correspondiente a facies prodeltaicas proximales con abundante contenido de bioclastos y laminaciones horizontales.

CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN

7.1 IMPLICANCIAS DEL ANÁLISIS DE FÁBRICAS MAGNÉTICAS

7.1.1 FÁBRICAS SEDIMENTARIAS, PALEOCORRIENTES Y PROCESOS ASOCIADOS

Las petrofábricas sedimentarias reconocidas para las zonas de *foreset* y *bottomset* muestran el dominio de elipsoides oblados con ejes de susceptibilidad mínima verticales a subverticales, y ejes de intermedia y máxima susceptibilidad dispuestos en posiciones próximas al plano de sedimentación. Esta configuración estaría representando un ordenamiento de las partículas como consecuencia de los procesos sedimentarios actuantes al momento de la depositación. Asimismo, los bajos valores de susceptibilidad magnética registrados (ver Tabla 6.1), las mediciones de MRI y de curvas termomagnéticas permiten pensar en una petrofábrica dominada por mineralogías paramagnéticas del grupo de los filosilicatos, entre ellos arcillas, muscovita y biotita, junto a cantidades ínfimas de fases ferromagnéticas, como titanomagnetita y hematita.

Inicialmente, la Formación Vaca Muerta fue interpretada por algunos autores (e.g., Spalletti et al. 2000, 2014, Scasso et al. 2002, 2005) como un ambiente de rampa mixta a carbonática, de baja energía, gobernada por la suspensión de sedimentos y fauna planctónica. No obstante, dentro del ambiente marino distal, es decir, por debajo del nivel de olas de tormenta, se ha descrito una gran variedad de procesos que contribuyen a la generación de flujos tractivos, tanto de larga como de corta duración, siendo más frecuentes aquellos generados por colapsos gravitacionales y las corrientes de fondo (Mulder et al. 2003, Shanmugam 2006, Stow y Faugères 2008, Macquaker et al. 2010, Rebesco et al. 2014, Stow y Smillie 2020). El primer caso incluye masas de agua y sedimento que se mueven pendiente abajo movilizadas por la gravedad (Mulder y Alexander 2001), en tanto que el segundo involucra corrientes generadas por el viento, las mareas, el oleaje o diferencias termohalinas (Shanmugam 2012, 2017, Stow y Faugères 2008, Rebesco

et al. 2014, Stow y Smillie 2020). Sin embargo, a la hora de analizar el registro geológico, puede no ser tan sencillo el reconocimiento de cada uno de estos tipos de depósitos, sobre todo aquellos cuya génesis responden a las corrientes de fondo dado que comparten atributos sedimentarios en común (Shanmugam et al. 1993).

Recientemente, numerosos autores han propuesto para la Formación Vaca Muerta que la mayor parte de los depósitos que la componen se encuentran retrabajados por procesos tractivos originados por tormentas, corrientes de turbidez y corrientes de fondo (e.g., Kietzmann y Palma 2009a, 2011, 2014, Kietzmann et al. 2011b, 2014a, b, c, 2016, 2020, 2021a, Zavala y Arcuri 2016, Otharán et al. 2020, 2022, Paz et al. 2019, 2022a, b). En efecto, las fábricas magnéticas más frecuentemente reconocidas en esta tesis fueron aquellas en donde existe una lineación magnética, dada por la orientación preferencial de las partículas, que se interpreta como el accionar de corrientes tractivas. Este tipo de fábrica primaria permitió la determinación de paleocorrientes en zonas distales del sistema, donde si bien se habían reconocido estos procesos, eran inexistentes los datos sobre los patrones de dispersión del sedimento. Tal problemática se debe, principalmente, a la dificultad en el reconocimiento y preservación dentro de las rocas de grano fino de estructuras sedimentarias, tractivas y/o erosivas, con indicadores en la dirección de transporte de las partículas, tales como marcas de base (e.g., turboglifos), caras de avalancha bien definidas, entre otras, debido a la fuerte compactación que afrontan estos sedimentos durante la diagénesis.

Para las secciones muestreadas, la fábrica alineada con el flujo ha sido reconocida en variadas litologías, dentro de facies de *foreset* y *bottomset*, lo que denota que se trata de un proceso con marcada influencia en la dinámica sedimentaria del ambiente marino distal. La posición de los ejes K_3 y su relación con respecto a la lineación magnética, permitieron además distinguir entre los procesos tractivos de migración de lecho plano y óndulas de corriente. Si bien estas petrofábricas podrían verse modificadas por

compactación, las muestras fueron tomadas en capas litificadas tempranamente, por lo cual ambos procesos pueden diferenciarse por el desplazamiento con respecto al polo del plano de sedimentación para los ejes K_3 y el ángulo de la lineación magnética, dada por el eje K_1, con respecto al plano horizontal.

Las paleocorrientes estimadas a partir de lo desarrollado en el Capítulo 6 fueron esquematizadas considerando el contexto paleogeográfico de la Cuenca Neuquina durante el Jurásico Superior a fin de otorgarle significado geológico a los datos y poder encontrar un vínculo con las tendencias observadas (Fig. 7.1a). Para este análisis se han considerado los principales elementos de la cuenca, pero principalmente, al momento de realizar interpretaciones sobre la génesis de las corrientes tractivas, se han esquematizado los quiebres de plataforma involucrados en el sistema de clinoformas durante el Tithoniano y Berriasiano. Los mismos coinciden con los horizontes sísmicos determinados por Desjardins et al. (2016). En este sentido, es importante remarcar que los depósitos tithonianos de la Formación Vaca Muerta han sido contemporáneos con los quiebres de plataformas correspondientes con los horizontes T2 a T3, en tanto que el Miembro Huncal se corresponde con el quiebre de plataforma B4.

Por un lado, el *foreset* muestra, a grandes rasgos, dos sets de paleocorrientes distinguibles: uno con dirección predominante SE-NO, compuesto por facies turbidíticas arenosas (F7), y otro con direcciones aproximadamente perpendiculares al mismo, de orientación SO-NE y E-O, compuesto por facies de rampa externa, tanto mixta (F2, F4) como carbonática (F8) (Figs. 7.1a, b). Por otro lado, el *bottomset* exhibe paleocorrientes dominantes en sentido S-N (Figs. 7.1a, c), tanto para los depósitos turbidíticos arenosos del Miembro Huncal (F7), como para las facies oscuras de cuenca (F1), si bien se advierte sutilmente cierta dispersión de los datos hacia el NO y NE, respectivamente. Sin embargo, para lograr un análisis apropiado, la información provista por el estudio de fábricas magnéticas primarias debe ser puesta en contexto no sólo con relación a la dinámica sedimentaria del sistema, esto es, considerando como evolucionaba y

progradaba el conjunto de clinoformas a escala regional, sino junto a las evidencias petrográficas y sedimentarias determinadas en el análisis de facies.

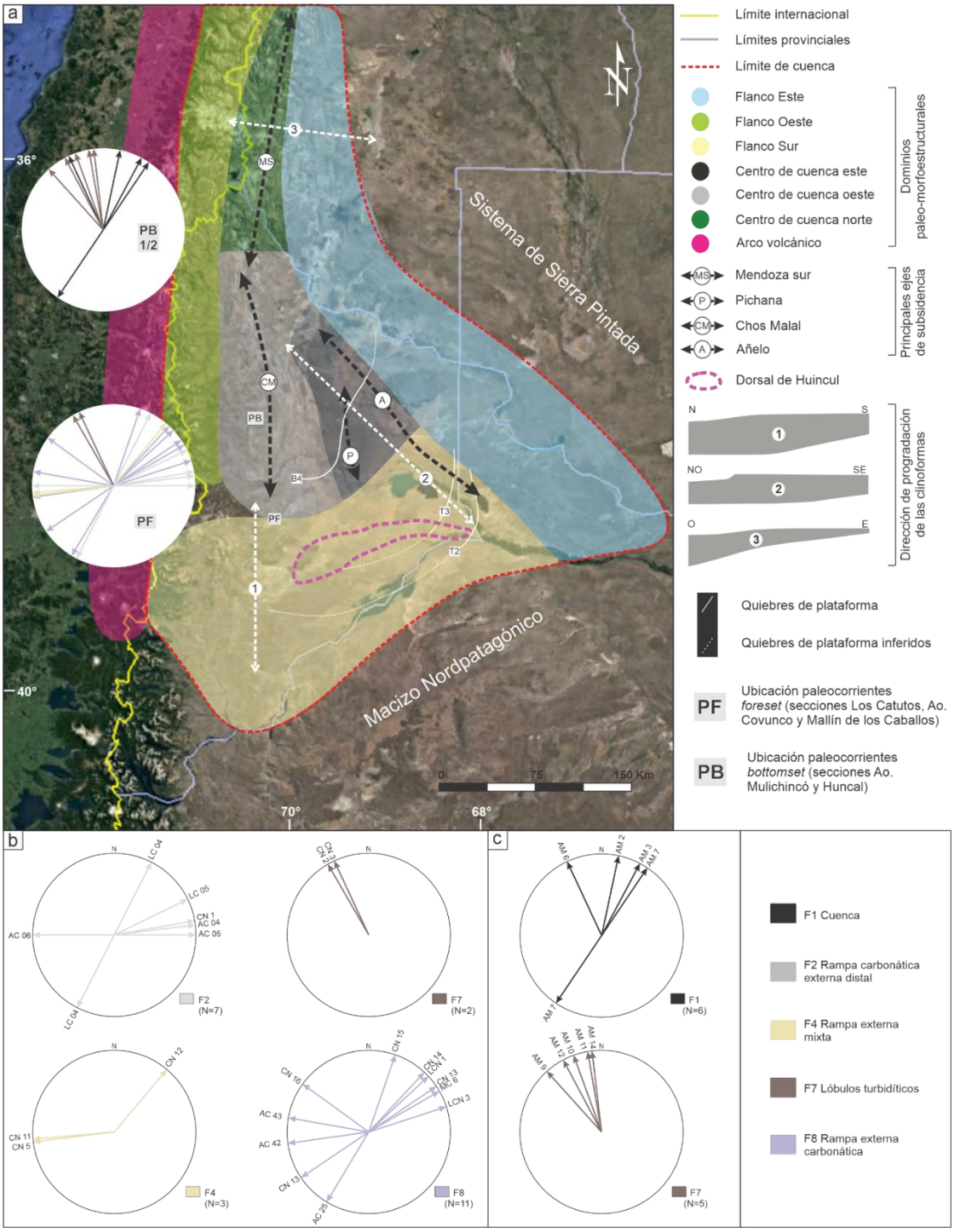


Figura 7.1. Contexto paleogeográfico y paleocorrientes dominantes para la Formación Vaca Muerta. a) Configuración paleogeográfica de la Cuenca Neuquina durante el Jurásico Superior, junto a los principales elementos del

depocentro y la ubicación geográfica de las paleocorrientes del *foreset* y *bottomset* (modificado de Domínguez et al. 2020a). b) Paleocorrientes, discriminadas por facies, determinadas para la zona de *foreset* o talud. c) Paleocorrientes, discriminadas por facies, estimadas para la zona de *bottomset* o cuenca.

Numerosos estudios han establecido una dirección de avance de las clinoformas de la Formación Vaca Muerta (Gulisano et al. 1984, Mitchum y Uliana 1985, Kietzmann et al. 2014a, b, Zeller et al. 2015a, González et al. 2016, 2018, Domínguez et al. 2020a, b, Naipauer et al. 2020), exhibiendo un sentido de progradación S-N dentro de la subcuenca de Picún Leufú, con una orientación SE-NO para el área del engolfamiento y en sentido O para el sector norte de Neuquén y porción surmendocina de la cuenca (Fig. 7.1). Considerando esta información, al restringir el análisis a los flujos gravitatorios arenosos (F7) reconocidos en esta tesis y contrastándolo con los resultados de fábricas magnéticas, de la totalidad de los sitios muestreados se incluyen depósitos interpretados como tal dentro de las secciones de Los Catutos y Huncal. Ambos casos comprenden ejemplos claros donde las evidencias sedimentarias, como bases erosivas con intraclastos, tendencia grano-decreciente, laminaciones, marcas de base, restos vegetales, entre otros, son suficientes para establecer su génesis.

Para el caso de Los Catutos (sitios CN 2 y CN 3), los cuerpos arenosos responden a corrientes turbidíticas donde el análisis de fábricas magnéticas permitió el reconocimiento de procesos asociados a la migración de óndulas de corriente, mientras que las paleocorrientes establecidas validan un encauzamiento de los flujos gravitatorios a favor de la pendiente regional del sistema de clinoformas, esto es en sentido S-N a SE-NO (Kietzmann et al. 2014a, b, Reijenstein et al. 2020, Domínguez et al. 2020b), para esta zona de la cuenca durante el Tithoniano inferior. En un principio, esto sería esperable, además de que este dato descartaría una génesis para estos depósitos relacionada a colapsos gravitacionales provenientes desde el arco magmático, ya que en ese caso deberían mostrar direcciones aproximadas E-O. Por otro lado, los depósitos del Miembro Huncal permitieron la identificación de procesos como la migración de lecho plano (sitios AM 9, AM 10, AM 12 y AM 14) y de antidunas (sitio AM 11), estableciéndose paleocorrientes

dominantemente en sentido S-N que coincidirían con la dirección de avance del sistema de clinoformas para esta zona de la cuenca durante el Berriasiano tardío (Figs. 7.1a, c), es decir, con un talud depositacional, cuya orientación tridimensional dada por el quiebre de plataforma B4, respaldaría un encauzamiento de los flujos gravitatorios en sentido S-N. En síntesis, las paleocorrientes establecidas para los niveles arenosos dentro de Los Catutos aparentarían arrojar resultados esperables con la dinámica del sistema. Ahora bien, los datos obtenidos para el Miembro Huncal deben ser comparados con previas interpretaciones dado la divergencia existente en cuanto a la génesis y procedencia de estos depósitos.

Inicialmente, Leanza et al. (2003) interpretaron al Miembro Huncal como una serie de lóbulos turbidíticos provenientes desde el NE, en tanto que Spalletti et al. (2008) coinciden con estos autores en cuanto a su génesis a partir de flujos gravitatorios, pero difieren de Leanza et al. (2003) estableciendo una procedencia desde el arco magmático, es decir, desde la porción oeste del depocentro. Posteriormente, Naipauer et al. (2020) explicaron estos depósitos como una serie de deslizamientos submarinos asociados a actividad sintectónica dentro del Dorso de Los Chihuidos, cuya principal dirección de transporte fue determinada hacia el SO y O. Dichos autores, además, proponen un aporte clástico dominante desde el S y SE cuya área fuente estaba constituida por rocas volcánicas y metamórficas aflorantes en el Macizo Nordpatagónico. En cuanto al origen de la dinámica sedimentaria, si bien Naipauer et al. (2020) han identificado restos vegetales y cambios de salinidad sugeridos por el contenido fósil (Naipauer et al. 2015), lo cual sería compatible con un origen continental basado en descargas hiperpícnicas (Zavala y Arcuri 2016), finalmente interpretan a estos litosomas como lóbulos turbidíticos. Asimismo, Otharán (2020) propone una naturaleza hiperpícnica para el Miembro Huncal, dado el reconocimiento de restos vegetales, entre otros atributos sedimentarios y estratigráficos, cuya dirección de transporte habría sido desde el sur.

Considerando las paleocorrientes obtenidas en este trabajo, ya sea a partir del análisis de fábricas magnéticas o bien mediante valores medidos *in situ*, de entre 25 y 30º de azimuth, se propone una

procedencia para el Miembro Huncal desde el sur-sureste, en sintonía con lo postulado por Otharán (2020) y compatible con el quiebre de plataforma delimitado para el Berriasiano superior (Domínguez et al. 2020a). Esta interpretación, a su vez, se vería justificada por el contenido de líticos volcánicos y metamórficos, además de cuarzo policristalino, reportado para la microfacies correspondiente, coincidiendo con las observaciones de Naipauer et al. (2020) sobre una procedencia para estas areniscas desde el Macizo Nordpatagónico. Por otro lado, en cuanto a la génesis de estos depósitos, la notoria preservación de restos vegetales (ver Capítulo 4) permitiría intuir la participación de descargas fluviales extraordinarias en la sedimentación, si bien a fines interpretativos tanto este proceso como el desarrollo de corrientes turbidíticas indicarían un encauzamiento de flujos gravitatorios siguiendo la pendiente regional del terreno.

El análisis previo indica que los estudios de fábricas magnéticas sobre los depósitos arenosos de la Formación Vaca Muerta se corresponderían con un alineamiento de las partículas influenciada por la evolución y el comportamiento de los procesos que los originaron. Sin embargo, los restantes cálculos de paleocorrientes comprenden una diversidad de litologías que, en general, no parecerían coincidir a grandes rasgos con la dispersión del sedimento esperada considerando la orientación en la que progradaba el sistema. Los sitios muestreados remanentes corresponden mayormente al *foreset* y, en menor medida, al *bottomset*, exhibiendo fábricas con lineaciones magnéticas claras, cuyo origen, dado la influencia de los flujos tractivos por debajo del nivel de olas de tormenta, debería discutirse en torno al accionar de las corrientes de fondo.

Centrando inicialmente el análisis dentro del *foreset*, excluyendo los niveles turbidíticos muestreados en Los Catutos (sitios CN 2 y CN 3), el estudio de fábricas magnéticas permitió identificar dos sets de paleocorrientes, uno en dirección SO-NE y otro de orientación E-O, que serían aproximadamente perpendiculares a la dirección, SE-NO, en que avanzaba el sistema de clinoformas dentro de esta zona del

depocentro (Kietzmann et al. 2014a, b, Reijenstein et al. 2020, Domínguez et al. 2020b). A su vez, las propiedades observadas en afloramiento y bajo lámina delgada, denotan el desarrollo de microlaminaciones, laminación horizontal, óndulas de baja altura, concentraciones intraclásticas y estructuras de corte y relleno que, en su conjunto, sumadas al análisis de fábricas magnéticas, serían evidencia suficiente para sustentar un retrabajo preferencial de las partículas en dirección paralela a la costa. Esta interpretación podría sugerir, en principio, la presencia de corrientes de contorno afectando el sector de talud.

Recientemente, se ha propuesto la actividad de corrientes superficiales paralelas a la costa, en base a las evidencias sísmicas y sedimentarias sobre los afloramientos de la Formación Vaca Muerta situados en la subcuenca de Picún Leufú (Zeller 2013, Zeller et al. 2015a), mientras que posteriores autores interpretaron depósitos contorníticos, a partir de estudios de estratigrafía sísmica (Reijenstein et al. 2020) y mediante el análisis de facies e icnofacies sobre coronas (Paz et al. 2022a, b), involucrando en ambos casos estratos asignados a la misma edad que los analizados en el presente trabajo. No obstante, todos estos resultados no reportan datos de paleocorrientes, lo cual constituye información primordial, dado que las evidencias estratigráficas, sedimentarias e icnológicas de las contornitas suelen ser rasgos comunes a otro tipo de depósito generado por corrientes de fondo de diversa índole (Shanmugam et al. 1993, Shanmugam 2017, 2018). Por lo tanto, siendo que la definición en sí misma de las corrientes de contorno implica una dirección preferencial de transporte paralela al talud (Heezen et al. 1966, Hollister 1967, Heezen y Hollister 1971, Hollister y Heezen 1972, Stow y Lovell 1979, Lovell y Stow 1981, Rebesco et al. 2014), su correcta identificación e interpretación en el registro geológico requiere de un análisis de paleocorrientes.

Por otro lado, la diversidad bioclástica reportada bajo lámina delgada para las facies de *foreset*, sumado al contenido de partículas y material alóctono observado en estas rocas (e.g., pellets, intraclastos, terrígenos, espículas de esponjas, miliólidos, alomicrita), indican un sector influenciado por la transferencia de

material desde zonas someras, donde posteriormente los flujos tractivos, siguiendo los contornos batimétricos, redistribuyen y retrabajan el sedimento. Sin embargo, al ponderar el análisis de facies, sumado a las interpretaciones de previos autores (Scasso et al. 2002, 2005, Kietzmann et al. 2014b, Kohan Martínez et al. 2018, Rodríguez Blanco 2016, Rodríguez Blanco et al. 2020, Paz et al. 2022a), se ha establecido para este sector una procedencia a partir de plumas de decantación cargadas en bioclastos y micrita, tanto hipopícnicas como nefeloides, mediante la expresión distal de flujos gravitatorios generados por acción de las tormentas, o a partir de aguas densas que fluyen pendiente abajo desde la plataforma. Todos estos mecanismos comprenderían un transporte del material en concordancia con el sentido de progradación del tren de facies, esto es a favor de la pendiente regional de la rampa (Aigner 1982, Wilson y Roberts 1995, Shapiro et al. 2003, Dumas y Arnott 2006, Parsons et al. 2007, Lorenzoni et al. 2009), con lo cual la existencia de un sistema de corrientes paralelo a la costa afectando a la zona del talud requeriría que aquellos flujos derivados desde la plataforma sean deflectados por algún mecanismo al alcanzar esta zona. A su vez, considerando a las corrientes de contorno como corrientes de fondo sostenidas en el tiempo, el proceso involucrado en su formación debería ser un fenómeno recurrente.

Ponderando los mecanismos anteriormente mencionados y, considerando la eventualidad con la que se producen, los flujos de agua densa originados en la plataforma, de ahora en más “DSWCs” debido a sus siglas abreviadas en inglés (“*dense shelf water cascades*”, Cooper y Vaux 1949, Stefansson et al. 1971, Wilson y Roberts 1995, Shapiro et al. 2003), son corrientes impulsadas por la gravedad debido a diferencias de flotabilidad por contrastes de densidades, en base a procesos como enfriamiento, evaporación o congelamiento, capaces de descender y propagarse hacia el interior de la cuenca (Cooper y Vaux 1949, Lane-Serff 2001, Shapiro et al. 2003, Mahjabin et al. 2019a, b, 2020). Cabe mencionar que han sido ampliamente descritos dentro de ambientes depositacionales con pendientes pronunciadas (Ivanov et al. 2004), de hasta 90º, como por ejemplo el sistema de atolones ubicado en la región de Las Bahamas (Wilson

y Roberts 1995). Esto podría sugerir que la configuración de rampa, con inclinaciones menores a 1º, que caracterizaba a la Cuenca Neuquina durante el Tithoniano, carecería de un ángulo considerable como para permitir el desplazamiento de la masa de agua pendiente abajo. No obstante, la formación de este tipo de corriente ha sido demostrada incluso para el caso de fondos marinos horizontales o con inclinaciones sutiles, donde las pendientes reducidas atenuarían la velocidad alcanzada por las DSWCs pero no sería un factor que inhiba su desarrollo (Shapiro y Hill 1997, Shapiro et al. 2003).

En la actualidad, las DSWCs son un fenómeno bien documentando en todo el mundo, habiendo sido reportadas desde zonas polares a latitudes tropicales a subtropicales (Ivanov et al. 2004). Recientes antecedentes reconocen su formación dentro de sistemas estuarinos inversos localizados en zonas de climas mediterráneos con veranos cálidos, inviernos no tan rigurosos, bajas tasas de precipitación y un aporte fluvial atenuado (Mahjabin et al. 2019a, b, 2020). Bajo estas circunstancias, los patrones de circulación atmosférica y las condiciones climáticas pueden influir sobre la temperatura de la capa superficial de agua dentro de la plataforma, afectando posteriormente su densidad (Shapiro y Hill 1997). Es decir, las DSWCs se tornan un fenómeno estacional promovido por un incremento en la salinidad del cuerpo de agua debido a altas tasas de evaporación durante el verano, mientras que a partir de la fase otoño-invierno los frentes tormentosos fríos generan un contraste de densidad aún mayor en la plataforma, desencadenando el flujo pendiente abajo de la masa de agua (Pattiaratchi et al. 2011, Mahjabin et al. 2020). Adicionalmente, esta dinámica ha sido explicada para sectores de cuencas actuales semi-confinadas, situadas en el mar Mediterráneo, como el caso del Golfo de Lion y el mar Adriático (Ivanov et al. 2004, Canals et al. 2006, Palanques et al. 2006, Ulses et al. 2008, Ribó et al. 2011). Estos constituyen ejemplos comparables con aquellas condiciones paleoclimáticas y de configuración de cuenca establecidas para la Formación Vaca Muerta durante el Tithoniano, esto es, un depocentro epicontinental marino con clima mayormente cálido-árido y aporte fluvial reducido, confinado al sector sur (Volkheimer

et al. 2008, Gómez Dacal 2017, Krim et al. 2017, Capelli et al. 2024). De hecho, algunos autores establecen cierta analogía en cuanto a la dinámica sedimentaria de la unidad de estudio con el mar Adriático (Desjardins et al. 2016, Paz et al. 2022a).

Una vez iniciadas las DSWCs, los flujos podrían alcanzar un nivel intermedio de compensación, resultando en capas nefeloides que actuarían de la misma manera que las plumas hipopícnicas o *interflows* (Postma 1969), o bien dirigirse hacia el lecho marino. En este último caso, al aproximarse a la zona del *toeset*, el efecto Coriolis podría deflectar estos flujos, cambiando su rumbo en una dirección paralela a la costa (Hill 1984, Dorn y Werner 1993, Faugères et al. 1993, Wilson y Roberts 1995, Séranne y Abeigne 1999). Esta dinámica es una probable hipótesis sobre la génesis de los depósitos contorníticos dentro del ámbito de la Formación Vaca Muerta, en tanto que justificaría una desviación de las corrientes hacia la izquierda, dado que este es el efecto que genera la fuerza de Coriolis en el hemisferio sur (Shapiro y Hill 1997, Shapiro et al. 2003). A su vez, sería un mecanismo que explicaría las evidencias sedimentológicas como laminaciones, estructuras erosivas, acumulaciones intraclásticas y niveles bioturbados, además de justificar, en parte, la tendencia observada para las paleocorrientes determinadas. A pesar de esto, los patrones en la dispersión del sedimento obtenidos mediante ASM dentro del talud exhiben una tendencia aproximadamente bidireccional, con lo cual la hipótesis planteada sobre la base de las DSWCs no explicaría la totalidad de los procesos que influyen en el retrabajo del sedimento por debajo del nivel de olas de tormenta.

Por un lado, el cambio en la orientación de las corrientes hacia la derecha podría ser promovido, tal como ha sido sugerido (Desjardins et al. 2016), a partir del transporte de fondo Ekman (Shapiro 2004). Otra hipótesis a considerar sobre la tendencia bidireccional que muestran las paleocorrientes radicaría en un sistema de corrientes paralelo a la costa generado en la porción occidental de la cuenca, desde el arco magmático, fluyendo hacia el sector oriental, tal cual como fue propuesto inicialmente por Zeller (2013) y

Zeller et al. (2015a), y recientemente sugerido por Spalletti et al. (2025). Más allá de esta incongruencia, determinar qué factor ha sido más eficiente e influyente en la desviación de las corrientes transversales a la plataforma requiere mayor análisis y conocimiento de la hidrodinámica que afecta al ámbito marino distal que escapa a los fines del presente trabajo. Independientemente de esta incógnita, las DSWCs aparentarían ser un mecanismo válido y recurrente en el intercambio de aguas someras hacia el *offshore* y su posterior evolución en corrientes de fondo.

Si bien los patrones de dispersión del sedimento para los sitios muestreados dentro del *foreset* parecerían sustentar la hipótesis sobre el accionar de las corrientes de contorno, el *bottomset* también registra frecuente actividad a partir de flujos de fondo capaces de retrabajar y erosionar el sustrato. Esta zona se caracteriza por una composición litológica más homogénea con respecto al talud, integrada por litosomas oscuros asignados a facies de cuenca, donde intercalan numerosos niveles intraclásticos, lo cual podría atribuirse a una menor incidencia de los mecanismos originados en el *topset* y *foreset*. Acorde a las interpretaciones según el análisis de ASM, estos sitios muestran paleocorrientes dominantes en sentido S-N.

Pese a que, tanto en este trabajo como en estudios previos (Kietzmann y Palma 2011, Kietzmann et al. 2016, Krim et al. 2017, Paz et al. 2018b, Capelli et al. 2024, Otharán et al. 2020), la génesis de los flujos tractivos dentro del *bottomset* ha sido entendida como la expresión distal de flujos gravitatorios, podría considerarse también en el desarrollo de corrientes de fondo, probablemente como parte del mismo sistema de corrientes paralelas a los contornos batimétricos mencionado previamente, que produzcan un retrabajo sostenido del medio influenciado por la configuración del fondo marino. Es decir, las irregularidades y estructuras heredadas del sustrato, pueden actuar como depresiones que favorezcan y promuevan el encausamiento y aceleración de las corrientes de fondo (Marani et al. 1993, Stow et al. 2002, Verdicchio et al. 2007). Esta idea, basada en la amplificación o modificación en los patrones de

circulación de la cuenca dada por las variaciones batimétricas del fondo marino, ha sido propuesta previamente por Spalletti et al. (2000) en base al estudio de los afloramientos de la Formación Vaca Muerta al sur de Zapala y en las inmediaciones de la Sierra de la Vaca Muerta. Por lo tanto, el retrabajo que muestran estos sitios podría ser explicado no sólo a partir del alcance de flujos gravitatorios distales sino también debido al encauzamiento de las corrientes de fondo siguiendo los contornos batimétricos del sustrato marino para este sector de la cuenca, específicamente influenciados por el eje de Chos Malal (Domínguez et al. 2020a; Fig. 7.1), un área depocentral de rumbo N-S, cuya orientación es coincidente con las paleocorrientes estimadas para el *bottomset*.

Los antecedentes recientes sobre el accionar de corrientes de contorno influenciando la sedimentación de la Formación Vaca Muerta, sumados a las evidencias proporcionadas en esta tesis, aparentan ser pruebas suficientes para afirmar la existencia de este proceso. A pesar de esto, la principal problemática en el reconocimiento de este tipo de depósito dentro del registro geológico radica en que las corrientes de contorno son promovidas por mecanismos termohalinos (Stow y Faugères 2008, Rebesco et al. 2014, Shanmugam 2017). Es decir, las características texturales de las rocas permiten interpretar los procesos físicos que las originaron, pero no proporcionan evidencia alguna sobre el factor forzante que permita afirmar la real existencia de este tipo de corriente. Más allá de esta incongruencia, el análisis de fábricas magnéticas muestra patrones de dispersión del sedimento que indican un retrabajo en dirección perpendicular con respecto al avance del sistema, con lo cual sería más apropiado reconocer la actividad de corrientes paralelas a la pendiente regional de la rampa. Por otro lado, el modelo de facies propuesto para las contornitas contempla la presencia de bioturbación como un atributo diagnóstico (Stow y Faugères 2008). Sin embargo, este aspecto no informa acerca de los procesos físicos que originaron el depósito en tanto que tampoco provee paleodirecciones sobre el retrabajo de las partículas.

Adicionalmente, se han reportado casos de niveles contorníticos carentes de trazas fósiles (Dalrymple y Narbonne 2011).

Más allá de estas limitaciones, la determinación de paleocorrientes parecería ser un dato primordial pero que incluso no resolvería del todo el enigma sobre la correcta identificación de contornitas en el registro geológico. La aplicación de la técnica de ASM ha demostrado ser una herramienta útil que complementa a las observaciones sedimentarias, petrográficas, icnológicas y estratigráficas, sobre todo para el caso de estudio en rocas de grano fino que usualmente no preservan indicadores en el sentido de transporte de las partículas. En conclusión, la falta de evidencia en las rocas, la imposibilidad de reconocer los procesos que originan las corrientes de contorno y la falta de consenso en cuanto a un modelo de facies consolidado no permite aseverar que la secuencia analizada muestre verdaderamente estratos contorníticos, aunque las metodologías aplicadas respaldan la existencia de corrientes paralelas a la costa influenciando la sedimentación dentro del talud.

7.2.2 FÁBRICAS POST-DEPOSITACIONALES Y PROCESOS ASOCIADOS

Las fábricas tectónicas analizadas en esta tesis comprenden elipsoides mayormente prolados característicos de petrofábricas post-depositacionales, en tanto que la configuración de ejes descrita es propia de rocas sometidas a esfuerzos compresivos (Rochette et al. 1992, Tarling y Hrouda 1993, Borradaile y Jackson 2004). En este sentido, deben considerarse aquellas estructuras locales que podrían haber afectado y dado origen a las petrofábricas observadas.

Los sitios relevados dentro de la Yesera del Tromen muestran patrones en guirnalda, integrados por los ejes K_2 y K_3, de rumbo aproximado SE-NO, en tanto que la lineación magnética tiene valores azimutales aproximadamente perpendiculares, en dirección SO-NE. El estilo estructural de la zona se encuentra dominado por el anticlinal La Yesera (Fig. 1.6), un plegamiento de rumbo SO-NE cuyo elipsoide de

esfuerzos indica una dirección de máxima compresión (σ_1) orientada SE-NO. Es decir, las fábricas resultantes estarían indicando estadios intermedios de deformación, donde la lineación magnética sería ortogonal al σ_1 en tanto que el rumbo de la guirnalda es coincidente con la dirección de máximo esfuerzo. Situaciones similares, aunque no tan conspicuas, ocurren para los sitios AM 1 y AM 13 donde la lineación magnética, agrupada al sur de los estereogramas, coincide con el rumbo de los plegamientos que afectan a la zona de Huncal (Fig. 1.4). Esta área se encuentra afectada por una serie de anticlinales y sinclinales de rumbo principal N-S, cuyo σ_1 se orienta en dirección E-O. Si bien la mencionada estructuración de ambas zonas es compatible con las fábricas observadas, no es menor señalar que probablemente este tipo de organización de los ejes del elipsoide se encuadre dentro de lo que se conoce como fábrica de transición ("*transitional AMS ellipsoids*", Borradaile y Jackson 1997), donde, en un principio, la lineación magnética es impartida por procesos sedimentarios y luego los esfuerzos tectónicos generan la rotación y reordenamiento de las partículas resultando en fábricas, por lo general, proladas (Parés et al. 1999).

Finalmente, las restantes fábricas tectónicas corresponden a la zona de Chacay Melehue. Esta sección también se encuentra afectada por lineamientos de rumbo principal N-S y SE-NO (Correa Luna et al. 2025), aunque la correspondencia entre el azimut de las estructuras y la lineación magnética sólo se observa para el sitio CH 2. Las restantes petrofábricas muestran un patrón en guirnalda (sitio CH 3), o bien un plano definido por los ejes de mínima e intermedia susceptibilidad (sitios CH 1 y CH 4), que se disponen con rumbo N-S, junto a una lineación magnética localizada a 90º de la misma, preferentemente en la dirección azimutal situada a los 270º. Estos atributos estarían indicando un campo de esfuerzos principales compresivos dominantes en dirección N-S que no se correspondería con la vergencia al este de la deformación que domina el área de estudio, si bien la orientación de esfuerzos requiere análisis adicional. A su vez, la disposición de los ejes K_1 no coincide con aquellos procesos sedimentarios interpretados como responsables de la lineación observada para la zona de *bottomset*, descartando también que se trate de

una fábrica de transición, es decir, que sobre una señal magnética de origen primario se haya sobreimpuesto un reordenamiento de las partículas de origen secundario (Parés et al. 1999, Robion et al. 2007, Parés 2015). Si bien no es sencillo encontrar una explicación para las petrofábricas observadas en los sitios CH 1, CH 3 y CH 4, es evidente que todas presentan patrones de elipsoides asociados a un origen tectónico. Para interpretarlas de manera concluyente habría que indagar exhaustivamente dentro de la historia de soterramiento y posterior deformación de estos sedimentos. Sin embargo, dichos fines escapan al objetivo principal del capítulo.

Como cierre el análisis de fábricas magnéticas secundarias, debe mencionarse que se han reconocido también patrones completamente aleatorios asociados a niveles que muestran procesos de reemplazo diagenético, como es la dolomitización (sitio CN 4), que alteran completamente la disposición original de las partículas. Asimismo, otros sitios muestran ejes con cierta disposición caótica, y que se alejan levemente de aquellos modelos de fábricas primarias, pueden ser asociados a mecanismos inmediatamente post-depositacionales como es la bioturbación (sitio LCN 2). Esta explicación coincide con el hecho de que estas fábricas fueron descritas sobre niveles carbonáticos de rampa externa (microfacies P_pm) densamente colonizados por fauna bentónica.

7.2 PALEOAMBIENTE Y ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

7.2.1 DINÁMICA SEDIMENTARIA DE LOS DEPÓSITOS TITHONIANOS DE LA FORMACIÓN VACA MUERTA

Como se mencionó a lo largo de este trabajo, los depósitos de la Formación Vaca Muerta aquí analizados fueron agrupados en tres sectores distinguibles dentro de la geometría de una clinoforma a escala regional, como son el *topset*, situado al sur, en la subcuenca Picún Leufú, el *foreset*, localizado inmediatamente al norte de la Dorsal de Huincul, y el *bottomset* que comprende la porción restante del depocentro para la zona neuquina en dirección norte. Dado que el alcance del trabajo reviste extensión

regional, y considerando que cada porción del sistema de clinoformas se caracteriza por distinta dinámica sedimentaria, a modo de poder compararlas, se realizó una correlación estratigráfica horizontalizada respecto del contacto entre las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta, debido a que esta superficie se pudo reconocer en todos los perfiles relevados. A su vez, las secciones fueron segmentadas verticalmente acorde a las secuencias de alta frecuencia reconocidas (HFSs) y comparadas con las unidades y horizontes de la sísmica del Proyecto Transecta (González et al. 2016, 2018). La correlación regional cubre una distancia aproximada de 216 km, en dirección S-N, donde se han incluido todas las facies reconocidas, los cortejos sedimentarios, las superficies de interés estratigráfico y los límites de las biozonas de amonites determinados según lo explicado en el Capítulo 2. Por lo tanto, a partir de la compilación de las interpretaciones que se desprenden del análisis de facies, junto a la correlación de los perfiles y la información obtenida a partir de las fábricas magnéticas se intentará discutir la dinámica sedimentaria que caracterizó a cada sector de la clinoforma, buscando una explicación para el arreglo arquitectural observado, además de compararlo con lo interpretado por previos autores.

Comenzando el análisis para la HFS-1, esta secuencia se depositó mayormente durante el Tithoniano inferior, comprendiendo la totalidad de la biozona de *Virgatosphinctes andesensis* y parte de la de *Pseudolissoceras zitteli*. La base comienza con la superficie transgresiva de carácter regional (ST-1; Fig. 7.2), coincidente con el horizonte T1, lo que sugiere un rápido ahogamiento del depocentro cuya expresión litológica se corresponde con los niveles microbianos (B_ml) registrados en casi la totalidad de las secciones. Para este intervalo, la sísmica muestra amplia continuidad lateral para el horizonte T1, exhibiendo una tendencia sutilmente agradante para la zona de *bottomset*, en dirección NO, en tanto que los reflectores trepan hacia el área de *foreset* y *topset*, adquiriendo mayor inclinación. Dichos atributos son coherentes en las secciones sedimentarias con delgados espesores (≈10 m) para las zonas de *bottomset* y *foreset*, constituidos por facies de cuenca (F1) y de rampa carbonática externa distal (F2), respectivamente, lo que

sugiere una sedimentación influenciada principalmente por la productividad dentro de la columna de agua. A su vez, las tonalidades oscuras, la ausencia de bioturbación y la recurrencia de horizontes concrecionados en la zona de cuenca son compatibles con una distalización del sistema hacia el norte, lo que se interpreta como un aporte aún más atenuado y condiciones de restringida oxigenación del sustrato. No obstante, si bien el ambiente depositacional señala una dinámica de baja energía para estas regiones, el análisis de ASM permitió interpretar fábricas por migración de lecho plano en las porciones basales de las secciones de Arroyo Mulichinco, Los Catutos y Arroyo Covunco, cuya expresión litológica se corresponde con litofacies intraclásticas (*P/G*$_i$h) y *wackestones* laminados (*W*$_r$h). Este aspecto indicaría la presencia de una mecánica tractiva afectando incluso la porción distal del sistema de clinoformas.

Por su parte, el *topset* muestra mayores espesores acumulados, de casi 90 m, sin embargo predomina una clara diferencia en cuanto a la señal sedimentaria, exhibiendo el apilamiento de facies prodeltaicas (F3) de naturaleza clástica que preservan estructuras de deformación sinsedimentaria y encapsulan espesos lóbulos arenosos de clara tendencia agradante (F7), reconocibles hacia el tope de la HFS-1. Estas evidencias se corresponden con mayores tasas de aporte para esta zona de la cuenca. En este sentido, si bien previamente estos depósitos han sido entendidos como parte de la misma rampa que se desarrollaba en dirección norte (Spalletti et al. 2000), o bien como facies de *shoreface* (Krim et al. 2017), recientes estudios los asignan a sucesiones deltaicas progradantes desde el SE (Paz et al. 2019, Otharán 2020), cuya área fuente la representaba el Macizo Nordpatagónico (Naipauer et al. 2014). Esta última interpretación estaría en sintonía con las evidencias que exhiben las secciones sedimentarias, como son el enriquecimiento en material clástico con respecto a las zonas de *foreset* y *bottomset*, deformación sinsedimentaria, la presencia de niveles arenosos asociados a colapsos gravitacionales y un arreglo estratal definido por el apilamiento de parasecuencias de espesores deciméticos con tendencia grano y estrato-creciente. Este cambio en las condiciones depositacionales advertido para el *topset* sería explicado en base

a la morfología inicial del depocentro junto a las condiciones climáticas que primaban para esta zona, donde la subcuenca de Picún Leufú habría representado una zona de acumulación cuasi-aislada (Zeller et al. 2015b), caracterizada por clima húmedo (Capelli et al. 2024), y que actuaría como el principal filtro de material clástico.

Por otro lado, en base a la influencia deltaica que muestra este sector, los lóbulos arenosos que encapsulan las facies prodeltacias han sido entendidos a partir de descargas hiperpícnicas (Paz et al. 2019, Otharán 2020, Otharán et al. 2020), sobre todo debido a la preservación de restos vegetales, atributo diagnóstico de una señal sedimentaria de origen continental. Si bien esta interpretación se adaptaría a una dinámica ambiental afectada por la progradación de sistemas costeros, en este trabajo se ha optado por atribuirlos a corrientes de turbidez por sus rasgos sedimentarios, como son su carácter grano-decreciente, geometría lentiforme, sumado a la presencia de bases erosivas con intraclastos. Asimismo, el elevado aporte clástico que caracteriza al *topset*, además del desarrollo de estructuras de deformación sinsedimentaria y la existencia de un talud depositacional son evidencias suficientes para fundamentar un origen a partir de colapsos gravitacionales para las facies turbidíticas. En cambio, pruebas de una fuente fluvial en la generación de estos estratos, como son la preservación de restos vegetales, no han sido tan evidentes, reportándose sólo briznas a escala microscópica, como por ejemplo para el Miembro Huncal. De todos modos, ambas interpretaciones avalan una mecánica sedimentaria que contempla la influencia de los flujos gravitatorios como parte de la transferencia y retrabajo de sedimentos hacia zonas distales.

Un reflejo de esta idea lo constituyen las facies turbidíticas (F7) preservadas en el RST-1 dentro del *foreset*, más precisamente en la sección de Los Catutos, por encima de la biozona de *Virgatosphinctes andesensis*. Estos depósitos denotan el comienzo de una tendencia progradacional, constituyendo la porción distal de las facies prodeltaicas descritas en Picún Leufú (Fig. 7.2), donde a su vez el análisis de fábricas magnéticas, en base al reconocimiento del proceso de migración de óndulas de corriente, ha permitido establecer una

dirección de transporte del sedimento que se corresponde con la pendiente regional del sistema, esto es, en sentido SE-NO. Sin embargo, los depósitos turbidíticos no contemplan la totalidad de los flujos gravitatorios responsables del avance de las clinoformas. Como se mencionó en la sección 7.1, previos autores han establecido para el área de talud la actividad de procesos vinculados a tormentas (Kietzmann et al. 2014b), plumas de decantación (Scasso et al. 2002, 2005), plumas nefeloides y flujos asociados a aguas densas originadas en la plataforma (Rodríguez Blanco et al. 2020), además de corrientes de contorno (Reijenstein et al. 2020, Paz et al. 2022a, b). Estas interpretaciones convierten al talud en un sector donde convergen variados mecanismos, originados principalmente en el sector de plataforma, pero que en ocasiones no son sencillos de reconocer dentro del registro geológico.

En algunos casos, la incidencia e impacto de los procesos derivados del *topset* sobre el *foreset* puede advertirse a partir de los rasgos texturales a escala mesoscópica. Tales son los ejemplos recientemente mencionados para aquellos niveles turbidíticos, o bien ha sido posible en ocasiones en donde el desarrollo de niveles bioclásticos erosivos, laminaciones, contenido de partículas intraclásticas micríticas y tendencia grano-decreciente permiten adjudicarlos a eventos tempestíticos. Sin embargo, ambos casos representan situaciones aisladas, de mayor carácter energético, que dan lugar a depósitos puntuales y de delgado espesor. Por lo tanto, la potencia acumulada durante el intervalo regresivo y la influencia de los restantes procesos mencionados anteriormente requiere un análisis más exhaustivo.

Las facies de *foreset* durante el RST-1 caracterizan un ambiente de baja energía con amplio contenido y variedad bioclástica explicado en base a una mayor productividad no sólo dentro de la columna de agua sino también en áreas someras (Kietzmann et al. 2011b, 2014a, 2015, 2020). Las observaciones microscópicas justifican el aporte alóctono, en tanto que la preservación de estratos dolomíticos y fábricas magnéticas asociadas a procesos de dolomitización (e.g., sitio CN 4) están en sintonía con la influencia de aguas derivadas desde el *topset* impactando en esta zona. En este sentido, se ha establecido la

participación de plumas de decantación ricas en material calcáreo como fuente de transporte del sedimento. No obstante, la decantación no fundamentaría el recurrente accionar de corrientes tractivas, observado como parte de litofacies laminadas e intraclásticas (e.g., MrHCS, Mrhg *P/G*$_i$h *W/P*$_b$h, Mrh, *W*$_r$h), o bien distinguida a partir del análisis de fábricas magnéticas atribuidas a la migración de óndulas de corriente (e.g., sitio CN 5).

Considerando todo el abanico de procesos que tienen incidencia en el talud, las corrientes de contorno y los flujos subácueos generados por aguas densas dentro de la plataforma serían aquellos mecanismos que fundamenten la observada mecánica tractiva dentro de esta porción de la secuencia. A pesar de esto, como se mencionó previamente (ver sección 7.1), ambos casos constituyen situaciones en donde el registro geológico reviste cierta limitación para su interpretación dado la dificultad en el reconocimiento del forzante termohalino en la generación de estos procesos. No obstante, el análisis de fábricas magnéticas indica paleocorrientes paralelas a la costa incluso durante el TST-1, y en el transcurso del RST-1, sugiriendo un sistema de corrientes paralelo a la costa ya establecido, en tanto que, si bien los depósitos asociados a las DSWC no generan atributos diagnósticos dentro del registro geológico, previamente se ha discutido sobre la estacionalidad y factibilidad de su ocurrencia en el ámbito de la Cuenca Neuquina.

En síntesis, las evidencias microscópicas, sedimentológicas y de fábricas magnéticas validan la superposición y recurrencia de los procesos mencionados, postulados por previas investigaciones, indispensable en la progradación sostenida del tren de facies, resultando en el arreglo arquitectural a partir del apilamiento de parasencuencias estratocrecientes que indican un avance del sistema de rampa. A su vez, la variedad de procesos sedimentarios reconocidos postula a la zona de talud como un sector heterogéneo donde los mecanismos originados en la plataforma tienen considerable impacto no sólo mediante el aporte de sedimento sino también en la formación de flujos tractivos. Finalmente, los

depósitos equivalentes al RST-1 dentro del *bottomset* se corresponden con secciones condensadas, de tonalidades oscuras, similares a aquellas descritas en el TST-1.

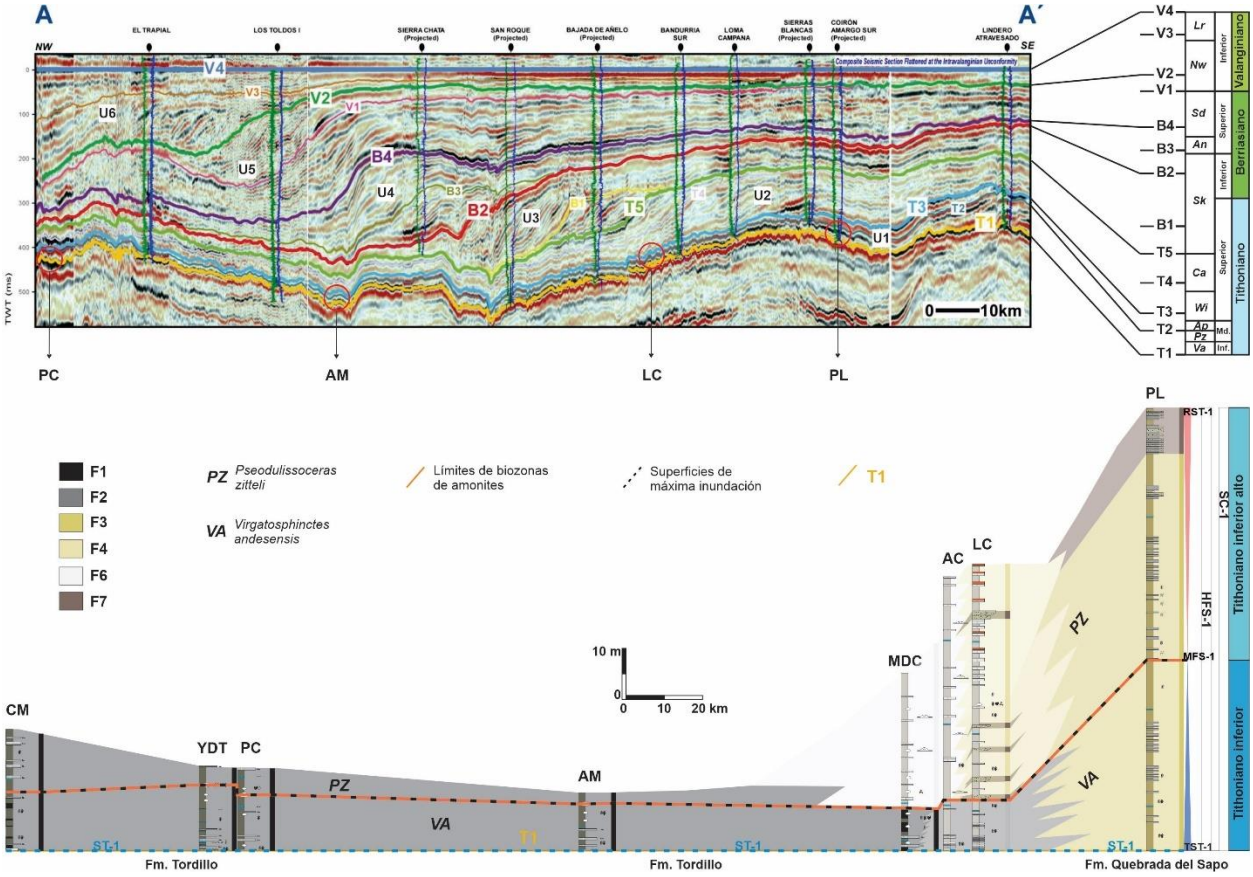


Figura 7.2. Panel de correlación para las facies del Tithoniano inferior a Tithoniano inferior alto de la Formación Vaca Muerta junto a la transecta sísmica de la unidad (tomada de González Tomassini et al. 2016). La misma incluye la correlación entre los horizontes sísmicos y las biozonas de amonites.

Continuando con la sucesión acumulada, el comienzo de la HFS-2 se ubica en la parte alta de la Zona de *Pseudolissoceras zitteli* y gran parte de la Zona de *Aulacosphinctes proximus*, encontrándose acotada temporalmente al Tithoniano inferior alto (Fig. 7.3). Esta secuencia pertenece a la Unidad 1 e incluye en su tercio inferior el horizonte T2, situado en el límite entre las dos biozonas involucradas. La sísmica muestra una tendencia progradante reconocible en el *topset*, mientras que este aspecto se atenúa para el área de *foreset*, y se vuelve levemente agradante para las facies distales, en sentido NO (Fig. 7.3). Al igual

que en la HFS-1, este sector se compone por secciones condensadas de delgado espesor donde intercalan depósitos margosos oscuros junto a horizontes concrecionados y *packstones/grainstones* laminados. Por su parte, la porción sur también guarda similitud con lo explicado para la HFS-1, caracterizándose por espesas secuencias prodeltaicas (F3, F4), enriquecidas en material clástico, que encapsulan lóbulos arenosos de naturaleza turbidítica, mostrando un arreglo arquitectural a partir de ciclos grano y estrato-crecientes que se corresponden con la tendencia progradante observada en la sísmica.

El principal cambio en la dinámica depositacional del sistema se sitúa en el *foreset*, denotándose un enriquecimiento en carbonato de la señal sedimentaria con respecto a la HFS-1, compuesta por facies de rampa externa carbonática (F8) atribuidas al Miembro Los Catutos. El mismo ha sido entendido como una cuña progradante, con patrones de avance hacia el N y NO, constituida a partir de la superposición de una amplia variedad de procesos, entre los que destacan las plumas de decantación y las corrientes de fondo de diversa naturaleza (Reijenstein et al. 2014, 2015, 2020, Kietzmann et al. 2014b, Rodríguez Blanco 2016, Rodríguez Blanco et al. 2020).

Los depósitos del Miembro Los Catutos incluidos en esta tesis exhiben un arreglo estratal a partir del apilamiento de parasecuencias de espesores métricos con tendencia estrato-creciente que reflejan la progradación de las facies de rampa externa. Asimismo, las microfacies indican considerable aporte alóctono a partir de partículas como pellets, espículas de demosponjas tipo rhaxes, foraminíferos miliólidos y terrígenos, indicando una procedencia desde sectores someros. En cuanto a los procesos sedimentarios actuantes, se han descrito frecuentes laminaciones, microlaminaciones, superficies erosivas de corte y relleno, así como el contenido de intraclastos micríticos, interpretados a partir del accionar de corrientes tractivas. A su vez, el análisis de ASM ha permitido reconocer fábricas por decantación, bioturbación, pero principalmente se identificó de manera recurrente la existencia de

petrofábricas alineadas con el flujo como consecuencia de la migración de lecho plano y de óndulas de corriente.

A lo largo del análisis de la HFS-1 se ha explicado sobre la naturaleza de los mecanismos incidentes en la zona de *foreset* pero que deben su formación a factores originados dentro del *topset*. A su vez, durante etapas de progradación de la línea de costa, es razonable plantear que la dinámica que caracteriza al sector proximal tendría mayor incidencia sobre zonas distales, como el talud. Esta línea de pensamiento justificaría una mayor influencia de los procesos generadores de corrientes de fondo durante el regresivo, explicando el origen de las estructuras sedimentarias preservadas en las facies de rampa externa depositadas durante el RST-2. En términos de esta interpretación, podría pensarse en el alcance de aguas oxigenadas desde sectores someros, fomentando una ventilación más eficiente del sustrato marino, pudiendo ser una explicación válida para la amplia y diversa bioturbación reportada dentro de los niveles peloidales masivos (microfacies P_pm). En última instancia, esta dinámica habría impedido condiciones de anoxia/euxinia, en concordancia con interpretaciones recientes que proponen un carácter subóxico del sustrato para esta zona (Spalletti et al. 2019, Krim et al. 2019, Capelli 2021).

La explicación previa permitiría proponer cierta intensificación de las corrientes de fondo, incluyendo aquellas de naturaleza contornítica, durante los estadios regresivos, en sintonía con lo establecido recientemente por Reijenstein et al. (2020) y Paz et al. (2022a, b). Sin embargo, otros modelos atribuyen un incremento de los flujos de fondo paralelos a la costa durante etapas de aumento del espacio de acomodación, como son los transgresivos (Zeller 2013, Zeller et al. 2015a). Ambos casos determinan un vínculo entre la génesis de las corrientes de fondo y los cambios en el nivel relativo del mar. No obstante, el análisis de fábricas magnéticas indica la presencia de flujos tractivos dentro de intervalos transgresivos (e.g., sitios CN 1, LC 04, LC 05) y regresivos (e.g., sitios CN 5, CN 14, LCN 1), sugiriendo incluso un retrabajo en dirección aproximadamente perpendicular a la progradación del sistema. De este modo, el presente

estudio no permite confirmar o contradecir las mencionadas propuestas, aunque es razonable interpretar la actividad de corrientes paralelas a la costa independientemente de los cambios eustáticos, dado la estacionalidad y recurrencia de uno de los procesos propuestos en la formación de este mecanismo (ver sección 7.1.1), como son las masas de agua densa generadas en la plataforma.

Otro aspecto que merece ser analizado es el enriquecimiento en carbonato que caracteriza al Miembro Los Catutos con respecto a la HFS-1 dentro del *foreset*. Modelos recientes postulan un origen alóctono del material calcáreo aquí preservado, estableciendo como área fuente las facies de rampa interna contenidas en la porción cuspidal, esto es dentro de los últimos 20 metros, de la Formación Picún Leufú (Rodríguez Blanco 2016, Rodríguez Blanco et al. 2020). Sin embargo, la correlación estratigráfica del presente trabajo arroja una edad Tithoniano inferior alto – Tithoniano superior bajo para el Miembro Los Catutos, extendiendo su depositación hasta la biozona de *Windhauseniceras internispinosum*, incompatible temporalmente con la edad Tithoniano superior (biozona de *Substeueroceras koeneni*) determinada para la Formación Picún Leufú. Claramente, las microfacies interpretadas dentro del Miembro Los Catutos comprenden material carbonático alóctono, pero también incluyen fauna planctónica (e.g., radiolarios, calciesferas, microcrinoideos saccocómidos) y fango carbonático. En este sentido, una mayor proporción de la fracción calcárea como parte de las litologías requeriría de un aumento en la productividad de la fábrica carbonática, tanto en áreas someras como dentro de la columna de agua, estrechamente relacionada con un incremento de la temperatura superficial del mar (Flügel 2004, Schlager 2005, Bádenas et al. 2003, 2005).

El cambio composicional en la señal sedimentaria que representan las facies de rampa externa del Miembro Los Catutos podría explicarse a partir de factores climáticos. Con respecto a esto, durante el Jurásico Superior habrían preponderado condiciones de *greenhouse* (Fischer 1982, Frakes y Francis 1990,

Price et al. 2016, Scotese 2021), generando la migración del clima ecuatorial más allá de la faja tropical (Volkheimer et al. 2008).

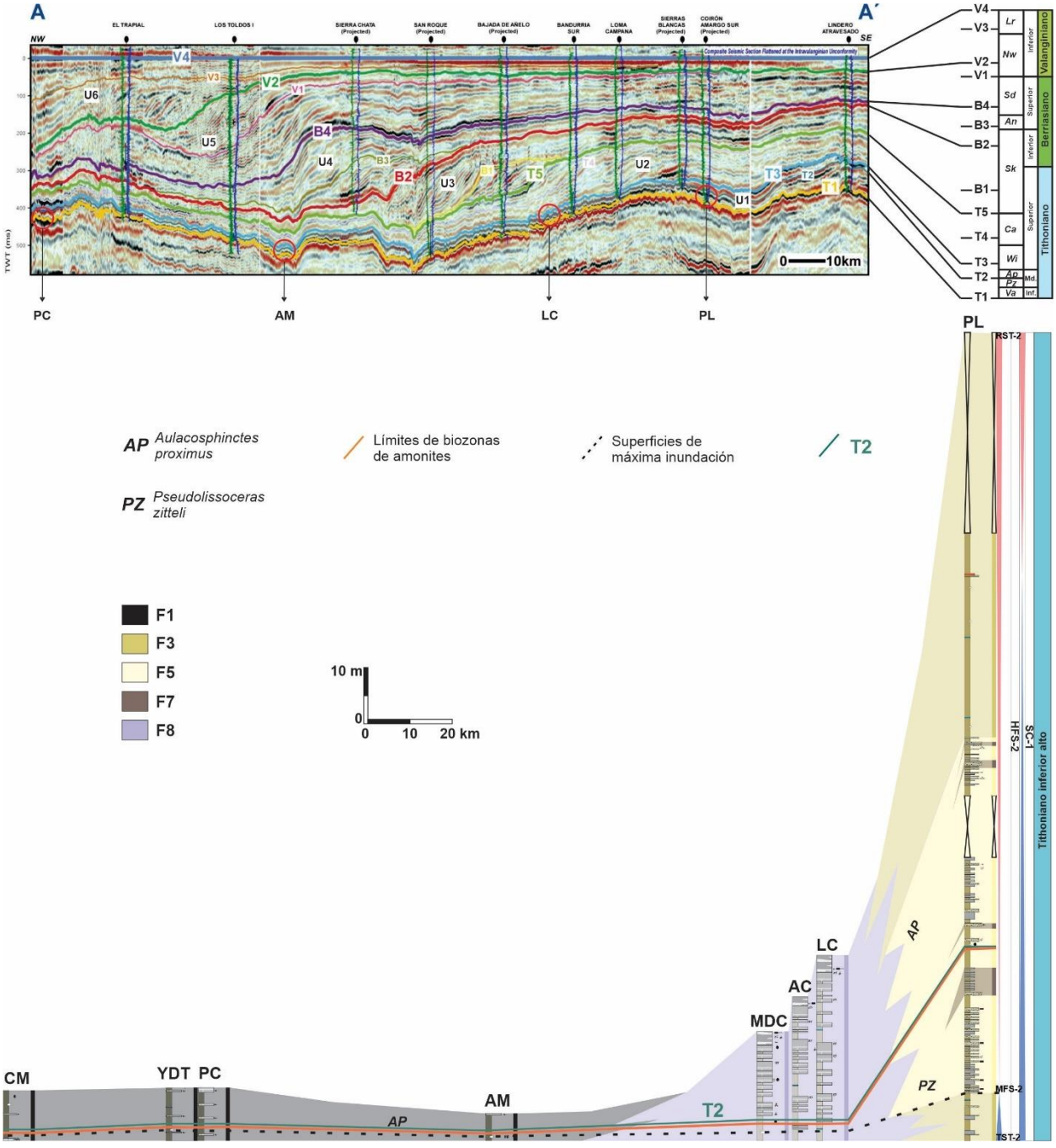


Figura 7.3. Panel de correlación para las facies del tramo Tithoniano inferior alto de la Formación Vaca Muerta junto a la transecta sísmica de la unidad (tomada de González Tomassini et al. 2016). La misma incluye la correlación entre los horizontes sísmicos y las biozonas de amonites.

A su vez, para el ámbito de la Cuenca Neuquina, estudios recientes proponen condiciones climáticas tendientes hacia la aridez para el intervalo Tithoniano inferior alto – Tithoniano superior (Capelli et al. 2024), que se corresponde con el tramo superior de la biozona de *Aulacosphinctes proximus* a la porción inferior de la biozona de *Corongoceras alternans* (Kohan Martínez et al. 2018, Kohan Martínez 2022), coincidente con la depositación del Miembro Los Catutos. La combinación de estos factores justificaría el incremento en la temperatura del agua de mar, con valores estimados de entre 20 y 25º (Gómez Dacal 2017, Gómez Dacal et al. 2018), requerido para una mayor productividad de la fábrica carbonática. De esta manera, el factor climático implicaría un control primordial en la arquitectura de los depósitos, generando un alto impacto en el tipo y la tasa de aporte. Asimismo, el cambio composicional en la señal sedimentaria, dado por la proporción entre material detrítico y carbonato de calcio, podría reflejar migraciones latitudinales de las fajas climáticas.

Continuando con el análisis, la HFS-3 se encuentra restringida a la porción superior de la Zona de *Aulacosphinctes proximus* y parte de la Zona de *Windhauseniceras internispinosum*, abarcando el último tramo del Tithoniano inferior alto y parte del Tithoniano superior (Fig. 7.4). El sector cuspidal de esta secuencia incluye el horizonte sísmico T3, marcando el final de la Unidad 1, la cual a su vez culmina en una nueva superficie transgresiva de carácter regional (ST-2). La sección sísmica muestra delgados espesores de patrón agradante para la porción del *bottomset*, en tanto que los reflectores trepan hacia la zona de *topset*, en dirección SE, adquiriendo mayor contraste e inclinación y definiendo una tendencia progradante aún más notoria por encima del horizonte T2.

Comparando el arreglo observado en la sísmica junto a las evidencias de afloramiento, las características del *bottomset* coinciden con la tendencia de este sector a partir de un arreglo arquitectural levemente agradante compuesto por sucesiones condensadas, de oscura coloración, influenciadas principalmente por la productividad dentro de la columna de agua. El *foreset*, por su parte, comienza a exhibir mayor

inclinación de los reflectores que se corresponde con una segunda fase progradante de la rampa carbonática del Miembro Los Catutos. La naturaleza calcárea de estos depósitos explicaría una mejor definición y contraste de los reflectores. Finalmente, el *topset* muestra buena amplitud y contraste, advirtiéndose una tendencia progradante bien definida, dadas las granulometrías de grano grueso que caracterizan a este sector.

En líneas generales, tanto la zona de cuenca como el talud muestran una dinámica sedimentaria similar a aquella establecida para la HFS-2. Por otro lado, el principal cambio en la tendencia depositacional dentro de la HFS-3 se advierte para la zona de *topset* que exhibe el desarrollo de cuerpos canalizados con geometrías sigmoidales, interpretados como parte de una plataforma deltaica con influencia mareal (F9 y F10), que marcan el comienzo de la depositación de la Formación Picún Leufú. Estos litosomas muestran una composición mixta, aunque con amplio contenido de partículas bioclásticas, indicando un cambio en la señal sedimentaria, enriqueciéndose en componentes carbonáticos con respecto a las facies prodeltaicas previas de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano inferior – Tithoniano inferior alto). Dicha transición estaría asociada a las condiciones climáticas tendientes hacia la aridez, como se desarrolló durante el análisis de la HFS-2. Asimismo, la amplia diversidad fosilífera reportada dentro de las facies de canal, sumado a los frecuentes horizontes bioturbados, representan un sustrato marino de buena oxigenación, asociado a menores batimetrías con respecto a las facies clásticas preservadas dentro de las HFS-1 y HFS-2.

La influencia mareal que denotan las facies de canal (F10) ha sido objeto de debate. Inicialmente, estos depósitos fueron interpretados como parte de una rampa somera, con régimen meso a macromareal (Spalletti et al. 2000, Armella et al. 2007, 2008). El origen de las mareas ha sido planteado en primera instancia debido a la morfología engolfada que presentaba el depocentro sur de la Cuenca Neuquina, donde, a su vez, la dorsal de Huincul habría actuado como un obstáculo topográfico generando un efecto

amplificador de las corrientes (Spalletti et al. 2000). Por otro lado, Zeller et al. (2015a) también reportaron evidencias mareales, en tanto que proponen un sistema de corrientes de fondo afectando este sector, direccionadas en sentido paralelo a la costa, generando el aporte y retrabajo de material desde el arco magmático durante etapas de elevado espacio de acomodación. Sin embargo, trabajos posteriores ponen en duda esta hipótesis debido al efecto atenuador sobre las corrientes mareales generado por el arco magmático y su conjunto de archipiélagos situados al oeste (Canale et al. 2015, Parada 2019). A su vez, las más recientes interpretaciones paleoambientales de esta zona del depocentro (Paz et al. 2019, Otharán 2020, Otharán et al. 2020), en línea con la influencia deltaica que mostraban los depósitos previos de la Formación Vaca Muerta, establecen un transporte dominante en dirección perpendicular a la costa dominado por flujos hiperpícnicos, provenientes desde el sur, generados por descargas fluviales bajo la influencia de oleaje de tormenta (Paz et al. 2019).

El origen hiperpícnico en el transporte del sedimento es ampliamente sustentado por la preservación de restos vegetales (Paz et al. 2019), no obstante, el relleno interno de las facies de canal muestra amplia participación bioclástica propia de un aporte fluvial atenuado que, a su vez, coincidiría con el mencionado cambio climático hacia la aridez. Además, la biodiversidad bioclástica y la oxigenación del sustrato justifican un entorno marino de aguas abiertas euhalinas. Estos atributos, sumado a las paleocorrientes bidireccionales medidas *in situ*, las cortinas de fango descritas para las facies de canal y la geometría sigmoidal de los cuerpos justificarían la influencia mareal. Asimismo, si bien no se han muestreado sitios para estudios de ASM dentro del *topset*, cabe destacar que el análisis de fábricas magnéticas para el *foreset* muestra paleocorrientes que indican el retrabajo perpendicular a la dirección de avance de las clinoformas, tanto para intervalos transgresivos (e.g., sitios CN 11 y CN 12) como regresivos (e.g., LCN 1 y CN 14). Esto iría en contraposición con una distribución del sedimento dominada por flujos hiperpícnicos, direccionados en línea con la pendiente regional del sistema, en tanto que, similar a lo expuesto en el

análisis de la HFS-2, impediría establecer una relación directa entre el accionar de flujos paralelos a la costa y los cambios eustáticos.

En líneas generales, las propiedades texturales observadas dentro del *topset* durante la HFS-3 son evidencia suficiente para justificar la influencia mareal sobre esta zona, independientemente del origen de las mismas, en sintonía con lo interpretado por Spalletti et al. (2000) y Zeller et al. (2015a). A su vez, las condiciones paleoambientales postulan un ambiente oxigenado con moderada participación calcárea, donde las corrientes mareales habrían sido primordiales en el retrabajo del sedimento y la exportación de material carbonático hacia el *offshore*.

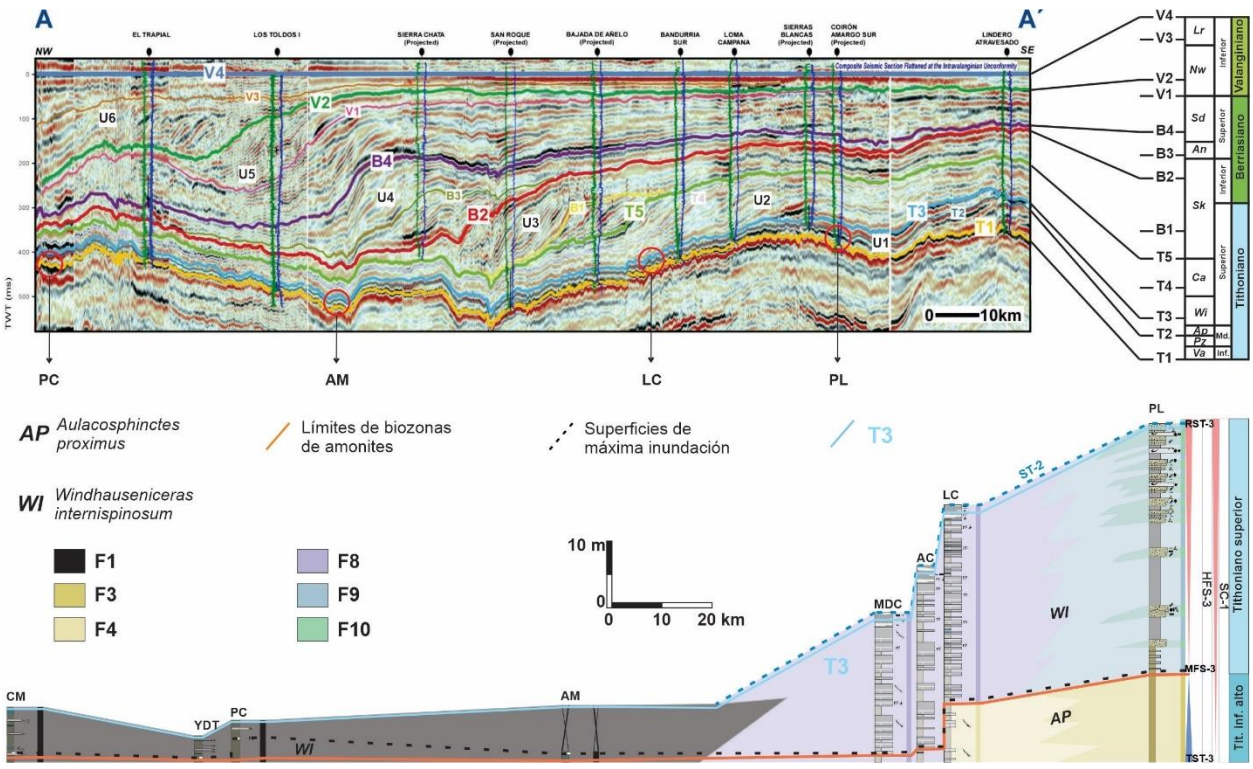


Figura 7.4. Panel de correlación para las facies del Tithoniano inferior alto al Tithoniano superior de las Formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú junto a la transecta sísmica de la unidad (tomada de González Tomassini et al. 2016). La misma incluye la correlación entre los horizontes sísmicos y las biozonas de amonites.

Culminando el análisis, la HFS-4 se encuentra incluida dentro del tramo restante del Tithoniano superior y se corresponde con la segunda secuencia compuesta (CS-2), en tanto que ha sido relevada para las zonas de *topset* y *bottomset* (Fig. 7.5). Abarca el tramo superior de la Zona de *Windhauseniceras internispinosum*, la totalidad de la Zona de *Corongoceras alternans* y parte de la Zona de *Substeueroceras koeneni*. Esta porción de los perfiles relevados comprende mayormente depósitos carbonáticos, enmarcados dentro de la Unidad 2, y que hacia el tramo medio-superior coinciden con el horizonte sísmico T5. En dirección NO la sísmica exhibe reflectores poco claros y discontinuos para el sector de *bottomset*, que definen un arreglo sutilmente agradante. Por otro lado, en dirección SE se observa mejor desarrollo de los reflectores, aumentando levemente su inclinación, amplitud y contraste, probablemente dada la naturaleza calcárea y de grano grueso que compone a las facies de *topset*.

A diferencia de lo observado para la CS-1, las secciones del *bottomset* representan los mayores espesores, si bien su composición no se modifica, ya que están integradas por el sucesivo apilamiento de parasecuencias que inician con niveles concrecionados y gradan hacia litosomas oscuros de naturaleza margosa. Sin embargo, el aumento en la potencia de las facies de cuenca requeriría mayores tasas de acumulación de carbonato, vinculado, por un lado, a un aumento de la productividad dentro de la columna de agua, y principalmente, a un mayor aporte desde sectores someros, como se ha desarrollado previamente. En este sentido, a partir de la biozona de *Corongoceras alternans*, para la sección relevada en las inmediaciones del Cerrito Caracoles, empieza a advertirse la progradación de facies netamente carbonáticas de rampa interna. Las mismas están representadas dentro del área de Picún Leufú en los últimos 20 metros de la secuencia. Estos depósitos involucran ambientes de energías contrastantes, donde alternan estratos asignados a barras oncolíticas (F11) y un sector protegido de *lagoon* (F12) con desarrollo de abultamientos carbonáticos interpretados como parches arrecifales.

Sin duda, uno de los principales cambios que denota la HFS-4 es el desarrollo de un ambiente netamente calcáreo en el sector proximal, incluyendo la proliferación de una fábrica carbonática de delicadas condiciones dado la presencia de organismos arrecifales. Estos organismos requerirían de disponibilidad de nutrientes, eficiente ingreso de luz solar, aguas oxigenadas y salinidad normal (Tucker y Wright 1990, Schlager 2005). La diversidad bioclástica, el amplio contenido de partículas peloidales y la bioturbación observada en estos depósitos ha permitido justificar la oxigenación del sustrato bajo condiciones de reducida batimetría y salinidad normal del agua marina. Sin embargo, su morfología reducida, tanto en sentido lateral como vertical, indicaría la combinación de una serie de factores que limitaron su crecimiento.

Por un lado, los depósitos arrecifales del Cerrito Caracoles son correlacionados para la biozona de *Corongoceras alternans* con facies de canales mareales dentro del área de Picún Leufú, los cuales, dada su composición mixta, podrían haber contribuido en el aporte de terrígenos, aumentando la turbidez del agua. Adicionalmente, en sintonía con las condiciones hidrodinámicas alternantes interpretadas para este sector, las mareas podrían haber atenuado el crecimiento lateral de los abultamientos carbonáticos. En este sentido, los depósitos de barras oncolíticas contienen evidencias suficientes sobre el rolido de las partículas, en tanto que recientes estudios de estratigrafía sísmica indican un mayor desarrollo de estos litosomas en dirección perpendicular a la costa (Reijenstein et al. 2020), contrario a lo que se esperaría, explicado a partir de la influencia mareal en la sedimentación.

Por otro lado, las facies arrecifales muestran restringido espesor, indicando baja tasa de agradación, incluso para el sector cuspidal de la Formación Picún Leufú, donde la totalidad del sistema se había tornado netamente carbonático (biozona de *Substeueroceras koeneni*). El reducido crecimiento vertical de las colonias ha sido explicado en base al carácter progradacional del sector de *topset*, con baja capacidad para la creación de espacio de acomodación (Reijenstein et al. 2020). En términos de esta explicación, y

considerando la marcada influencia mareal que presentaba la zona, gran parte del material calcáreo habría sido exportado hacia zonas de *foreset* y *bottomset*, lo que contribuiría a explicar los mayores espesores observados dentro de la zona de cuenca. En síntesis, el aporte clástico a partir de las facies de canal habría aumentado la turbidez del agua, en tanto que la presencia de corrientes mareales habría restringido el crecimiento lateral de los arrecifes en parche. Por otro lado, la morfología progradacional del sector de plataforma habría condicionado el crecimiento en sentido vertical de los mismos. Finalmente, la presencia de corrientes tractivas, orientadas en sentido ortogonal a la línea de costa, y el reducido espacio de acomodación dentro del *topset* serían una condición primordial en la transferencia y aporte de carbonato hacia el *offshore*.

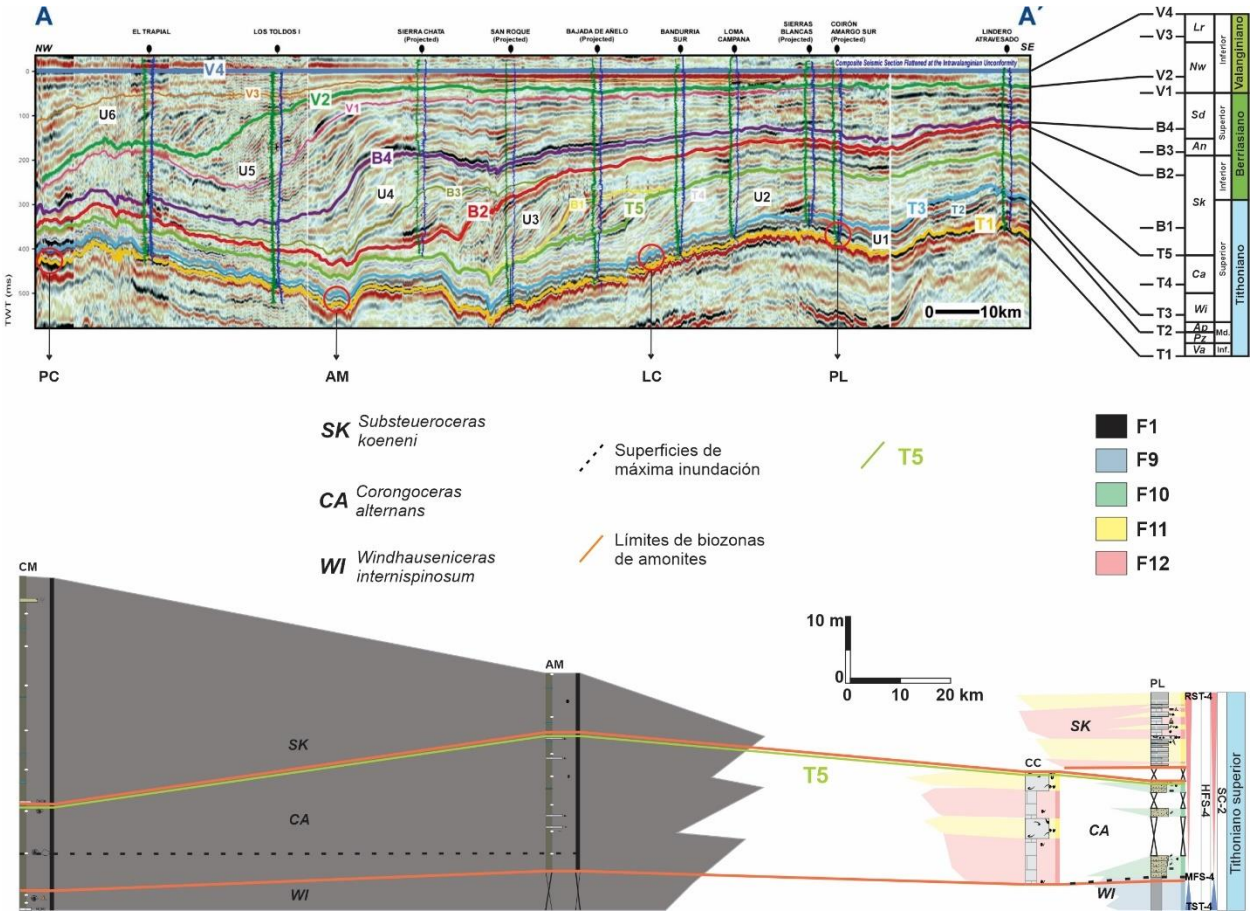


Figura 7.5. Panel de correlación para las facies del Tithoniano superior de las Formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú junto a la transecta sísmica de la unidad (tomada de González Tomassini et al. 2016). La misma incluye la correlación entre los horizontes sísmicos y las biozonas de amonites.

CONCLUSIONES

Las observaciones sedimentológicas, estratigráficas secuenciales y de anisotropía de susceptibilidad magnética realizadas a diferentes escalas en diez secciones de las Formaciones Vaca Muerta y Picún Leufú permitieron obtener las siguientes conclusiones:

1. El estudio sedimentológico, basado en el análisis de facies y microfacies, permitió reconocer 23 microfacies y 29 litofacies, enmarcadas en dos sistemas depositacionales: un sistema deltaico (Asociación de facies 1) y un sistema de rampa carbonática (Asociación de facies 2).

2. El sistema deltaico, representado en el Tithoniano inferior de la Formación Vaca Muerta y el Tithoniano superior bajo de la Formación Picún Leufú (parte inferior), comprende facies de prodelta distal y proximal (F3 y F5), que encapsulan niveles turbidíticos arenosos (F7), así como facies de plataforma deltaica con influencia mareal (F9 y F10).

3. El sistema de rampa está representado en el Tithoniano de la Formación Vaca Muerta al norte de la Dorsal de Huincul, y en la parte superior de la Formación Picún Leufú (Tithoniano superior). Incluye facies de rampa carbonática interna (F11 y F12) en el sector sur, y representa facies de rampa externa a cuenca en el sector central y norte. Las facies del *foreset* están representadas por el miembro inferior (Tithoniano inferior – Tithoniano inferior alto) y el Miembro Los Catutos (Tithoniano inferior alto – Tithoniano superior). El miembro inferior incluye facies de rampa externa mixta (F2, F4, F6) que encapsulan niveles turbidíticos (F7) y el Miembro Los Catutos se incluye dentro del sector de la rampa externa carbonática (F8). Las facies de *bottomset* están integradas principalmente por depósitos de cuenca (F1).

4. La correlación estratigráfica secuencial permitió identificar dos secuencias depositacionales compuestas (CS-1 y CS-2), integradas por cuatro secuencias depositacionales de alta frecuencia

(HFS). La CS-1 se conforma por las HFS-1, -2 y -3 y la CS-2 se compone por la HFS-4, cada una de ellas constituidas por un intervalo transgresivo (TST) y otro regresivo (RST).

5. Los estudios de mineralogía magnética (curvas termomagnéticas y MRI), los valores obtenidos de susceptibilidad magnética promedio y la composición mineralógica dominante de los sitios muestreados, observada bajo lámina delgada, indican una influencia paramagnética que domina las propiedades de la ASM, a partir de minerales como micas (muscovita y biotita) y arcillas, junto a contribuciones menores de titanomagnetita y hematita.

6. La técnica de anisotropía de susceptibilidad magnética permitió el reconocimiento de fábricas primarias o sedimentarias y secundarias o postdepositacionales. Las fábricas secundarias fueron atribuidas a esfuerzos tectónicos gobernados por el estilo estructural local, con mayor desarrollo en las secuencias del *bottomset* compuestas por litologías con mayor grado de soterramiento y deformación en relación al *foreset*. Además, se reconocieron fábricas secundarias por procesos de diagénesis (dolomitización) y bioturbación.

7. Las fábricas primarias permitieron el reconocimiento de procesos de decantación y el accionar de corrientes tractivas. El primero incluye las fábricas horizontales, mientras que el segundo caso abarca las fábricas asociadas a migración de lecho plano y de óndulas de corriente.

8. Aquellas fábricas sedimentarias alineadas con el flujo permitieron la estimación de paleocorrientes localizadas mayormente dentro del *foreset* y, en menor medida, en el *bottomset*. El *foreset* exhibe dos patrones distinguibles: un set de orientación preferencial SSE-NNO, determinado sobre niveles turbidíticos arenosos de la F7 y otro, en dirección aproximadamente perpendicular a este, NE-SO a E-O, reconocido en facies de rampa carbonática externa distal (F2), rampa mixta externa (F4) y rampa carbonática externa (F8). El *bottomset*, por su parte, comprende

un set de orientación S-N determinado para los estratos arenosos del Miembro Huncal (F7) y otro con dominancia hacia el N-NE documentado sobre facies de cuenca (F1).

9. Los resultados sedimentológicos, petrográficos y de fábricas magnéticas respaldan la existencia de corrientes de fondo paralelas a la costa que influyeron de manera recurrente en el retrabajo del sedimento en el *foreset* y *bottomset*, aunque la identificación de depósitos contorníticos *sensu stricto* permanece abierta. Entre los posibles mecanismos para la generación de estas corrientes se incluyen las DSWCs, que se interpretan en este trabajo como una hipótesis consistente con el contexto paleoclimático, aunque no directamente demostrable en el registro geológico.

10. Las paleocorrientes dentro del talud muestran un set coincidente con la dirección de avance de las clinoformas para las facies turbidíticas (F7) mientras que las restantes paleodirecciones indicarían un retrabajo preferencial en sentido paralelo al quiebre de las clinoformas. Dentro del *bottomset*, las paleocorrientes muestran un avance coincidente con la pendiente regional del Berriasiano Inferior para las areniscas del Miembro Huncal, en tanto que los patrones observados en las facies oscuras de cuenca (F1) han sido atribuidos al encauzamiento de flujos de fondo siguiendo las depresiones y contornos batimétricos del eje de Chos Malal.

11. En conjunto, los resultados obtenidos demuestran que la integración de análisis de facies, estratigrafía secuencial y anisotropía de susceptibilidad magnética constituye una herramienta robusta para resolver la arquitectura deposicional y la dinámica paleoambiental de sistemas marinos complejos, incluso en contextos cuencales de aparente monotonía litológica.

BIBLIOGRAFÍA

Aigner, T. 1982. Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). En: Einsele, G. y Seilacheer, A. (eds.), Cyclic and event stratification. Springer Verlag: 180-195.

Afşar, F., Duda, J.P., Zeller, M., Verwer, K., Westphal, H. y Eberli, G.P. 2014. First report of sponge rhaxes in the Picún Leufú Formation (Tithonian-Berriasian), Neuquén Basin, Argentina. Göttingen Contributions to Geosciences 77: 49-56.

Aguirre Urreta, M.B., Tunik, M.A., Naipauer, M., Pazos, P., Ottone, E., Fanning, M. y Ramos, V.A. 2011. Malargüe Group (Maastrichtian – Danian) deposits in the Neuquén Andes, Argentina: implications for the onset of the first Atlantic transgression related to Western Gondwana break-up. Gondwana Research 19: 482-494.

Aguirre-Urreta, M.B., Vennari, V.V., Lescano, M., Naipauer, M., Concheyro, A. y Ramos, V.A. 2014. Bioestratigrafía y geocronología de alta resolución de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 245-268.

Allen, P. 1981. Pursuit of Wealden models. Journal of the Geological Society 138(4): 375-405.

Allen, J.R.L. 1984. Sedimentary structures: their Character and Physical Basis. Developments in Sedimentology 30A/B. Elsevier, Amsterdam, p. 593-663.

Armella, C., Cabaleri, N. y Leanza, H.A. 2007. Tidally dominated, rimmed-shelf facies of the Picún Leufú Formation (Jurassic/Cretaceous boundary) in southwest Gondwana, Neuquén basin, Argentina. Cretaceous Research 28(6): 961-979.

Armella, C., Cabaleri, N. y Leanza, H. 2008. Facies de patch reefs en la Formación Picún Leufú (límite Jurásico/Cretácico) en la región de Zapala, Cuenca Neuquina. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 10(1): 63-70.

Arregui, C.A., Carbone O. y Martínez, R. 2011. El Grupo Lotena (Jurásico Medio - Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, Relatorio: 91-98.

Ashley, G.M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look to an old problem. Journal of Sedimentary Research 60(1): 160-172.

Askenazi, A., Biscayart, P., Cáneva, M., Montenegro, S. y Moreno, M. 2013. Analogía entre la Formación Vaca Muerta y Shale Gas/Oil Plays de EEUU. Society of Petroleum Engineers (inédito), 20 p.

Aubourg, C., Smith, B., Bakhtari, H., Guya, N., Eshragi, A., Lallemant, S., Molinaro, M., Braud, X. y Delaunay, S. 2004. Post-Miocene shortening pictured by magnetic fabric across the Zagros-Makran syntaxis (Iran). En: Sussman, A.J. y Weil, A.B. (eds.), Orogenic curvature: Integrating paleomagnetic and structural analyses. Special Papers Geological Society of America 383: 17-40.

Baas, J.H. 1994. A flume study on the development and equilibrium morphology of small-scale bedforms in very fine sand. Sedimentology 41(2): 185-209.

Baas, J.H. 1999. An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand. Sedimentology 46(1): 123-138.

Baas, J.H., Hailwood, E.A., McCaffrey, W.D., Kay, M. y Jones, R. 2007. Directional petrological characterisation of Deep-marine sandstones using grain fabric and permeability anisotropy: methodologies, theory, application and suggestions for integration. Earth-Science Reviews 82(1-2): 101-142.

Bádenas, B., Aurell, M., Rodríguez-Tovar, F.J. y Pardo-Igúzquiza, E. 2003. Sequence stratigraphy and bedding rhythms of an outer ramp limestone succession (Late Kimmeridgian, Northeast Spain). Sedimentary geology 161(1-2): 153-174.

Bádenas, B., Aurell, M. y Gröcke, D.R. 2005. Facies analysis and correlation of high-order sequences in middle-outer ramp successions: Variations in exported carbonate on basin-wide δ13carb (Kimmeridgian, NE Spain). Sedimentology 52(6): 1253-1275.

Ballent, S.C., Ronchi, D.I. y Angelozzi, G.N. 2004. Microfósiles calcáreos tithonianos (Jurásico superior) en el sector oriental de la cuenca Neuquina, Argentina. Ameghiniana 40: 13-24.

Ballent, S.C., Carignano, A.P., Iglesias, A. y Poiré, D.G. 2011. Microfósiles calcáreos no marinos y semillas de la Formación Piedra Clavada (Albiano) en su área tipo, provincia de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana 48(4): 541-555.

Balsley, J.R. y Buddington, A.F. 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses. American Journal of Science, 258(6), p. 20.

Barrio, C.A. 1990. Paleogeographic control of Upper Cretaceous tidal deposits, Neuquén Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 3: 31-49.

Baucon, A., Bednarz, M., Dufour, S., Felletti, F., Malgesini, G., De Carvalho, C.N., Niklas, K.J., Wehrmann, A., Batstone, R., Bernardini, F., Briguglio, A., Cabella, R., Cavalazzi, B., Ferretti, A., Zanzerl, H. y McIlroy, D. 2020. Ethology of the trace fossil *Chondrites*: Form, function and environment. Earth-Science Reviews 202: 102989.

Behrendsen, O. 1891. Zur Geologie des Ostabhanges der argentinischen Cordillere. 1. Theil: Zeitschrift der Deustchen Geologischen Gesellschaft 43: 369-420.

Bentley, S.J., Sheremet, A. y Jaeger, J.M. 2006. Event sedimentation, bioturbation, and preserved sedimentary fabric: Field and model comparisons in three contrasting marine settings. Continental Shelf Research 26(17-18): 2108-2124.

Benton, M.J. y Gray, D.I. 1981. Lower Silurian distal shelf storm-induced turbidites in the Welsh Borders: sediments, tool marks and trace fossils. Journal of the Geological Society 138(6): 675-694.

Bhattacharya, J.P. y Maceachern, J.A. 2009. Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America. Journal of Sedimentary Research 79(4): 184-209.

Blakemore, R. 1975. Magnetotactic bacteria. Science 190(4212): 377-379.

Blakey, R.C. 2008. Gondwana paleogeography from assembly to breakup – A 500 my odyssey. Geological Society of America, Special Papers 441: 1-28.

Bohacs, K.M. y Junium, C.K. 2007. Microbial mat sedimentary structures and their relation to organic-carbon burial in the Middle Neoproterozoic Chuar Group, Grand Canyon, Arizona, USA. En: Schieber, J., Bose, P.K., Eriksson, P.G., Banerjee, S., Sarkar, S., Altermann, W. y Catuneanu, O. (eds.), Atlas of microbial mats features preserved within the clastic rock record. Elsevier, Amsterdam and New York, 208-213.

Borradaile, G.J. 1988. Magnetic Susceptibility, Petrofabrics and Strain. Tectonophysics 156: 1-20.

Borradaile, G.J. y Tarling, D. 1981. The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. Tectonophysicis 77: 151-168.

Borradaile, G.J. y Henry, B. 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. Earth Sciences Review 42: 49-93.

Borradaile, G.J. y Gauthier, D. 2001. AMS-detection of inverse fabrics whithout AARM, in ophiolite dikes. Geophysical Research Letters 28(18): 3517-3520.

Borradaile, G.J. y Jakcson, M. 2004. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. Geological Society, London, Special Publications 238(1): 299-360.

Borradaile, G.J., Werner, T. y Lagroix, F. 1999. Magnetic fabrics and anisotropy-controlled thrusting in the Kapuskasing Structural Zone, Canada. Tectonophysics 302(3-4): 241-256.

Bouma, A.H. 1962. Sedimentology of some Flysch Deposits: A graphic approach to facies interpretation. Elsevier, 168 p., Amsterdam.

Bown, P.R. y Concheyro, A. 2004. Lower Cretaceous calcareous nannoplankton from the Neuquén basin, Argentina. Marine Micropaleontology 52(1-4): 51-84.

Bracaccini, O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25(2): 275-284.

Bromley, R.G. y Ekdale, A.A. 1984. Chondrites: a trace fossil indicator of anoxia in sediments. Science 224(4651): 872-874.

Butler, R.F. 1992. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Blackwell Scientific Publications, 319 pp.

Cabaleiro, A. Cazau, L., Lasalle, D., Penna, E. y Robles, D. 2002. Los reservorios de la Formación Centenario. En: Schiuma, M., Hinterwimmer, G. y Vergani, G. (eds.), Rocas reservorio de las cuencas productivas de la Argentina. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, 407-426.

Canale, N., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Oliveira, D.E., Martínez, M.A. y Bournod, C.N. 2015. Sedimentología e icnología de deltas fluvio-dominados afectados por descargas hiperpícnicas de la Formación Lajas (Jurásico Medio), Cuenca Neuquina, Argentina. Andean Geology 42(1): 114-138.

Canals, M., Puig, P., de Madron, X.D., Heussner, S., Palanques, A. y Fabres, J. 2006. Flushing submarine canyons. Nature 444: 354-357.

Capelli, I.A. 2021. Estudio de la mineralogía y geoquímica del Sistema vaca Muerta – Quintuco (Tithoniano – Valanginiano) de la cuenca Neuquina y su implicancia en las reconstrucciones paleoambientales, paleoclimáticas y diagenéticas. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis de doctorado, 300 p.

Capelli, I.A., Scasso, R.A., Kietzmann, D.A., Cravero, M.F., Minisini, D. y Catalano, J.P. 2018. Mineralogical and geochemical trends of the Vaca Muerta-Quintuco system in the Puerta Curaco section, Neuquén Basin. Revista de la Asociación Geológica Argentina 75(2): 210-228.

Capelli, I.A., Scasso, R.A., Cravero, F., Kietzmann, D.A., Vallejo, D. y Adaette, T. 2021. Late-diagenetic clay mineral assemblages in carbonatized ash beds of the Vaca Muerta Formation (Neuquén Basin, Argentina): Insights into the diagenetic formation of chlorite. Marine and Petroleum Geology 132: 105207.

Capelli, I.A., Scasso, R.A., Spangenberg, J.E., Kietzmann, D.A., Prámparo, M. y Adatte, T. 2024. Paleoenvironmental reconstruction of the Berriasian organic-rich interval of the Vaca Muerta Formation (Neuquén Basin, Argentina): Insights for the characterization of unconventional hydrocarbon shale reservoirs. Marine and Petroleum Geology 163: 106760.

Carbone, O., Franzese, J., Limeres, M., Delpino, D. y Martínez, R. 2011. El ciclo Precuyano (Triásico Tardío-Jurásico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén, Relatorio: 63-76.

Carozzi, A.V., Orchuela, I.A. y Schelotto, M.R. 1993. Depositional models of the lower cretaceous Quintuco – Loma Montosa Formations, Neuquén basin, Argentina. Journal of Petroleum Geology 16(4): 421-450.

Catalano, J.P., Scasso, R.A., Kietzmann, D.A., Föllmi, K., Spangenberg, J. y Capelli, I.A. 2018. Carbonate sedimentology and diagenesis of the Vaca Muerta formation at Puerta Curaco, Neuquén Basin, Argentina: X Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 481-502.

Cattaneo, A., Correggiari, A., Langone, L. y Trincardi, F. 2003. The late-Holocene Gargano subaqueous delta, Adriatic shelf: sediment pathways and supply fluctuations. Marine Geology 193(1-2): 61-91.

Cevallos, M. 2005. Análisis estratigráfico de alta frecuencia del límite Kimmeridgiano - Tithoniano en el subsuelo de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina. Petrotecnia 12.

Chang, S.B.R., Kirschvink, J.L. y Stolz, J.F. 1987. Biogenic magnetite as a primary remanence carrier in limestone deposits. Physics of the Earth and Planetary Interiors 46(1-3): 289-303.

Clark, D.A. 1997. Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics 17(2): 83-103.

Cooper, L.H.N. y Vaux, D. 1949. Cascading over the continental slope of water from the Celtic Sea. Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom 28(3): 719-750.

Correa Luna, C., Yagupsky, D.L., Likerman, J. y Barcelona, H. 2025. Impacto f large-scale structures on fracture network connectivity: Insights into the Vaca Muerta unconventional play, Neuquén Basin, Argentina. Tectonophysics: 230640.

Cristallini, E., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J.M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. y Zambrano, O. 2009. Controles precuyanos en la estructura de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65: 248-264.

d'Atri, A., Pierre, F.D., Lanza, R. y Ruffini, R. 1999. Distinguishing primary and resedimented vitric volcaniclastic layers in the Burdigalian carbonate shelf deposits in Monferrato (NW Italy). Sedimentary Geology 129(1-2): 143-163.

Dall'Olio, E., Felletti, F. y Muttoni, G. 2013. Magnetic-fabric analysis as a tool to constrain mechanisms of deep-water mudstone deposition in the Marnoso Arenacea Formation (Miocene, Italy). Journal of Sedimentary Research 83(2): 170-182.

Dalrymple, R. 2010. Tidal depositional systems. En: James, P.N. y Dalrymple, R.W. (eds.), Facies Models 4: St. John's, Newfoundland. Geological Association of Canada: 201-232.

Dalrymple, R.W. y Narbonne, G.M. 1996. Continental slope sedimentation in the Sheepbed Formation (Neoproterozoic, Windermere Supergroup), Mackenzie Mountains, NWT. Canadian Journal of Earth Sciences 33(6): 848-862.

Damborenea, S.E. y Leanza, H.A. 2016. Huncalotis, an enigmatic new pectinid genus (Bivalvia, Late Jurassic) from South America. PalZ 90: 449-468.

Darwin, C. 1846. Geological observations on South America: Being the third part of the geology of the voyage of the Beagle, under the command of Capt. Fitzroy, RN during the years 1832 to 1836. Smith, Elder and Company, 65, Cornhill.

Desjardins, P. y Aguirre, H. 2016. Sierras Blancas. En: González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D.A., Marchal, D., Desjardins, P.R., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L., Domínguez, R.F., y Fantín, M.A. (eds.), Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta. Integración y correlación de información sísmica, registro de pozo y afloramiento. Instituto Argentino del Petróleo y del Gas: 71-82.

Desjardins, P., Fantín, M., González Tomassini, F., Reijenstein, H., Sattler, F., Domínguez, F., Kietzmann, D.A., Leanza, H.A., Bande, A., Benoit, S., Borgnia, M., Vittore, F., Simo, T. y Minisini, D. 2016. Capítulo 2: Estratigrafía Sísmica Regional. En: González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D.A., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L. y Domínguez, R.F. (eds.), Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta. Integración de sísmica, registros de pozo, coronas y afloramientos. Publicación Especial del Instituto Argentino del Petróleo y del Gas (IAPG), Buenos Aires, Argentina: 5-22.

Desjardins, P., Leanza, H.A., Fantin, M., Kietzmann, D.A., Marchal, D., Reijenstein, H. y González Tomassini, F. 2017. Geología de la Formación Vaca Muerta: Simposio 5, XX Congreso Geológico Argentino, Asociación Geológica Argentina, San Miguel de Tucumán, 1-191.

Desjardins, P., Fantín, M., González Tomassini, F., Reijenstein, H., Sattler, F., Domínguez, F., Kietzmann, D.A., Leanza, H.A., Bande, A., Benoit, S., Borgnia, M., Vittore, F., Simo, T. y Minisini, D. 2018. Chapter 2: Regional seismic stratigraphy. En: González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D.A., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L. y Domínguez, R.F. (eds.), Regional Cross Section of the Vaca Muerta Formation. Integration of seismic, well logs, cores and outcrops. Special Publication of Instituto Argentino del Petróleo y del Gas (IAPG), Buenos Aires, Argentina: 5-22.

Digregorio, J.H. 1972. Neuquén. En: Leanza, A.F. (ed.), Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 139-505.

Dominguez, R.F., Reijenstein, H., Köhler, G., Sattler, F., Moreno, M.J., Gomez Rivarola L. y Borgnia, M. 2017. Distribución regional de quiebres de clinoformas del sistema Vaca Muerta-Quintuco. En: Simposio Geología de la Formación Vaca Muerta. XX Congreso Geológico Argentino, Tucumán, 38-45.

Domínguez, R.F., Leanza, H.A., Fantín, M., Marchal, D. y Cristallini, E. 2020a. Basin Configuration during the Vaca Muerta Times. En: Minisini, D., Fantín, M., Lanusse Noguera, I. y Leanza, H.A. (eds.), Integrated geology of unconventionals: The case of the Vaca Muerta play, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121: 141-162.

Domínguez, R.F., Catuneanu, O., Reijenstein, H.M., Notta, R. y Posamentier, H.W. 2020b. Sequence Stratigraphy and the Three-Dimensional Distribution of Organic-Rich Units. En: Minisini, D., Fantín, M., Lanusse Noguera, I. y Leanza, H.A. (eds.), Integrated geology of unconventionals: The case of the Vaca Muerta play, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121: 163-200.

Dorn, W.U. y Werner, F. 1993. The contour-current flow along the southern Iceland-Faeroe Ridge as documented by its bedforms and asymmetrical channel fillings. Sedimentary Geology 82: 47-59.

Doyle, P., Poire, D.G., Spalletti, L.A., Pirrie, D., Brenchley, P. y Matheos, S.D. 2005. Relative oxygenation of the Tithonian – Valanginian Vaca Muerta - Chachao formations of the Mendoza Shelf, Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society, London, Special Publications 252: 185-206.

Dumas, S. y Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification – The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. Geology 34(12): 1073-1076.

Dunham, R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Hamm, W.E. (ed.), Classification of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1: 108-121.

Eckert, J., Simo, T., Jonk, R., Lazar, R., Rudnicki, M., Macquaker, J. y Myers, R. 2016. La Invernada. En: González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D.A., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L, Domínguez, R.F. y Fantín, M. (eds.), Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta: integración de sísmica, registros de pozos, coronas y afloramientos. Instituto Argentino del Petróleo y Gas: 185-193.

Ellwood, B.B., Chrzanowski, T.H., Hrouda, F., Long, G.J. y Buhl, M.L. 1988. Siderite formation in anoxic deep-sea sediments: A synergetic bacteria controlled process with important implications in paleomagnetism. Geology 16(11): 980-982.

Embry, A.F. y Johannessen, E.P. 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. En: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E. y Lund, T.B. (eds.), Arctic Geology and Petroleum Potential 2, Special Publication. Norwegian Petroleum Society. 121-146.

Embry, A.F. y Klovan, J.E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, N.W.T. Canada Petroleum Geology Bulletin 19: 730-781.

Enos, P. 1983. Shelf environment. En: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (eds.), Carbonate Depositional Environments: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33. 267-295.

Eppinger, K.J. y Rosenfeld, U. 1996. Western margin and provenance of sediments of the Neuquén Basin (Argentina) in the Late Jurassic and Early Cretaceous. Tectonophysics 259(1-3): 229-244.

Evans, M.A., Lewchuk, M.T. y Elmore, R.D. 2003. Strain portioning of deformation mechanisms in limestones: examining the relationship of strain and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). Journal of Structural Geology 25(9): 1525-1549.

Faugères, J.C., Mézerais, M.L. y Stow, D.A. 1993. Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. Sedimentary Geology 82(1-4): 189-203.

Felletti, F., Dall'Olio, E. y Muttoni, G. 2016. Determining flow directions in turbidites: An integrated sedimentological and magnetic fabric study of the Miocene Marnoso Arenacea Formation (northern Apennines, Italy). Sedimentary Geology 335: 197-215.

Fernández Carmona, J., Álvarez, P.P. y Aguirre-Urreta, M.B. 1998. Calpionélidos calcáreos y grupos incertae sedis de la provincia del Tethys en la formación Vaca Muerta (Tithoniano superior). Alta Cordillera Mendocina, Argentina. Su importancia Paleogeográfica 3: 284-286.

Fischer, A.G. 1982. Long-term climatic oscillations recorded in the stratigraphy. En: Berger, W.H. y Crowell, J.C. (eds.), Climate in Earth History, National Academy of Sciences Studies in Geophysics: 97-104.

Flemming, B.W., Schubert, H., Hertweck, G. y Müller, K. 1992. Bioclastic tidal-channel lag deposits: a genetic model. Senckenbergiana maritima 22(3): 109-129.

Flügel, E. 2004. Carbonate depositional environments. Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application. Berlín: Springer, 976 p.

Flügel, E. y Munnecke, A. 2010. Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application. Berlin: Springer, 2004 p., Berlín.

Folguera, A., Orts, D., Spagnuolo, M., Rojas Vera, E., Litvak, V., Sagripanti, L., Ramos, M. y Ramos, V.A. 2011. A review of Late Cretaceous to Quaternary palaeogeography of the southern Andes. Biological Journal of the Linnean Society 103(2): 250-268.

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): 1-67.

Föllmi, K.B. y Grimm, K.A. 1990. Doomed pioneers: Gravity-flow deposition and bioturbation in marine oxygen-deficient environments. Geology 18(11): 1069-1072.

Frakes, L.A. y Francis, J.E. 1990. Cretaceous palaeoclimates. En: Ginsburg, R.N. y Beaudoin, B. (eds.), Cretaceous Resources, Events and Rhythms. NATO ASI Series C 304, Dordrecht: 273-287.

Franzese, J., Spalletti, L.A., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andes foothills of Argentina (32-54ºS). Journal of South American Earth Sciences 16: 81-90.

Freeman, R. 1986. Magnetic mineralogy of pelagic limestones. Geophysical Journal International 85(2): 433-452.

Galehouse, J.S. 1968. Anisotropy of magnetic susceptibility as a pelocurrent indicator: a test of the method. Geological Society of America Bulletin 79(3): 387-390.

Garrido, A.C. 2011. El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Neuquén, 231-244.

Gasparini, Z., Spalletti, L.A., Fernández, M. y De la Fuente, M. 1999. Tithonian marine reptiles from the Neuquén Basin: diversity and paleoenvironments. Revue de Paléobiologie 18: 335-345.

Gaswirth, S.B., Budd, D.A. y Lang Farmer, G. 2007. The role and impact of freshwater-seawater mixing zones in the maturation of regional dolomite bodies within the proto Floridan Aquifer, USA. Sedimentology 54(5): 1065-1092.

Gerth, E. 1921. Fauna und Gliederung des Neokoms in der argentinishen Kordillere. Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie: 112-148, Stuttgart.

Gerth, E. 1925a. Contribución a la estratigrafía y paleontología de los Andes Argentinos. I: Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. Academia Nacional de Ciencias, Actas 9(1-2): 7-55, Córdoba.

Gerth, E. 1925b. Contribución a la estratigrafía y paleontología de los Andes Argentinos. II: La Fauna Neocomiana de la Cordillera Argentina en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Academia Nacional de Ciencias, Actas 9(1-2): 57-132, Córdoba.

Gianni, G.M., Dávila, F.M., Echaurren, A., Fennell, L., Tobal, J., Navarrrete, C. y Giménez, M. 2018. A geodynamic model linking Cretaceous orogeny, arc migration, foreland dynamic subsidence and marine ingression in southern South America. Earth Science Reviews 185: 437-462.

Giunta, D., Poblet, J. y Massaferro, J.L. 2014. Tectonic control on the deposition of the Tithonian-Berriasian Sequences (Vaca Muerta – Quintuco Formación), Eastern Neuquén Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists Search and Discovery Article: 90189.

Gómez Dacal, A. 2017. Petrología, geoquímica y diagénesis de sedimentitas y fósiles carbonáticos del Jurásico – Cretácico Inferior de las Cuencas Neuquina y Austral, Argentina. Universidad de La Plata, Tesis de doctorado, 299 p.

Gómez Dacal, A.R., Gómez-Peral, L.E., Spalletti, L.A., Sial, A.N., Siccardi, A. y Poiré, D.G. 2018. First record of the Valanginian positive carbon isotope anomaly in the Mendoza shelf, Neuquén Basin, Argentina: Palaeoclimatic implications. Andean Geology 45: 111-129.

Gómez Figueroa, J., Monárdez, C y Balod, M. 2011. El Miembro Troncoso Superior de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Neuquén, 189-198.

González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L. y Domínguez, R.F. 2016. Transecta Regional de la Formación Vaca Muerta: Integración de sísmica, registros de pozos, coronas y afloramientos. Instituto Argentino del Petróleo y Gas, 1, 252 p., Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

González, G., Vallejo, M.D., Kietzmann, D., Marchal, D., Desjardins, P., González Tomassini, F., Gómez Rivarola, L. y Domínguez, R.F. 2018. Regional cross section of the Vaca Muerta Formation. Integration of seismic, well logs, cores and outcrops. Special Publications of Instituto Argentino del Petróleo y del Gas (IAPG): 244p., Ciudad Autónoma de Buenos Aires.

González Tomassini, F. 2024. Caracterización paleoambiental y estratigráfica secuencial de la Formación Vaca Muerta en el depocentro Añelo, Cuenca Neuquina. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis de doctorado, 203 p.

González Tomassini, F., Kietzmann, D.A., Fantín, M.A., Crousse, L.C., y Reijenstein, H.M. 2014. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta en el área de El Trapial, Cuenca Neuquina, Argentina: 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 587-611.

González Tomassini, F., Kietzmann, D.A., Fantín, M.A, Crousse, L.C., y Reinjenstein, H.M. 2015. Estratigrafía y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta en el área de El Trapial, Cuenca Neuquina, Argentina. Petrotecnia 2: 78-89.

González Tomassini, F., Fantín, M., Desjardins, P., Dolores Vallejo, M., Kietzmann, D., Marchal, D., Leanza, H., González, G., Sattler, F., Gómez Rivarola, L., Domínguez, R.F., Reijenstein, H., Kohler, G., Santiago, M., Jait, D., Minisini, D., Aguirre-Urreta, B., Bande, A., Simo, T., Vittore, F., Crousse, L., Rodríguez Schelotto, M.L., Aguirre, H., Feinstein, E., Liberman, A., Cuervo, S., Depine, G., Sylwan, C., Guerberoff, D., De la Cal, H., Alonso, S., Suriano, J., Ambrosio, A. y Lanusse Noguera, I. 2016. 'Co-opetition': A game-changing synergy among operators: A case delivering a Rosetta stone for the Vaca Muerta stratigraphy (Argentina). En: Unconventional Resources Technology Conference (URTeC), San Antonio: 1-3.

González Tomassini, F.G., Smith, T., Rodríguez, M.J., Kietzmann, D.A., Jausoro, I., Floridia, M.A., Cipollone, M., Caneiro, A., Epele, B., Santillán, N., Medina, F. y Sagasti, G. 2019. Semi-Quantitative SEM Analysis of the Vaca Muerta Formation and Its impact on Reservoir Characterization, Neuquén Basin, Argentina. Society of Exploration Geophysicists Global Meeting: 3175-3188, Colorado.

Groeber, P. 1933. Descripción de la Hoja 31 c “Confluencia de los ríos Grande y Barrancas”. Dirección de Minas y Geología, Boletín 38, 72 p., Buenos Aires.

Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1 (3): 177-208.

Groeber, P. 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2(2): 141-177.

Groeber, P. 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del Meridiano 70.3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2(4): 347-433.

Groeber, P. 1947c. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.4. Hojas Bardas Blancas y Los Molles. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2(4): 409-433.

Groeber, P. 1953. Ándico. En: Groeber, P., Stipanicic, P.N. y Mingramm, A. (eds.), Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2: 349-351.

Gulisano, C.A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino, San Juan, 573-592.

Gulisano, C.A. y Pando, G.A. 1981. Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Sañicó, Departamento Collón Curá, Provincia de Neuquén. VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, 553-577.

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E. 1984. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, 221-235.

Gutiérrez Pliemling, A., Olea, G., Suárez, M. y Valenzuela, M. 2011. El Miembro Chorreado de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Neuquén, 175-180.

Haq, B.U., Hardenbol, J.A.N. y Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235 (4793): 1156-1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Ross, C.A., Posamentier, H., Van Wagoner, J. y Kendall., C.G.S.C. (eds.), Sea Level Changes — An Integrated Approach. SEPM Special Publication 42: 71-108.

Harms, J.C., Southard, J.B. y Walker, R.G. 1982. Structures and Sequences in Clastic Rocks. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists Short Course Nº 9, 249 p., Calgary.

Haslett, S.K. 1992. Rhaxellid sponge microscleres from the Portlandian of Dorset, UK. Geological Journal 27(4): 339-347.

Heezen, B.C. y Hollister, C.D. 1971. The Face of the Deep. Oxford University Press, 659 p., New York.

Heezen, B.C., Hollister, C.D. y Ruddiman, W.F. 1966. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. Science 152: 502-508.

Heslop, D., Dekkers, M.J., Kruiver, P.P. y Van Oorschot, I.H.M. 2002. Analysis of isothermal remanent magnetization acquisition curves using the expectation-maximization algorithm. Geophysical Journal International 148(1): 58-64.

Hess, H. 1972. Planktonic Crinoids of the Late Jurassic Age from Leg 11, Deep Sea Drilling Project. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 11: 631-643.

Hill, P.R. 1984. Facies and sequence analysis of Nova Scotian slope muds: turbidite vs “hemipelagic” deposition. En: Stow, D.A.V., y Piper, D.J.W. (eds.), Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies: Geological Society of London Special Publication 15: 311-318.

Hollister, C.D. 1967. Sediment distribution and deep circulation in the western North Atlantic. Columbia University, Tesis de doctorado, 467 p.

Hollister, C.D. y Heezen, B.C. 1972. Geologic effects of ocean bottom currents: Western North Atlantic. En: Gordon, A.L. (ed.), Studies in Physical Oceanography: 37-66.

Howell, J.A., Schwartz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2005. The Neuquén basin: an overview. Geological Society of London, Special Publications 252(1): 1-14.

Hrouda, F. 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. Geophysical surveys 5(1): 37-82.

Hrouda, F. 1994. A technique for the measurement of thermal changes of magnetic susceptibility of weakly magnetic rocks by the CS-2 apparatus and KLY-2 Kappabridge. Geophysical Journal International 118: 604-612.

Hrouda, F. 2004. Problems in interpreting AMS parameters in diamagnetic rocks. En: Martín-Hernández, F., Lüneburg, C.M., Aubourg, C. y Jackson, M. (eds.), Magnetic Fabric: Methods and Applications. Geological Society, London, Special Publications 238: 49-59.

Hrouda, F., Jelinek, V. y Zapletal, K. 1997. Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement. Geophysical Journal International 129(3): 715-719.

Hunt, D. y Tucker, M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: Deposition during base-level fall. Sedimentary Geology 81: 1-9.

Iglesia Llanos, M.P., Kietzmann, D.A., Kohan Martínez, M. y Palma, R.M. 2017. Magnetostratigraphy of the Upper Jurassic – Lower Cretaceous of Argentina: Implications for the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. Cretaceous Research 70: 189-208.

Iglesia Llanos, M.P., Kietzmann, D.A., Kohan Martínez, M. y Minisini, D. 2019. Magnetostratigraphy of a Middle Jurassic delta system (Lajas Formation), Portada Covunco section, southern Neuquén Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 94: 102235.

Ikehara, K., Usami, K., Kanamatsu, T., Arai, K., Yamaguchi, A. y Fukuchi, R. 2018. Spatial variability in sediment lithology and sedimentary processes along the Japan Trench: use of deep-sea turbidite records to reconstruct past large earthquakes. Geological Society, Special Publications 456(1): 75-89.

Insalaco, E. 1999. Facies and palaeoecology of Upper Jurassic (Middle Oxfordian) coral reefs in England. Facies 40: 81-99.

Insalaco, E., Hallam, A. y Rosen, B. 1997. Oxfordian (Upper Jurassic) coral reefs in Western Europe: reef types and conceptual depositional model. Sedimentology 44(4): 707-734.

Ivanov, V.V., Shapiro, G.I., Huthnance, J.M., Aleynik, D.L. y Golovin, P.N. 2004. Cascades of dense water around the world ocean. Progress in Oceanography 60: 47-98.

Ivanova, D.K. y Kietzmann, D.A. 2017. Calcareous dinoflasgellate cysts from the Tithonian – Valanginian Vaca Muerta Formation in the southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 77: 150-169.

James, N.P. 1983. Reef environment. En: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (eds.), Carbonate Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33: 345-462.

James, N.P. 1984. Shallowing-upward sequences in carbonates. En: Walker, R.G. (ed.), Facies models. Geological Association of Canda Reprint Series 2: 213-229.

James, N.P. y Wood, R. 2010. Reefs. En: James, P.N. y Dalrymple, R.W. (eds.), Facies Models 4. Geological Association of Canada: 421-448.

Jelinek, V. 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. Tectonophysics 79: 63-67.

Kerans, C. y Tinker, S.W. 1997. Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs. SEPM Short Course Notes 40, 130 p., Tulsa.

Kershaw, S. 1994. Classification and geological significance of biostromes. Facies 31(1): 81-92.

Kietzmann, D.A. 2011. Análisis sedimentológico y cicloestratigráfico de una sucesión orbitalmente controlada (Formación Vaca Muerta) en el límite Jurásico – Cretácico de la cuenca Neuquina surmendocina. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis de doctorado, 584 p.

Kietzmann, D.A. 2017. Chitinoidellids from the Early Tithonian – Early Valanginian Vaca Muerta Formation in the Northern Neuquén Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 76: 152-164.

Kietzmann, D.A. y Vennari, V.V. 2008. Facies, ambiente depositacional y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano inferior – Berriasiano superior) en el área del cerro Domuyo, Neuquén. XVII Congreso Geológico Argentino, San Salvador de Jujuy, 773-774.

Kietzmann, D.A. y Palma, R.M. 2009a. Tafofacies y biofacies de la Formación Vaca Muerta en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina: implicancias paleoecológicas, sedimentológicas y estratigráficas. Ameghiniana 46(2): 321-343.

Kietzmann, D.A. y Palma, R.M. 2009b. Microcrinoideos saccocómidos en el Tithoniano de la Cuenca Neuquina: ¿Una presencia inesperada fuera de la región del Tethys? Ameghiniana 46(4): 695-700.

Kietzmann, D.A. y Palma, R.M. 2010. Primer registro de microcoprolitos de crustáceos de la Cuenca Neuquina: el icnogénero Palaxius en el Tithoniano de la Formación Vaca Muerta, Mendoza. Ameghiniana 47(2): 257-261.

Kietzmann, D.A. y Palma, R.M. 2011. Las tempestitas peloidales de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Valanginiano) en el sector surmendocino de la Cuenca Neuquina, Argentina. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 18(2): 121-149.

Kietzmann, D.A. y Vennari, V.V. 2013. Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. Andean Geology 40(1): 41-65.

Kietzmann, D.A. y Palma, R.M. 2014. Early Cretaceous crustacean microcoprolites from Sierra de la Cara Cura, Neuquén Basin, Argentina: Taphonomy, environmental distribution, and stratigraphic correlation. Cretaceous Research 49: 214-228.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M. y Bressan, G.S. 2008. Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del arroyo Loncoche – Malargüe, provincia de Mendoza. Revista Asociación Geológica Argentina 63(4): 696-713.

Kietzmann, D.A., Blau, J., Fernández, D.E. y Palma, R.M. 2010. Crustacean microcoprolites from the Upper Jurassic - Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina: Systematics and biostratigraphic implications. Paleontologica Polonica 55(2): 277-284.

Kietzmann, D.A., Blau, J., Riccardi, A.C., y Palma, R.M. 2011a. An interesting finding of chitinoidellids (Clapionellidea Bonet) in the Jurassic-Cretaceous boundary of the Neuquén Basin. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, 1480-1481.

Kietzmann, D.A., Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., López-Gómez, J., Lescano, M. y Concheyro, A. 2011b. Evidence of precessional and eccentricity orbital cycles in a Tithonian source rock: the mid-outer carbonate ramp of the Vaca Muerta Formation, Northerns Neuquén Basin, Argentina. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 95(9): 1459-1474.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín-Chivelet, J. y López-Gómez, J. 2014a. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation):

a misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina. Sedimentary geology 302: 64-86.

Kietzmann, D.A., Ambrosio, A., Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V.V., Aguirre-Urreta, M.B., Depine, G. y Repol, D. 2014b. Variaciones de facies de las secuencias basales de la Formación Vaca Muerta en su localidad tipo (Sierra de la Vaca Muerta), Cuenca Neuquina. En: IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 299-317.

Kietzmann, D.A., Ambrosio, A.L., Suriano, J., Alonso, S., Vennari, V., Aguirre-Urreta, B., Depine, G. y Repol, D. 2014c. Análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco en el área de Chos Malal, Cuenca Neuquina. En: Cruz, C.E. y Fantín, F. (eds.), IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 269-288.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M. e Iglesia Llanos, M.P. 2015. Cyclostratigraphy of an orbitallydriven Tithonian–Valanginian carbonate ramp succession, Southern Mendoza, Argentina: Implications for the Jurassic–Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. Sedimentary Geology 315: 29-46.

Kietzmann, D.A., Ambrosio, A.L., Suriano, J., Alonso, M.S., Tomassini, F.G., Depine, G. y Repol, D. 2016. The Vaca Muerta-Quintuco system (Tithonian-Valanginian) in the Neuquén Basin, Argentina: A view from the outcrops in the Chos Malal fold and thrust belt. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 100: 743-771.

Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., Ivanova, D.K., Kohan Martínez, M. y Ruffo Rey, L. 2017. Multidisciplinary chronostratigraphic calibration of the Jurassic - Cretaceous transition in the Neuquén Basin: XX Congreso Geológico Argentino, Simposio 5: Geología de la Formación Vaca Muerta, San Miguel de Tucumán, 72-76.

Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P. y Kohan Martínez, M. 2018. Astronomical calibration of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous in the Neuquén Basin, Argentina: a contribution from the Southern Hemisphere to the Geologic Time Scale. En: Montenari, M. (ed.), Stratigraphy & Time Scales 3. Cyclostratigraphy and Astrochronology: 327-355.

Kietzmann, D.A., González Tomassini, F. y Smith, T. 2020. Grain association, petrography, and lithofacies. En: Minisini, D., Fantín, M., Lanusse Noguera, I. y Leanza, H.A. (eds.), Integrated geology of unconventionals: The case of the Vaca Muerta play, Argentina. American Association of Petroleum geologists, Memoir 121: 267-296.

Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., Palacio, J.P. y Sturlesi, M.A. 2021a. Facies analysis and stratigraphy across the Jurassic-Cretaceous boundary in a new basinal Tithonian-Berriasian section of the Vaca Muerta Formation, Las Tapaderas, Southern Mendoza Andes, Argentina. Journal of South American Earth and Sciences 109: 103267.

Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., González Tomassini, F., Lanusse Noguera, I., Vallejo, D. y Reijenstein, H. 2021b. Upper Jurassic – Lower Cretaceous calpionellid zones in the Neuquén Basin (Southern Andes, Argentina): correlation with ammonite zones and biostratigraphic synthesis. Cretaceous Research 127: 104950.

Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P. e Iovino, F. 2023a. Tithonian-Berriasian calcisphere (calcareous dinoflagellate cysts) zones in the Neuquén Basin, Argentina: correlation between Southern Andes and Tethyan regions. Gebruder Borntraeger, Newsletters On Stratigraphy: 157-185.

Kietzmann, D.A., Mescuea, J.F., Iglesia Llanos, M.P., Litvak, V.D., Luci, L., Fernández, D.L. y Bressan, G.S. 2023b. Preface to new insights into the geology of the Neuquén basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 129: 104487.

Kohan Martínez, M. 2022. Magnetoestratigrafía y cicloestratigrafía de magnetismo de rocas de la Formación Vaca Muerta (Jurásico Superior – Cretácico Inferior), Cuenca Neuquina. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis de doctorado, 324 p.

Kohan Martínez, M., Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., Leanza, H.A. y Luppo, T. 2018. Magnetostratigraphy and cyclostratigraphy of the Tithonian Interval from the Vaca Muerta Formation, southern Neuquén Basin, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 85: 267-296.

Kordi, M., Morad, S., Turner, B. y Salem, A.M. 2017. Sequence stratigraphic controls on formation of dolomite: Insights from the Carboniferous Um Bogma Formation, Sinai-Egypt. Journal of Petroleum Science and Engineering 149: 531-539.

Krim, N., Bonnel, C., Tribovillard, N., Imbert, P., Aubourg, C., Riboulleau, A., Bout-Roumazeilles, V., Hoareau, G. y Fasentieux, B. 2017. Paleoenvironmental evolution of the southern Neuquén basin (Argentina) during the Tithonian-Berriasian (Vaca Muerta and Picún Leufú Formations): a multi-proxy approach. Bulletin de la Société géologique de France 188(34): 1-33.

Krim, N., Tribovillard, N., Riboulleau, A., Bout-Roumazeilles, V., Bonnel, C., Imbert, P., Aubourg, C., Hoareau, G. y Fasentieux, B. 2019. Reconstruction of palaeoenvironmental conditions of the Vaca Muerta Formation in the southern part of the Neuquén Basin (Tithonian – Valanginian): Evidences of initial short-lived development anoxia. Marine and Petroleum Geology 103: 176-201.

Kuhnt, W., Holbourn, A., Gale, A., Chellai, E.H. y Kennedy, W.J. 2009. Cenomanian sequence stratigraphy and sea-level fluctuations in the Tarfaya Basin (SW Morocco). Geological Society of America Bulletin 121(11-12): 1695-1710.

Lanza, R. y Meloni, A. 2006. The Earth's magnetic field. Berlín: Springer, 66 p.

Lane-Serff, G. 2001. Overflows and cascades. En: Steele, J.H. (ed.), Encyclopedia of ocean sciences. Academic Press: 2058-2066.

Lazo, D.G. 2004. Análisis de concentraciones fósiles del Cretácico Inferior de Cuenca Neuquina. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis de doctorado, 337 p.

Lazo, D.G., Cichowolski, M., Rodríguez, D.L. y Aguirre-Urreta, M.B. 2005. Lithofacies, palaeoecology and plaeoenvironments of the Agrio Formation, Lower Cretaceous of the Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), The Neuquén Basin, Argentina: a case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society, London, Special Publications 252: 295-315.

Leanza, A.F. 1945. Ammonites del Jurásico superior y del Cretáceo inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza (Vol. 1). s.l.

Leanza, A.F. 1947. Upper Limit of the Jurassic System. Geological Society of America Bulletin 58: 833-842.

Leanza, A.F. 1972. Andes patagónicos australes. Geología regional argentina: 689-706.

Leanza, H.A. 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico - Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 28 (2): 97-132.

Leanza, H.A. 1980. The Lower and Middle Tithonian Ammonite fauna from Cerro Lotena, Province of Neuquén, Argentina. s.l.

Leanza, H.A. 1981. Las faunas de amonites del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. En: Volkheimer, W. y Musacchio, E.A. (eds.), Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur 2: 559-597, Buenos Aires.

Leanza, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45 (3-4): 272-299.

Leanza, H. A. 1993. Jurassic and Cretaceous trigoniid bivalves from west central Argentina. Bulletins of American Paleontology. Ithaca 105: 1-95.

Leanza, H.A. 1996. Advances in the ammonite zonation around the Jurassic/Cretaceous boundary in the Andean Realm and correlation with Tethys. Jost Wiedmann Symposium: 215-219, Tübingen.

Leanza, H.A. 2003. Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico Inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas, Geología 2: 1-31.

Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 11(2): 145-184.

Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1977. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35 y 40 ls Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 32(4): 248-264.

Leanza, H.A. y Zeiss, A. 1990. Upper Jurassic lithographic limestones from Argentina (Neuquén Basin): stratigraphy and fossils. Facies 22(1): 169-185.

Leanza, H. y Zeiss, A. 1992. On the ammonite fauna of the Lithographic Limestones from the Zapala region (Neuquén province, Argentina), with the description of a new genus. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie 1(6): 1841-1850.

Leanza, H.A. y Zeiss, A. 1994. “The lithographic limestones” of Zapala (Central Argentina) and their ammonite fauna. Geobios 27: 245-250.

Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3939-III, Picún Leufú, Geología. Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Boletín 218: 1-135.

Leanza, H.A. y Hugo, C.A. 2005. Hoja Geológica 3769-31, Chorriaca, Geología. Programa Nacional de Cartas Geológicas a escala 1:100.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, Boletín 354: 1-93.

Leanza, H.A., Marchese, H.G. y Riggi, J.C. 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los Paralelos 35º y 40º ls Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 32(3): 190-208.

Leanza, H.A., Hugo, C., Herrero, J.C., Donnari, E. y Pucci, J.C. 1997. Picún Leufú. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina 1:250.000. Hoja Geológica 3969-III. Provincias de Neuquén y Río Negro. Buenos Aires, 135 p.

Leanza, H.A., Hugo, C.A. y Repol, D. 2001. Descripción de la Hoja Geológica 3969-I, Zapala. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 275: 1-128.

Leanza, H.A., Repol, D., Sruoga P. y Salvarredy Aranguren, M. 2002. Nuevas unidades estratigráficas del Mesozoico y Cenozoico de la comarca de Huncal, provincia del Neuquén, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, El Calafate, 619-624.

Leanza, H.A., Hugo, C.A., Repol, D. y Salvarredy Aranguren, M. 2003. Miembro Huncal (Berriasiano Inferior): un episodio turbidítico en la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 58(2): 248-254.

Leanza, H.A., Sattler, F., Martínez, R.S. y Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y Equivalentes (Jurásico Tardío - Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, Neuquén. Asociación Geológica Argentina: 113-129.

Leanza, H.A., Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P. y Kohan Martínez, M.P. 2020a. Stratigraphic context, cyclostratigraphy, and magnetostratigraphy of the Vaca Muerta Formation. En: Minisini, D., Fantín, M., Lanusse, I., y Leanza, H.A. (eds.), Integrated Geology of Unconventionals: the case of the Vaca Muerta Play, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121: 39-60.

Leanza, H.A., Vennari, V.V., Aguirre-Urreta, M.B., Concheyro, A., Lescano, M., Ivanova, D., Kietzmann, D.A., López-Martínez, R., Martz, P.A., Paolillo, M.A., Guler, M.V., Pujana, I. y Paz, M. 2020b. Relevant marine paleobiological markers of the Vaca Muerta Formation. En: Minisini, D., Fantín, M., Lanusse, I., and Leanza, H.A. (eds.), Integrated Geology of Unconventionals: the case of the Vaca Muerta Play, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121: 61-98.

Leanza, H.A., Giacosa, R., Hernández, M., Hernando, I., Turienzo, M., Rosas, M., Sánchez, N., Lebinson, F., Danieli, J.C., Barrionuevo, M., Garrido, A., Rodríguez, M.F. y Asato, C.G. 2024. Hoja Geológica 3769-III Chos Malal. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 454: 1-141.

Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Cristallini, E., Araujo, V. y Dimieri, L. 2020. Kinematics of a backthrust system in the Agrio fold and thrust belt, Argentina: Insights from structural analysis and analogue models. Journal of South American Earth Sciences 100: 102594.

Legarreta, L. 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior). Provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Tesis de doctorado, 247 p.

Legarreta, L. 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, 1-20.

Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior – Terciario Inferior, Argentina). En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (eds.), Cuencas Sedimentarias Argentinas, Simposio de Cuencas Sedimentarias Argentinas. X Congreso Geológico Argentino, Tucumán, 221-243.

Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991. Jurassic-marine oscillations and geometry of Back-arc basin fill, central Argentine Andes. Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-Level Changes at Active Margins: 429-450.

Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in west central Argentina: Stratal patterns, sequences, and paleogeographic evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 120: 303-330.

Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. Geología Argentina. En: Caminos, R. (ed.), Instituto de Geología y Recursos Minerales. SEGEMAR. Buenos Aires. Anales 29: 399-432.

Legarreta, L. y Villar, H.J. 2015. The Vaca Muerta Formation (Late Jurassic - Early Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina: Sequences, Facies and Source Rock Characteristics. En: Unconventional Resources Technology Conference: 1-15, San Antonio.

Liu, B., Saito, Y., Yamazaki, T., Abdeldayem, A., Oda, H., Hori, K. y Zhao, Q. 2001. Paleocurrent analysis for the Late Pleistocene-Holocene incised-valley fill of the Yangtze delta, China by using anisotropy of magnetic susceptibility data. Marine Geology 176(1-4): 175-189.

Liu, Q., Yu, Y., Deng, C., Pan, Y. y Zhu, R. 2005. Enhancing weak magnetic fabrics using field-impressed anisotropy: application to the Chinese loess. Geophysical Journal International 162(2): 381-389.

Llambías, E.J., Leanza, H.A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37º05'S – 37º15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62: 217-235.

Llambías, E.J. y Sato, A.M. 2011. Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Neuquén, 53-62.

Longman, M.W. 1980. Carbonate diagenetic textures from near surface diagenetic environments. American Association Petroleum Geologists Bulletin 64: 461-487.

López-Martínez, R., Aguirre-Urreta, M.B., Lescano, M., Concheyro, A., Vennari, V.V. y Ramos, V.A. 2017. Tethyan calpionellids in the Neuquén Basin (Argentina Andes), their significance in defining the Jurassic/Cretaceous boundary and pathways for Tethyan-Eastern Pacific connections. Journal of South American Earth Sciences 78: 116-125.

Lorenzoni, L., Thunell, R.C., Benítez-Nelson, C.R., Hollander, D., Martínez, N., Tappa, E., Varela, R., Astor, Y. y Muller-Karger, F.E. 2009. The importance of subsurface nepheloid layers in transport and delivery

of sediments to the eastern Cariaco Basin, Venezuela. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 56(12): 2249-2262.

Lovell, J.P.B. y Stow, D.A.V. 1981. Identification of ancient sandy contourites. Geology 9(8): 347-349.

Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Research 52(1): 279-297.

Lykousis, V., Roussakis, G. y Sakellariou, D., 2009. Slope failures and stability analysis of shallow water prodeltas in the active margin of Western Greece, northeastern Mediterranean Sea. International Journal of Earth Sciences 98: 807-822.

Maceachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K. y Bann, K.L. 2007. The ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective. En: Miller, W. (ed.), Trace Fossils, Concepts, Problems, Prospects. Elsevier: 50-75.

Maceachern, J.A. y Bann, K.L. 2020. The Phycosiphon Ichnofacies and the Rosselia Ichnofacies: Two new ichnofacies for marine deltaic environments. Journal of Sedimentary Research 90(8): 855-886.

Macquaker, J.H.S., Taylor, K.G. y Gawthorpe, R.L. 2007. High-resolution facies analysis of mudstones: implications for paleoenvironmental and sequence-stratigraphic interpretations of offshore ancient mud-dominated successions. Journal of Sedimentary Research 77(4): 324-339.

Macquaker, J.H., Bentley, S.J. y Bohacs, K.M. 2010. Wave-enhanced sediment-gravity flows and mud dispersal across continental shelves: Reappraising sediment transport processes operating in ancient mudstone successions. Geology 38(10): 947-950.

Mahjabin, T., Pattiaratchi, C. y Hetzel, Y. 2019a. Wind effects on dense shelf water cascades in south-west Australia. Continental Shelf Research 189: 103975.

Mahjabin, T., Pattiaratchi, C., Hetzel, Y. y Janekovic, I. 2019b. Spatial and temporal variability of dense shelf water cascades along the Rottnest continental shelf in southwest Australia. Journal of Marine Science and Engineering 7: 30.

Mahjabin, T., Pattiaratchi, C. y Hetzel, Y. 2020. Occurrence and seasonal variability of Dense Shelf Water Cascades along Australian continental shelves. Scientific Reports 10: 9732.

Marani, M., Argnani, A., Roveri, M. y Trincardi, F. 1993. Sediment drifts and erosional surfaces in the central Mediterranean: seismic evidence of bottom-current activity. Sedimentary Geology 82: 207-220.

Marchese, H.G. 1971. Litoestratigrafía y variaciones litofaciales de las sedimentitas mesozoicas de la Cuenca Neuquina, Prov. De Neuquén, Rep. Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 36: 343-410.

Martín-Hernández, F. e Hirt, A.M. 2001. Separationofferrimagnetic and paramagnetic anisotropies using a high-field torsion magnetometer. Tectonophysics 337: 209-221.

Martín-Hernández, F. y Ferré, E.C. 2007. Separation of paramagnetic and ferrimagnetic anisotropies: A review. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 112 (B03105).

Massaferro, J.L., Zeller, M., Giunta, D.L., Sagasti, G. y Eberli, G.P. 2013. The Vaca Muerta – Quintuco Mixed System: a Regional Outcrop to Subsurface Overview. Association of American Petroleum Geologists, Annual Convention and Exhibition, Pittsburgh, Pensilvania.

Massaferro, J.L., Zeller, M., Giunta, D.L., Sagasti, G. y Eberli, G.P. 2014. Evolución del sistema mixto Tithoniano – Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y equivalentes) a partir de estudios de afloramiento y subsuelo, centro-sur de la Cuenca Neuquina. En: Galeazzi, S., González, G., Santiago, M., García, D., Maschio, L. González, R. y Ramírez Martínez, J. (eds.), Simposio de Recursos No Convencionales: IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 251-274.

Maxbauer, D.P., Feinberg, J.M. y Fox, D.L. 2016. MAX UnMix: A web application for unmixing magnetic coercivity distributions. Computers and Geosciences 95: 140-145.

Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Science Reviews 22(4): 261-308.

Miall, A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits. Springer-Verlag, 582 p., New York.

Miller, D.J. y Eriksson, K.A. 1997. Late Mississippian prodeltaic rhythmites in the Appalachian Basin; a hierarchichal record of tidal and climatic periodicities. Journal of Sedimentary Research 67(4): 653-660.

Minisini, D., Fryklund, B. Gerali, F. y Fantín, M. 2020a. The First Economical Unconventional Play Outside North America: Context, History, and “Coopetition”. En: Minisini, D., Fantín, M., Lanussse, I. y Leanza, H.A. (eds.), Integrated geology of unconventionals: The case of the Vaca Muerta play, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121. 1-24.

Minisini, D., Desjardins, P., Otharán, G., Paz, M., Kietzmann, D., Eberli, G., Zavala, C., Simo, T., Macquaker, J.H. y Heine, C. 2020b. Sedimentology, depositional model, and implications for reservoir quality. En: Minisini, D., Fantín, M., Lanusse, I. y Leanza, H.A. (eds.), Integrated geology of unconventionals: The case of the Vaca Muerta play, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121. 201-236.

Mitchum, R.M. y Uliana., M.A. 1982. Estratigrafía sísmica de las Formaciones Loma Montosa, Quintuco y Vaca Muerta, Jurásico superior y Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina, República Argentina. I Congreso Nacional de Hidrocarburos, petróleo y gas, Buenos Aires, 439-484.

Mitchum, R.M. y Uliana, M.A. 1985. Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic-Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En: Berg, O. y Woolverton, D. (eds.), Seismic Stratigraphy II: an Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39: 255-274.

Moffat, H.A. y Bottjer, D.J. 1999. Echinoid concentration beds: two examples from the stratigraphic spectrum. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 149(1-4): 329-348.

Monaco, P. 1992. Hummocky cross-stratified deposits and turbidites in some sequences of the Umbria-Marche area (central Italy) during the Toarcian. Sedimentary Geology 77(1): 123-142.

Morrow, D.W. 1990. Dolomite-Part 2: Dolomitization models and ancient dolostones. Geoscience Canada Reprint Series 4: 125-139.

Mosquera, A. y Ramos, V.A. 2006. Interplate deformation in the Neuquén Embayment. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.), Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35º-39ºS lat). Geological Society of America Special Paper 407: 97-123.

Mulder, T. y Alexander, J. 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48(2): 269-299.

Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugéres, J. C. y Savoye, B. 2003. Marine hyperpycnal flows: Initiation, behavior and related deposits. A review. Marine and Petroleum Geology 20(6-8): 861-882.

Mulder, T., Razin, P. y Faugères, J.C. 2009. Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). Sedimentology 56(4): 997-1015.

Munnecke, A., Wright, V.P. y Nohl, T. 2023. The origins and transformation of carbonate mud during early marine burial diagenesis and the fate of aragonite: a stratigraphic sedimentological perspective. Earth-Science Reviews 239: 104366.

Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D. y Cavanna, G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Marine and Petroleum Geology 20(6-8): 733-755.

Myrow, P.M. 1992. Bypass-zone tempestite facies model and proximality trends for an ancient muddy shoreline and shelf. Journal of Sedimentary research 62(1): 99-115.

Myrow, P.M., Fisher, W. y Goodge, J.W. 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. Journal of Sedimentary Research 72: 641-656.

Myrow, P.M., Lukens, C., Lamb, M.P., Houck, K. y Strauss, J. 2008. Dynamics of a transgressive prodeltaic system: Implications for geology and climate within a Pannsylvanian intracratonic basin, Colorado, USA. Journal of Sedimentary Research 78(8): 512-528.

Nagata, T. 1961. Rock Magnetism. Maruzen Company Ltd., Tokyo, 350 p.

Naipauer, M., Morabito, E.G., Marques, J.C., Tunik, M., Vera, E.A.R., Vujovich, G., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2012. Interplate Late Jurassic deformation and exhumation in western central Argentina: Constraints from surface data and U-Pb detrital zircon ages. Tectonophysics 524: 59-75.

Naipauer, M., Tunik, M., Marques, J.C., Rojas Vera, E.A., Vujovich, G.I., Pimentel, M.M. y Ramos, V.A. 2014. U-Pb detrital zircon ages of Upper Jurassic continental successions: implications for the provenance and absolute age of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquen Basin. En: Sepulveda, S., Giambiagi, L., Pinto, L., Moreiras, S., Tunik, M., Hoke, G. y Farías, M. (eds.), Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina. Geological Society of London, Special Publications 399: 557-564.

Naipauer, M., Lescano, M., Zavala, C., Aguirre-Urreta, M.B., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2015. Estudio multidisciplinario en la Formación Vaca Muerta: ambiente de sedimentación, bioestratigrafía,

edades U-Pb en circones y áreas de proveniencia del Miembro Huncal: XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, 755-758.

Naipauer, M., Comerio, M., Lescano, M.A., Vennari, V.V., Aguirre-Urreta, B., Pimentel, M.M. y Ramos, V.A. 2020. The Huncal Member of the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin of Argentina: Insight into biostratigraphy, structure, U-Pb detrital zircon ages and provenance. Journal of South American Earth Sciences 100: 102567.

Nordberg, K., Gustafsson, M. y Krantz, A.L. 2000. Decreasing oxygen concentrations in the Gullmar Fjord, Sweden, as confirmed by benthic foraminifera, and the possible association with NAO. Journal of Marine Systems 23: 303-316.

Nordberg, K., Filipsson, H.L., Gustafsson, M., Harland, R. y Roos, P. 2001. Climate, hydrographic variations and marine benthic hypoxia in Koljö Fjord. Sweden Journal of Sea Research 46: 187-200.

Novak, B., Housen, B., Kitamura, Y., Kanamatsu, T. y Kawamura, K. 2014. Magnetic fabric analyses as a method for determining sediment transport and deposition in deep sea sediments. Marine Geology 356: 19-30.

Nummedal, D., Clifton, H.E., Abreu, V., Bati, Z., Demchik, T., Fornaciari, M., Riley, G., Narimanov, A.A., Sayili, A., Stein, J., van Niewenhouse, D., Williams, E.V. y Witmer, R.J. 2000. Sedimentological response to climate cycles during the Pliocene of the south Caspian Basin. American Association of Petroleum Geologists Regional International Conference, 223 p., Istanbul.

Nye, J.F. 1957. The Physical Properties of Crystals. Oxford: Clarendon Press.

Otharán, G. 2020. Sedimentología y análisis de facies de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano – Valanginiano), Cuenca Neuquina. El rol de los flujos de fango en la depositación de espesas sucesiones pelíticas. Universidad Nacional del Sur, Tesis de doctorado, 422 p.

Otharán, G., Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A., Marchal, D. y Kölher, G. 2020. Facies analysis of organic-rich fluid mud Flow deposits. The lower section of the Vaca Muerta Formation (Tithonian) at basinal positions, Neuquén Basin, Argentina. Andean Geology 47: 384-417.

Otharán, G., Zavala, C., Schieber, J., Olivera, D., Martínez, M., Díaz, P., Yawar, Z. y Agüero, L. 2022. Unravelling the fabrics preserved inside early diagenetic concretions: Insights for the distribution,

accumulation and preservation of organic-rich mud in the interior of epicontinental basins. Sedimentary Geology 440: 106254.

Palanques, A., de Madron, X.D., Puig, P., Fabres, J., Guillén, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S. y Bonnin, J. 2006. Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. Marine Geology 234(1-4): 43-61.

Pangaro, F., Maretto, H. y Pianelli, L. 2002. Abultamiento carbonáticos de la Formación Quintuco en el área de rincón del mangrullo, Cuenca Neuquina, Argentina. Un nuevo objetivo exploratorio? V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata.

Parada, M.N. 2019. Análisis sedimentológico e icnológico de la sección basal de la Formación Picún Leufú (Tithoniano-Berriasiano) en su localidad tipo, Cuenca neuquina, Argentina. Universidad Nacional de Río Negro, General Roca, Trabajo Final de Grado, 48 p.

Parent, H., Garrido, A.C., Schweigert, G. y Scherzinger, A. 2011. The Tithonian ammonite fauna and stratigraphy of Picún Leufú, southern Neuquén Basin. Argentina. Revue de Paléobiologie 30(1): 45-104.

Parés, J.M. 2015. Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. Frontiers in Earth Science 3, 4: 1-13.

Parés, J.M. y Dinarés-Turell, J. 1993. Magnetic fabric in two sedimentary rock-types from the Southern Pyrenees. Journal of geomagnetism and geoelectricity 45(2): 193-205.

Parés, J.M. y van der Pluijm, B.A. 2002. Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks. Tectonophysics 350(4): 283-298.

Parés, J. M., van der Pluijm, B.A. y Dinarès-Turell, J. 1999. Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain). Tectonophysics 307: 1-14.

Parés, J.M., Hassold, N.J.C., Rea, D.K. y van der Pluijm, B.A. 2007. Paleocurrent directions from paleomagnetic reorientation of magnetic fabrics in deep-sea sediments at the Antactic Peninsula Pacific margin (ODP Sites 1095, 1101). Marine Geology 242(4): 261-269.

Park, M.E., Cho, H., Son, M. y Sohn, Y.K. 2013. Depositional processes, peloflow patterns, and evolution of a Miocene gravelly fan-delta system in SE Korea constrained by anisotropy of magnetic susceptibility analysis of interbedded mudrocks. Marine and Petroleum Geology 48: 206-223.

Parker, G. 1965. Relevamiento geológico escala 1:100.00 – Hoja 4169-3, I.G.M. Lonco Vaca. Provincia de Río Negro. YPF (inédito), Buenos Aires.

Parsons, J.D., Friedrichs, C.T., Traykovski, P.A., Mohrig, D., Imran, J., Syvitski, J.P.M., Parker, G., Puig, P., Buttles, J.L. y García, M.H. 2007. The mechanics of marine sediment gravity flows. En: Nittrouer, C., Austin, J., Field, M., Kravitz, J., Syvitski, J. y Wiberg, P. (eds.), Continental margin sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy. International Association of Sedimentologists Number 37: 275-334.

Pattiaratchi, C., Hollings, B., Woo, M. y Welhena, T. 2011. Dense shelf water formation along the south-west Australian inner shelf. Geophysical Research Letters 38: 10.

Paz, M., Ponce, J.J., Carmona, N.B., Mángano, M.G. y Buatois, L.A. 2018a. The Upper Jurassic Vaca Muerta basal deposits in the Picún Leufú area, Neuquén Basin: Evidence of a rapid transgression. 16° Reunión Argentina de Sedimentaología Actas: 176, General Roca.

Paz, M., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Carmona, N.B., Desjardins, P., Reijenstein, H. y González Tomassini, F. 2018b. Bottom currents in the Jurassic-Cretaceous Vaca Muerta Formation black shales (Argentina): An example of benthos response to oxygen delivery in oxygen-deficient environments. Advances in Shale sedimentology and Stratigraphy. 20° International Sedimentological Congress, Quebec.

Paz, M., Ponce, J.J., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Carmona, N.B., Pereira, E. y Desjardins, P.R. 2019. Bottomset and foreset sedimentary processes in the mixed carbonate-siliciclastic Upper Jurassic-Lower Cretaceous Vaca Muerta Formation, Picún Leufú Area, Argentina. Sedimentary Geology 389: 161-185.

Paz, M., Ponce, J.J., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Carmona, N.B., Wetzel, A., Pereira, E. y Rodríguez, M.N. 2021. The Vaca Muerta transgression (Upper Jurassic), Neuquén Basin, Argentina: Insights into the evolution and timing of aeolian-marine transitions. Sedimentology 68(6): 2732-2764.

Paz, M., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Desjardins, P.R., Notta, R., Tomassini, F.G., Carmona, N.B. y Minisini, D. 2022a. Organic-rich, fine-grained contourites in an epicontinental basin: The Upper Jurassic-Lower Cretaceous Vaca Muerta Formation, Argentina. Marine and Petroleum Geology 142: 105757.

Paz, M., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Desjardins, P.R., Notta, R., Tomassini, F.G. y Carmona, N.B. 2022b. Ichnology of muddy shallow-water contourites from the Upper Jurassic – Lower Cretaceous Vaca Muerta Formation, Argentina: implications for trace-fossil models. Palaios 37(5): 201-218.

Paz, M., Buatois, L.A., Mángano, M.G., Desjardins, P.R., Rodríguez, M.N., Ponce, J.J., Minisini, D., González Tomassini, F., Pereira, E., Carmona, N.B., Fantín, M. y Vallejo, M.D. 2023. Basin circulation affecting sediment partitioning in a fine-grained carbonate-siliciclastic, subaqueous clinoform: the Upper Jurassic – Lower Cretaceous Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. Journal of the Geological Society 180: 1-22.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. y Siever, R. 1987. Sand and sandstones. Springer-Verlag, 618 p., New York.

Plink-Björklund, P. y Steel, R. 2002. Sea-level fall below the shelf edge, without basin-floor fans. Geology 30(2): 115-118.

Plint, A.G. 2014. Mud dispersal across a Cretaceous prodelta: Storm-generated, wave enhanced sediment gravity flows inferred from mudstone microtexture and microfacies. Sedimentology 61(3): 609-647.

Plint, A.G., Tyagi, A., Hay, M.J., Varban, B.L., Zhang, H. y Roca, X. 2009. Clinoforms, paleobathymetry, and mud dispersal across the Western Canada Cretaceous foreland basin: evidence from the Cenomanian Dunvegan Formation and contiguous strata. Journal of Sedimentary Research 79(3): 144-161.

Plint, A.G., MacQuaker, J.H.S. y Varban, B.L. 2012. Bedload transport of mud across a wide, storm-influenced ramp: Cenomanian-Turonian Kaskapau Formation, Western Canada Foreland Basin. Journal of Sedimentary Research 82(11): 801-822.

Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P. y Bádenas, B. 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. Earth-Science Reviews 111: 56-81.

Ponce, J.J., Olivero, E.B., Martinioni, D.R. y López Cabrera, 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. y Melchor, R.N. (eds.), Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology. SEPM Special Publication 88: 253-266.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T. y Vail, P.R. 1988. Eustatic control son clastic deposition I – Conceptual framework. En: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H.W., Ross, C.A. y Van Wagoner, J.C. (eds.), Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 109-124.

Posamentier, H.W., Allen, G.P. y James, D.P. 1992. High resolution sequence stratigraphy – the East Coulee Delta, Alberta. Journal of Sedimentary Petrology 62(2): 310-317.

Postma, H. 1969. Suspended matter in the marine environment. En: Morning Review: Lectures of the Second International Oceanographic Congress, Moscow: 213-219.

Prave, A.R. y Duke, W.L. 1990. Small-scale hummocky cross-stratification in turbidites; a form of antidunes stratification. Sedimentology 37: 531-539.

Price, G.D., Fozy, I. y Pálfy, J. 2016. Carbon cycle history through the Jurassic – Cretaceous boundary: A new global δ13C stack. Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology 451: 46-61.

Pufahl, P.K. y James, N.P. 2006. Monospecific Pliocene oyster buildups, Murray Basin, South Australia: brackish water end member of the reef spectrum. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 233(1-2): 11-33.

Quatrocchio, M.E., Sarjeant, W.A.S. y Volkheimer, W. 1996. Marine and terrestrial Jurassic microfloras of the Neuquén Basin (Argentina): palynological zonation. Retrospective Collection. Vol. 19.

Ramos, V.A. 1988. La estructura de la Cordillera Patagónica (47-49 S) de Argentina y Chile. En: V Congreso Geológico Chileno, Santiago de Chile, 101-114.

Ramos, V.A. 1996. Evolución tectónica de la alta cordillera de San Juan y Mendoza. En: Ramos, V.A. (ed.), Geología de la región del Aconcagua. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación. Anales 24(16): 447-460.

Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: Caminos, R. (ed.), Geología Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino. Anales 29: 41-96.

Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constrains derived from the magmatic arc and foreland deformation. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics: London, Geological Society Special Publication 252: 15-35.

Ramos, V.A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011. Las provincias geológicas del Neuquén. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Neuquén, 317-326.

Rebesco, M., Hernández-Molina, F. J., Van Rooij, D. y Wåhlin, A. 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. Marine Geology 352: 111-154.

Rees, A.I. 1965. The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric 1. Sedimentology 4(4): 257-271.

Rees, A.I. 1968. The production of preferred orientation in a concentrated dispersion of elongated and flattened grains. Journal of Geology 76(4): 457-465.

Rees, A.I. 1983. Experiments on the production of transverse grain alignment in a sheared dispersion. Sedimentology 30(3): 437-448.

Reijenstein, H.M., Posamentier, H.W., Fantín, M., González Tomassini, F. y Lipinski, C. 2014. Vaca Muerta Seismic stratigraphy and Geomorphology: regional architectural trends for unconventional exploration. En: IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 211-220.

Reijenstein, H.M., Lipinski, C., Fantín, M., Cuervo, S., Vallejo, D., Crousse, L., González Tomassini, F. y Kietzmann, D.A. 2015. "Where is the Vaca Muerta Sweet Spot? The Importance of Regional Facies Trends, Thickness, and Maturity in Generating Play Concepts." SEG Global Meeting Abstracts: 798-804.

Reijenstein, H.M., Posamentier, H.W., Bande, A., Lozano, F.A., Domínguez, R.F., Wilson, R., Catuneanu, O. y Galeazzi, S. 2020. Seismic geomorphology, depositional elements, and clinoform sedimentary processes: Impact on unconventional reservoir production. En: Minisini, D., Fantín, M., Lanussse,

I. y Leanza, H.A. (eds.), Integrated geology of unconventionals: The case of the Vaca Muerta play, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121: 237-266.

Reineck, H.E. y Singh, I.B. 1980. Depositional sedimentary environments. Berlín: Springer, 549 p.

Ribó, M., Puig, P., Palanques, A. y Lo Iacono, C. 2011. Dense shelf water cascades in the Cap de Creus and Palamós submarine canyons during winters 2007 and 2008. Marine Geology 284: 175-188.

Riccardi, A.C. 1984. Las asociaciones de amonites del Jurásico y Cretácico de la Argentina. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, 559-595.

Riccardi, A.C. 2008. El Jurásico de la Argentina y sus ammonites. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 625-643.

Riccardi, A. C. 2015. Remarks on the Tithonian–Berriasian ammonite biostratigraphy of west central Argentina. Volumina Jurassica 13: 23-52.

Riccardi, A.C. e Iglesia Llanos, M.P. 1999. Primer hallazgo de amonites en el Triásico de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54(3): 298-300.

Riccardi, A.C., Leanza, H.A. y Volkheimer, W. 1990. Upper Jurassic of South America and Antarctic Peninsula. En: Westermann, G.E.G. y Riccardi, A.C. (eds.), Jurassic taxa ranges and correlation Charts for the Circum Pacific. Newslestters on Stratigraphy 21(2): 129-147.

Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Scasso, R., Llanés, S., Iglesia Llanos, M.P. y Stipanicic, P.N. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 52(2): 228-234.

Robion, P., Grelaud, S. y de Lamotte, D. F. 2007. Pre-folding magnetic fabrics in fold-and-thrust belts: Why the apparent internal deformation of the sedimentary rocks from the Minervois basin (NE-Pyrenees, France) is so high compared to the Potwar basin (SW-Himalaya, Pakistan)? Sedimentary Geology 196(1-4): 181-200.

Rochette, P. 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. Journal of Structural Geology 9: 1015-1020.

Rochette, P. y Fillion, G. 1988. Identification of multicomponent anisotropies in rocks using various field and temperature values in a cryogenic magnetometer. Physics of the Earth and Planetary Interiors 51(4): 379-386.

Rochette, P., Jackson, M., y Aubourg, C. 1992. Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. Reviews of Geophysics 30: 209-226.

Rodríguez, M.F. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío–Paleógeno Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, XVII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Neuquén, 245-264.

Rodríguez Blanco, L. 2016. Distribution and source of carbonate-rich intervals within the Vaca Muerta-Quintuco mixed system, Neuquén Basin, Argentina. University of Miami, Tesis de Master, 145 p.

Rodríguez Blanco, L.R., Eberli, G.P., Weger, R.J., Stwart, P.K., Tenaglia, M., Sanchez, L.E.R. y McNeill, D.F. 2020. Periplatform ooze in a mixed siliciclastic-carbonate system-Vaca Muerta Formation, Argentina. Sedimentary Geology 396: 105521.

Rojas Vera, E.A., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T.P., Sagripanti, L., Fennell, L., Orts, D. y Ramos, V.A. 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. Journal of South American Earth Sciences 64: 418-433.

Sagnotti, L. y Speranza, F. 1993. Magnetic fabric analysis of the Plio-Pleistoncene cayey units of the Sant-Arcangelo basin, southern Italy. Physics of the Earth and Planetary Interiors 77(3-4): 165-176.

Sagnotti, L., Speranza, F., Winkler, A., Matei, M. y Funiciello, R. 1998. Magnetic fabric of clay sediments from the external northern Apennines (Italy). Physics of the Earth and Planetary Interiors 105 (1-2): 73-93.

Sales, T., Guisiano, A., Gutiérrez Schmidt, N., Alonzo, J.C. y Muñoz, O. 2014. Controles estratigráficos sobre propiedades de la roca en los shales de la Formación Vaca Muerta, Cuenca Neuquina, Provincia de Neuquén. En: Galeazzi, S., González, G., Santiago, M., García, D., Maschio, L., González, R. y Ramírez Martínez, J. (eds.), Simposio de Recursos No Convencionales: IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 427-446.

Savrda, C.E. y Bottjer, D.J. 1991. Oxygen-related biofacies in marine strata: an overview and update. En: Tyson, R.V. y Pearson, T.H. (eds), Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia. Geological Society, London, Special Publications 58(1): 201-219.

Scasso, R.A., Alonso, M.S., Llanés, S., Villar, H.J. y Lippai, H. 2002. Petrología y geoquímica de una ritmita marga-caliza del Hemisferio Austral: El Miembro Los Catutos (Formación Vaca Muerta), Tithoniano medio de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57(2): 143-159.

Scasso, R.A., Alonso, M.S., Lanés, S., Villar, H.J. y Laffitte, G. 2005. Geochemistry and petrology of a Middle Tithonian limestone-marl rhythmite in the Neuquén Basin, Argentina: depositional and burial history. Geological Society of London, Special Publications 252 (1): 207-229.

Scasso, R.A., Föllmi, K., Spatenberg, J., Capelli, I.A., Catalano, J.P., Cravero, F. y Kietzmann, D.A. 2017. Concreciones dolomiticas de la Formación Vaca Muerta en la localidad de Puerta Curaco, Cuenca Neuquina, Argentina. XX Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, 146-147.

Schieber, J. 1999. Distribution and deposition of mudstone facies in the Upper Devonian Sonyea Group of New York. Journal of Sedimentary Research 69(4): 909-925.

Schieber, J. 2011. Reverse Engineering Mother Nature-Shale Sedimentology from an Experimental Perspective. Sedimentary Geology 238(1): 1-22.

Schieber, J. y Ellwood, B.B. 1993. Determination of basinwide paleocurrent patterns in a shale succession from anitropy of magnetic susceptibility (AMS); a case study of the mid-Proterozoic Newland Formation, Montana. Journal of Sedimentary Research 63(5): 874-880.

Schieber, J. y Riciputi, L. 2005. Pyrite and marcasite coated grains in the Ordovician Winnipeg Formation, Canada: An intertwined record of surface conditions, stratigraphic condensation, geochemical “Reworking” and microbial activity. Journal of Sedimentary Research 75(5): 907-920.

Schieber, J. y Southard, J.B. 2009. Bedload Transport of Mud by Floccule Ripples – Direct Observation of Ripple Migration Processes and their Implications. Geology 37(6): 483-486.

Schieber, J., Southard, J.B. y Thaisen, K.G. 2007. Accretion of mudstone beds from migrating floccule ripples. Science 318(5857): 1760-1763.

Schieber, J., Southard, J.B. y Schimmelmann, A. 2010. Lenticular shale fabrics resulting from intermittent erosion of water-rich muds-Interpreting the rock record in the light of recent flume experiments: Journal of Sedimentary Research 80(1): 119-128.

Schieber, J., Southard, J.B., Kissling, P., Rossman, B. y Ginsburg, R. 2013. Experimental deposition of carbonate mud from moving suspensions: importance of flocculation and implications for modern and ancient carbonate mud deposition. Journal of Sedimentary Research 83(11): 1025-1031.

Schlager, W. 2005. Carbonate sedimentology and sequence stratigraphy. SEPM, Concepts in Sedimentology and Paleontology, v. 8, 200 p.

Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclatura and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks. Geologische Rundschau 70: 794-799.

Scholle, P.A. y Ulmer-Scholle, D.S. 2003. A colour guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 77, 459 p.

Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Howell, J.A. 2006. Sedimentary response to a tectonically induced sea-level fall in a shallow back-arc basin: the Mulichinco Formation (Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. Sedimentary Geology 53: 55-81.

Schwarz, E., Spalletti, L.A. y Veiga, G.D. 2011. La Formación Mulichinco (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J. M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Neuquén, 131-144.

Scotese, C.R. 2021. An atlas of Phanerozoic paleogeographic maps: the seas come in and the seas go out. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 49(1): 679-728.

Seilacher, A. y Aigner, T. 1991. Storm deposition at the bed, facies, and basin scale: the geologic perspective. Cycles and events in stratigraphy: 249-267.

Seilacher, A., Reif, W.E. y Westphal, F. 1985. Sedimentological, ecological and temporal patterns of fossil Lagerstätten. Philosophical Transcations of the Royal Society of London. B, Biological Sciences 311(1148): 5-24.

Selley, R.C. 1978. Ancient Sedimentary Environmets. Chapman Hall, 287 p., London.

Séranne, M. y Abeigne, C.R.N. 1999. Oligocene to Holocene sediment drifts and bottom currents on the slope of Gabon continental margin (west Africa): Consequences for sedimentation and southeast Atlantic upwelling. Sedimentary Geology 128: 179-199.

Shanmugam, G. 2006. Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs. Elsevier, 476 p., Amsterdam.

Shanmugam, G. 2012. New Perspectives on Deep-water Sandstones, Origin, Recognition, Initiation, and Reservoir Quality. Handbook of Petroleum Exploration and Production. Elsevier, 524 p., Amsterdam.

Shanmugam, G. 2017. Contourites: Physical oceanography, process sedimentology, and petroleum geology. Petroleum exploration and development 44(2): 183-216.

Shanmugam, G. 2018. Comment on “Ichnological analysis of contourites: Past, present and future” by Francisco J. Rodríguez-Tovar and F. Javier Hernández-Molina (Earth-Science Reviews 182 (2018): 28-41). Earth-Science Reviews 184: 46-49.

Shanmugam, G., Spalding, T.D. y Rofheart, D.H. 1993. Process sedimentology and reservoir quality of deep-marine bottom-currents reworked sands (sandy contourites): an example from the Gulf of Mexico. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 77(7): 1241-1259.

Shapiro, G.I. 2004. A 2.5 D model for sand transport in a shallow sea: effect of Ekman veering. Continental shelf research 24(6): 659-671.

Shapiro, G.I. y Hill, A.E. 1997. Dynamics of dense water cascades at the shelf edge. Journal of Physical Oceanography 27(11): 2381-2394.

Shapiro, G.I., Huthnance, J.M. e Ivanov, V.V. 2003. Dense water cascading off the continental shelf. Journal of Geophysical Research 108: 3390.

Shinn, E.A. 1983. Tidal flat environment. En: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (eds.), Carbonate Depositional Environments. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33. 171-210.

Silvestro, J. y Zubirí, M. 2008. Convergencia oblicua: Modelo estructural alternativo para la dorsal Neuquina (39ºS), Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 49-64.

Spalletti, L., Gasparini, Z., Veiga, G., Schwarz, E., Fernández, M. y Matheos, S. 1999. Facies anóxicas, procesos deposicionales y herpetofauna de la rampa marina titoniano-berriasiana en la Cuenca Neuquina (Yesera del Tromen), Neuquén, Argentina. Revista Geológica de Chile 26: 109-123.

Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Matheos, S.D. y Schwarz, E. 2000. Sequence stratigraphy of a tidally dominated carbonate-siliciclastic ramp; the Tithonian-Early Berriasian of the Southern Neuquén Basin, Argentina. Journal of the Geological Society 157(2): 433-446.

Spalletti, L.A., Poiré, D., Pirrie, D. Matheos, S. y Doyle, P. 2001. Respuesta sedimentológica a cambios en el nivel de base en una secuencia mixta clástica-carbonática del Cretácico de la cuenca Neuquina, Argentina. Revista de la Sociedad Geológica de España 14: 57-74.

Spalletti, L.A., Veiga, G.D., Schwarz, E. y Franzese, J. 2008. Depósitos de flujos gravitacionales subácueos de sedimentos en el flanco activo de la Cuenca Neuquina durante el Cretácico Temprano. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(3): 442-453.

Spalletti, L.A., Veiga, G.D. y Schwarz, E. 2011. La Formación Agrio (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Neuquén, 145-160.

Spalletti, L.A., Schwarz, E. y Veiga, G.D. 2014. Geoquímica inorgánica como indicador de procedencia y ambiente sedimentario en sucesiones de lutitas negras: los depósitos transgresivos tithonianos (Formación Vaca Muerta) de la Cuenca Neuquina, Argentina. Andean Geology 41(2): 401-435.

Spalletti, L. Pirrie, D., Veiga, G.D., Schwarz, E., Rollinson, G., Shail, R., Haberlah, D. y Butcher, A. 2015. Análisis mineralógico integrado (QEMSCAN y DRX) de lutitas negras: los depósitos Tithoniano basales de la Formación Vaca Muerta (Cuenca Neuquina, Argentina). Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 22(1): 13-28.

Spalletti, L.A., Remírez, M.N. y Sagasti, G. 2019. Geochemistry of aggradational-Progradational sequence sets of the Upper Jurassic–Lower Cretaceous Vaca Muerta shales (Añelo area, Neuquén Basin, Argentina): Relation to changes in accommodation and marine anoxia. Journal of South American Earth Sciences 93: 495-509.

Spalletti, L.A., Schwarz, E. y Veiga, G.D. 2025. Provenance and depositional processes of extrabasinal (siliciclastic) and intrabasinal (carbonate) particles of the Tithonian – Berriasian Vaca Muerta – Quintuco System (Neuquén Basin, Argentina). Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis 32(2): 150-167.

Stacey, F.D., Joplin, G., y Lindsay, J. 1960. Magnetic anisotropy and fabric of some foliated rocks from SE Australia. Geofisica pura e applicata 47(1): 30-40.

Stachowska, A., Łoziński, M., Śmigielski, M., Wysocka, A., Jankowski, L. y Ziółkowski, P. 2020. Anisotropy of magnetic susceptibility as an indicator for palaeocurrent analysis in folded turbidites (Outer Western Carpathians, Poland). Sedimentology 67(7): 3783-3808.

Steffanson, U., Atkinson, L.P. y Bumpus, D.F. 1971. Hydrographic properties and circulation of the North Carolina shelf and slope waters. Deep-Sea Research 18: 383-420.

Stinco, L. y Barredo, S. 2014. Características geológicas y recursos asociados con los reservorios no convencionales del tipo shale de las cuencas productivas de la Argentina. Petrotecnia: 45-66.

Stipanicic, P.N. 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 20(4): 403-478.

Stipanicic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martínez, C.G. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina 23 (2): 67-98.

Storlazzi, C.D., Elias, E., Field, M.E. y Presto, M.K. 2011. Numerical modelling of the impact of sea-level rise on fringing coral reef hydrodynamics and sediment transport. Coral Reefs 30(Suppl 1): 83-96.

Stow, D.A.V. y Lovell, J.P.B. 1979. Contourites: their recognition in modern and ancient sediments. Earth-Science Reviews 14(3): 251-291.

Stow, D.A.V. y Faugères, J.C. 2008. Contourite facies and the facies model. Developments in sedimentology 60: 223-256.

Stow, D. y Smillie, Z. 2020. Distinguishing between deep-water sediment facies: Turbidites, contourites and hemipelagites. Geosciences 10(2): 68.

Stow, D.A.V., Faugères, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J. y Viana, A.R. 2002. Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: currents state-of-the-art. En: Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugères, J.-C. y Viana, A.R. (eds.), Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics. Geological Society, London, Memoirs 22: 7-20.

Strasser, A. 1986. Ooids in Purbeck limestones (lowermost Cretaceous) of Swiss and French Jura. Sedimentology 33(5): 711-727.

Taira, A. y Scholle, P.A. 1979. Deposition of resedimented sandstone beds in the Pico Formation, Ventura Basin, California, as interpreted from magnetic fabric measurements. Geological Society of America Bulletin 90: 952-962.

Tamagno, I., Iglesia Llanos, M.P., Kietzmann, D.A. y Fernández de la Rúa, L.M. 2024. Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) as a tool in the identification of fine-grained, calcareous, contourite deposits within the geological record: the Vaca Muerta Formation (Upper Jurassic – Lower Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. Oral presentation abstracts. 37th Iinternational Association of Sedimentologists Meeting, Aberdeen, Scotland.

Tarling, D. y Hrouda, F. 1993. The Magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, 212 p., London.

Townson, W.G. 1975. Litostratigraphy and deposition of the type Portlandian. Journal of the Geological Society 131(6): 619-638.

Tucker, M.E. 1993. Carbonate diagenesis in a sequence stratigraphic framework. En: Wright, V.P. (ed.). Sedimentology Review 51, 72 p.

Tucker, M.E. y Wright, V.P. 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell, 482 p., Oxford.

Tunik, M.A., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V.A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. Tectonophysics 489: 258-273.

Uliana, M.A., Dellape, D.A. y Pando, G.A. 1977. Análisis estratigráfico y evaluación del potencial petrolífero de las Formaciones Mulichinco, Chachao y Agrio. Cretácico Inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza. Petrotecnia 16(1-2): 31-46.

Uliana, M.A., Legarreta, L., Laffitte, G.A. y Villar, H. 2014. Estratigrafía y geoquímica de las facies generadoras de hidrocarburos en las cuencas petrolíferas de Argentina. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 3-92.

Ulses, C., Estournel, C., De Madron, X.D. y Palanques, A. 2008. Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Impact of extreme storm and floods. Continental Shelf Research 28: 2048-2070.

Vail, P.R., Mitchum, R.M.Jr. y Thompson, S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26: 83-98.

Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. y Perez-Cruz, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology-anoverview. En: Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (eds.), Cycles and Events in Stratigraphy: 617-659.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. y Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series 7: 1-55.

Verdicchio, G., Trincardi, F. y Asioli, A. 2007. Mediterranean bottom-currents deposits: an example from the Southwestern Adriatic Margin. Geological Society, London, Special Publications 276: 199-224.

Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Welsink, H.J. 1995. Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En: Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.), Petroleum Basins of South America. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 383-402.

Vernhet, E., Conesa, G y Bruna, P.O. 2018. Reworking processes and deposits in coral reefs during (very) high-energy events: Example from a Pleistocene coral formation (125 ka.), La Desirade Island, Lesser Antilles. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology 490: 293-304.

Volkheimer, W., Rauhut, O.W., Quattrocchio, M.E., y Martínez, M.A. 2008. Jurassic paleoclimates in Argentina, a review. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(4): 549-556.

Wallace-Dudley, K. y Leckie, D. 1993. The Lower Kaskapau Formation (Cenomanian): A Multiple-Frequency, Retrogradational Shelf System, Alberta, Canada. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 77(3): 414-435.

Walsh, J.P. y Nittrouer, C.A. 1999. Observations of sediment flux to the Eel continental slope, northern California. Marine Geology 154: 55-68.

Weaver, C. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous from west central Argentina. University of Washington, Memoir 1, 496 p., Seattle.

Weil, A.B. y Yonkee, A. 2009. Anisotropy of magnetic susceptibility in weakly deformed red beds from the Wyoming salient, Seviert thrust belt: relations to layer-parallel shortening and orogenic curvature. Litosphere 1(4): 235-256.

Weger, R.J., Murray, S.T., McNeill, D.F., Swart, P.K., Eberli, G.P., Rodríguez Blanco, L., Tenaglia, M. y Rueda Sánchez, L.E. 2019. Paleothermometry and distribution of calcite beef in the Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentia. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 103(4): 931-950.

Whitham, A.G. 1993. Facies and depositional processes in an Upper Jurassic to Lower Cretaceous pelagic sedimentary sequence, Antarctica. Sedimentology 40(2): 331-349.

Wilson, P. y Roberts, H. 1995. Density cascading: off-shelf sediment transport, evidence and implications, Bahama Banks. Journal of Sedimentary Research 65(1a): 45-56.

Wright, V.P. 1992. A revised classification of limestones. Sedimentary Geology 76(3-4): 177-185.

Yawar, Z. y Schieber, J. 2017. On the origin of silt laminae in laminated shales. Sedimentary Geology 360: 22-34.

Yrigoyen, M.R. 1991. Hydrocarbon resources from Argentina. En: World Petroleum Congress, Buenos Aires. Petrotecnia 13: 38-54.

Zakaria, A.A., Johnson, H.D., Jackson, C.A.L. y Tongkul, F. 2013. Sedimentary facies analysis and depositional model of the Paleogene West Crocker submarine fan system, NW Borneo. Journal of Asian Earth Sciences 76: 283-300.

Zanettini, J.C.M., Leanza, H.A., Giusiano, A., Sanatamaría, G.R. y Franchi, M. 2010. Hoja Geológica 3972-II, Loncopué, provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 381: 1-93.

Zapata, T.R. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.), The Neuquén Basin: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. The Geological Society of London, Special Publication 252: 37-56.

Zapata, T.R., Zamora Valcarce, G. y Ansa, A. 2003. The Agrio Fold and Thrust Belt: Structural analysis and its relationship with the petroleum system Vaca Muerta – Agrio – Troncoso Inferior, Argentina. En: 8º Simposio Bolivariano – Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Colombia: 168-176.

Zavala, C. 1996. High-resolution sequence stratigraphy in the Middle Jurassic Cuyo Group, South Neuquén Basin, Argentina. GeoResearch Forum 1(2): 295-303.

Zavala, C. y Arcuri, M. 2016. Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. Sedimentary Geology 337: 36-54.

Zavala, C. y Ponce, J.J. 2011. La Formación Rayoso (Cretácico Temprano) en la Cuenca Neuquina. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C. y Vallés, J.M. (eds.), Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino, Relatorio, Neuquén, 205-222.

Zavala, C., Arcuri, M. y Blanco Valiente, L. 2012. Plant remains in recent deposits of the Orinoco fan: a direct evidence hyperpycnal discharges of the Orinoco River. En: GSTT 5th Geological Conference 2012: 3-5.

Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M. y Zorzano, A. 2014. Depósitos de turbiditas intra y extra cuencales: Origen y características distintivas. IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mendoza, 225-244.

Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A., Otharán, G., Irastorza, A. y Torresi, A. 2021. Deltas: a new classification expanding Bate's concepts. Journal of Palaeogeography 10(1): 1-15.

Zeiss, A. y Leanza, H.A. 2008. Interesting new ammonites from the Upper Jurassic of Argentina and their correlation potential: New possibilities for global correlations at the base of the Upper Tithonian by ammonites, calpionellids and other fossil groups. Newsletters on stratigraphy 42: 223-247.

Zeiss, A. y Leanza, H.A. 2010. Upper Jurassic (Tithonian) ammonites from the lithographic limestones of the Zapala region, Neuquén Basin, Argentina. Beringeria 41: 23-74.

Zeller, M. 2013. Facies, geometries and sequence stratigraphy of the mixed carbonate-siliciclastic Quintuco – Vaca Muerta system in the Neuquén Basin, Argentina: An integrated approach. University of Miami, Tesis de doctorado, 206 p.

Zeller, M., Verwer, K., Eberli, G.P., Massaferro, J.L., Schwarz, E. y Spalletti, L. 2015a. Depositional controls on mixed carbonate-siliciclastic cycles and sequences on gently inclined shelf profiles. Sedimentology 62(7): 2009-2037.

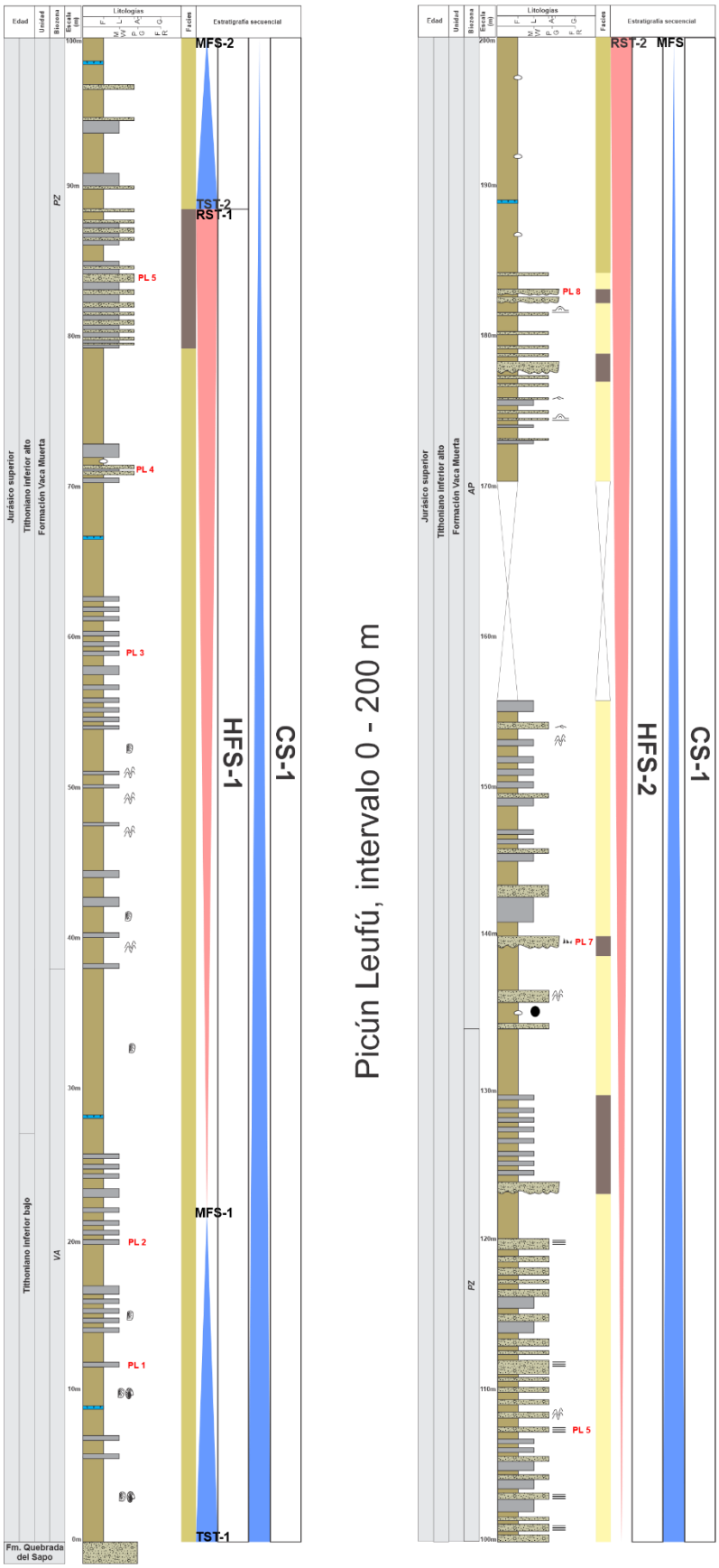
Zeller, M., Reid, S.B., Eberli, G.P., Weger, R.J. y Massaferro, J.L. 2015b. Sequence architecture and heterogeneities of a field–Scale Vaca Muerta analog (Neuquén Basin, Argentina) – From outcrop to synthetic seismic. Marine and Petroleum Geology 66: 829-847.

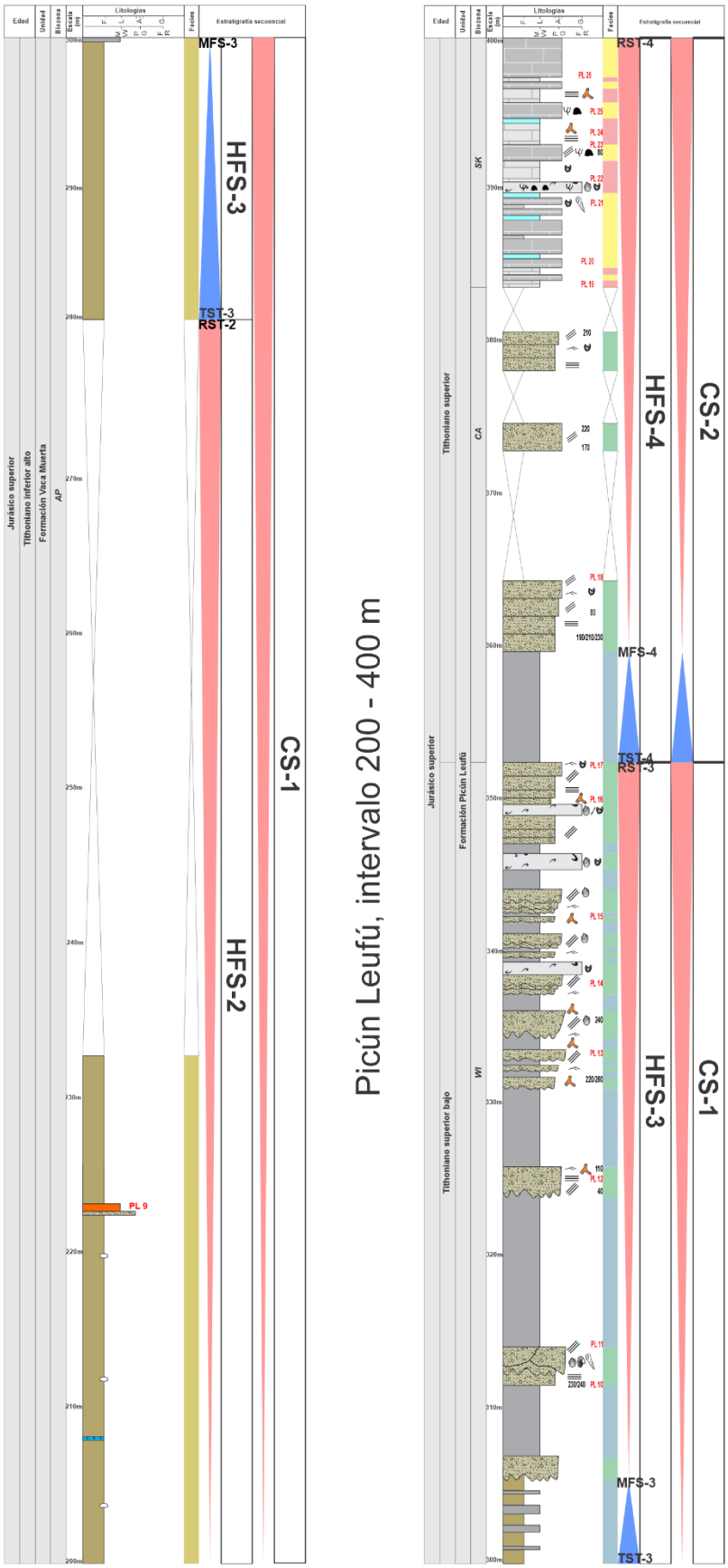
Zhang, L.J. 2014. Lower Devonian tempestites in western Yangtze, South China: insight from Zoophycos ichnofabrics. Geological Journal 49(2): 177-187.

Zhang, S., Cañon Tapia, E. y Walderhaug, H.J. 2011. Magnetic fabric and its significance in the sills and lava flows from Taimyr fold-belt, Arctic Siberia. Tectonophysics 505: 68-85.

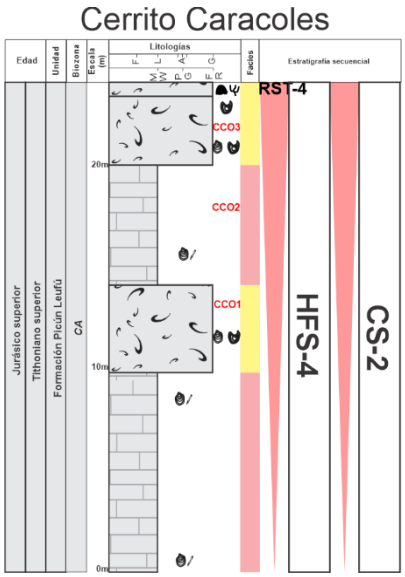
ANEXO 1. SECCIONES SEDIMENTARIAS

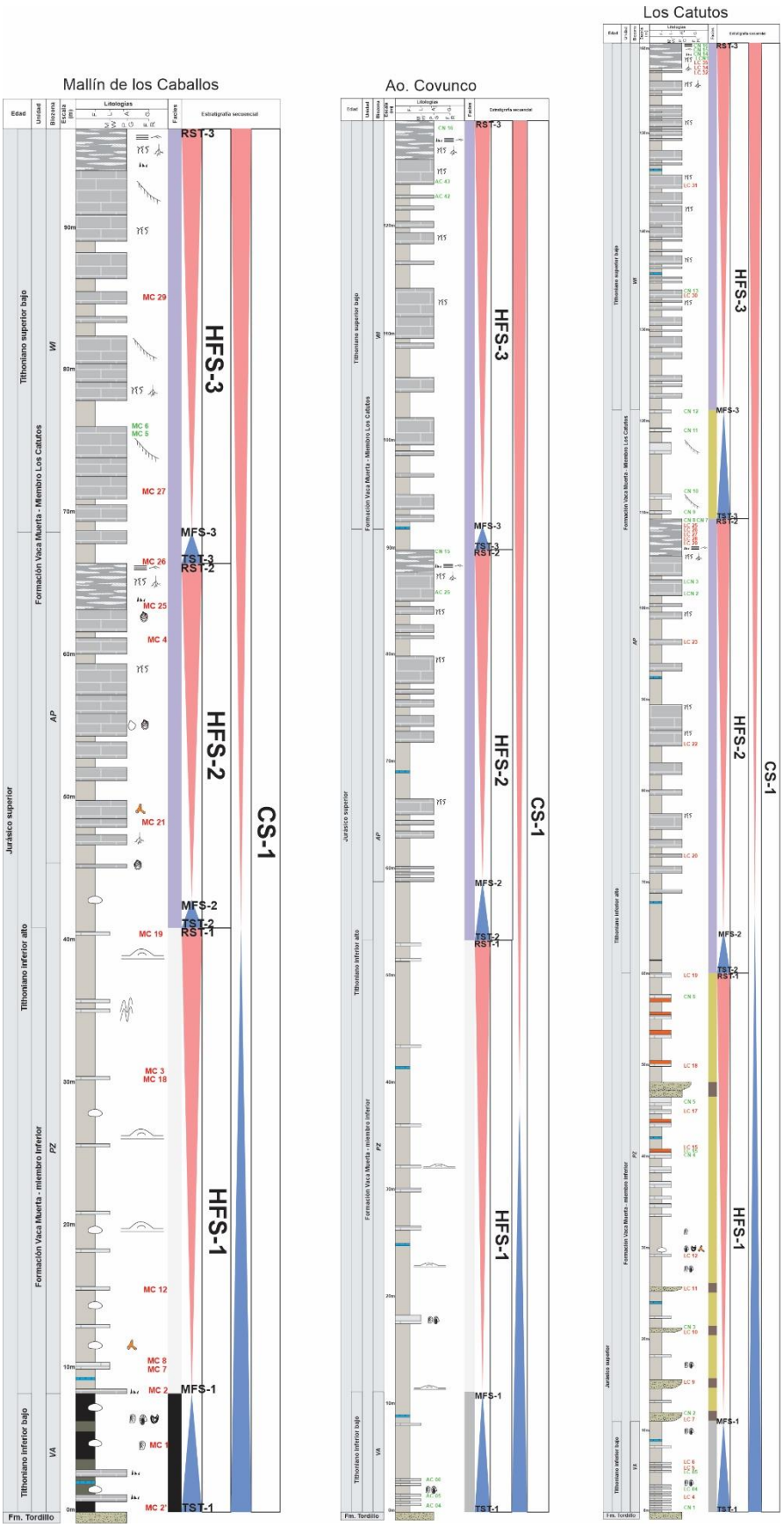



Edad
Unidad
Biozona
Escala (m)
Litologías
Facies
Estratigrafía secuencial
Jurásico superior
Tithoniano inferior alto
Formación Vaca Muerta
Tithoniano inferior bajo
Fm. Quebrada del Sapo
PZ
VA
AP
MFS-2
TST-2
RST-1
HFS-1
CS-1
MFS-1
TST-1
RST-2
MFS
HFS-2
PL 1
PL 2
PL 3
PL 4
PL 5
PL 7
PL 8
Picún Leufú, intervalo 0 - 200 m

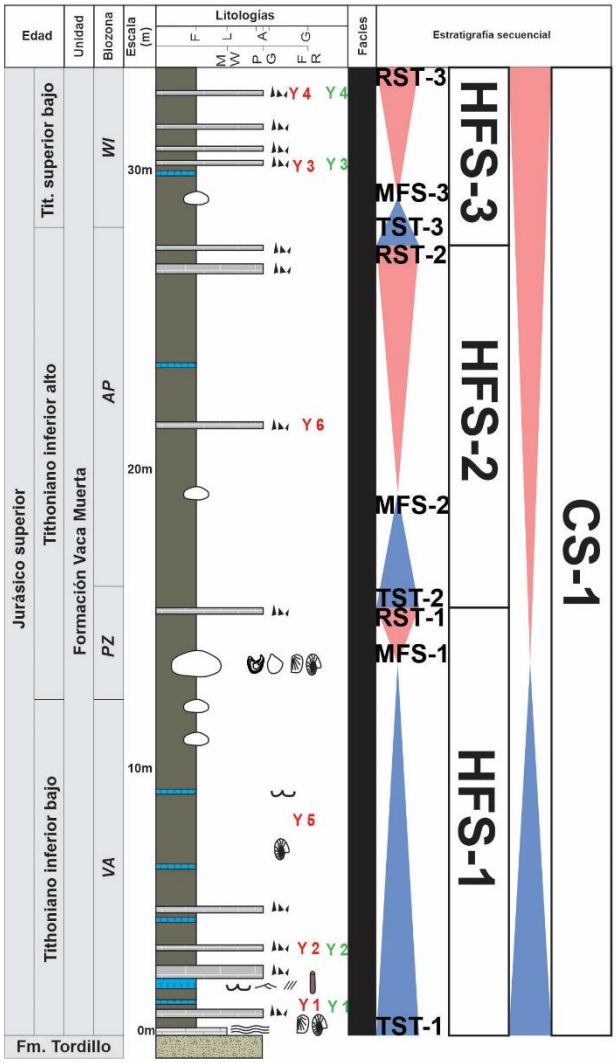


Picún Leufú, intervalo 200 - 400 m

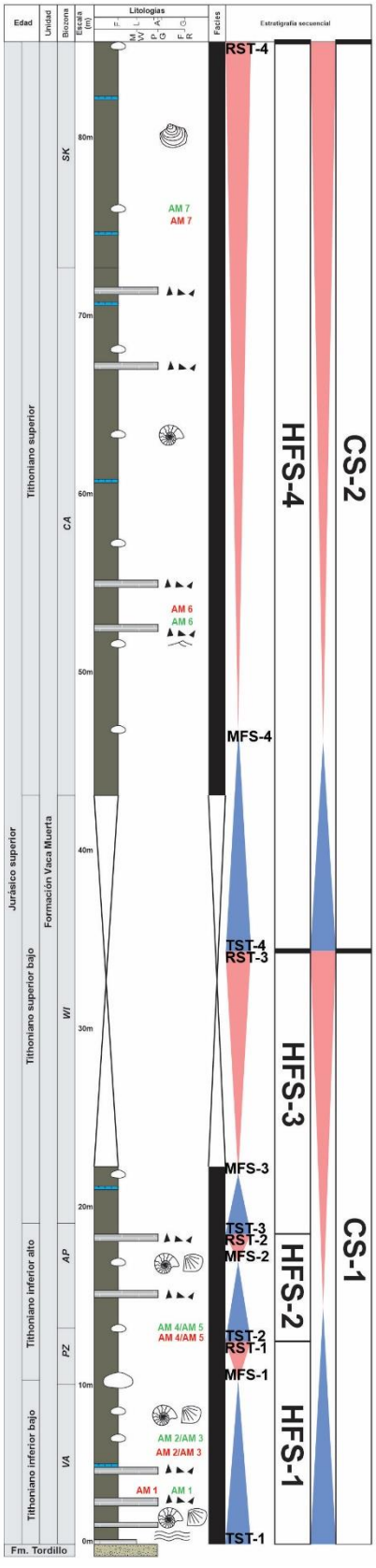

Cerrito Caracoles
Edad
Unidad
Biozona
Escala (m)
Litologías
Facies
Estratigrafía secuencial
Jurásico superior
Tithoniano superior
Formación Picún Leufú
CA
20m
10m
0m
CCO3
CCO2
CCO1
RST-4
HFS-4
CS-2

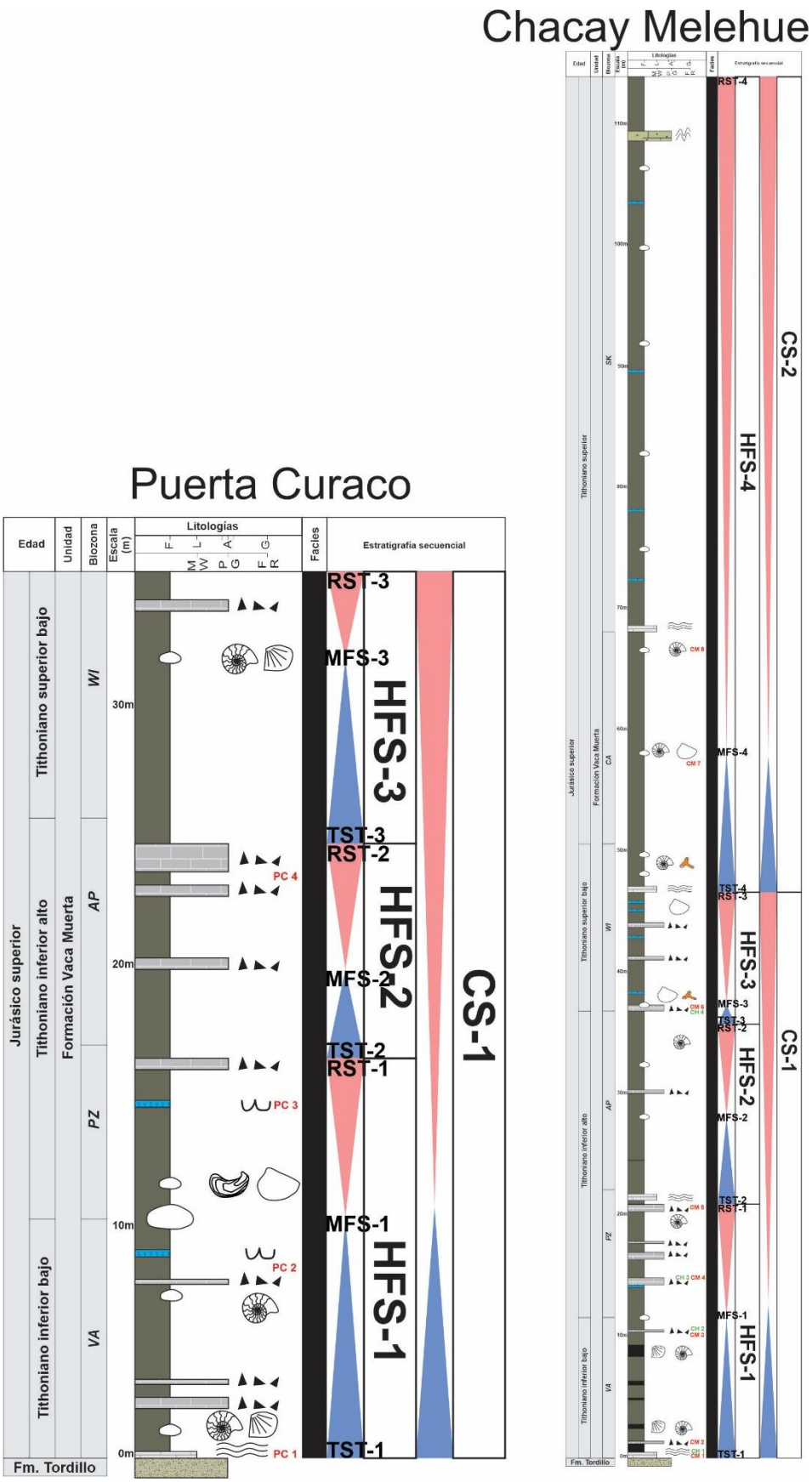

Mallín de los Caballos
Ao. Covunco
Los Catutos
Edad
Unidad
Litologías
Facies
Estratigrafía secuencial
Jurásico superior
Tithoniano superior bajo
Tithoniano inferior alto
Tithoniano inferior bajo
Formación Vaca Muerta - miembro Los Catutos
Formación Vaca Muerta - miembro inferior
Fm. Tordillo
RST-3
HFS-3
MFS-3
TST-3
RST-2
HFS-2
MFS-2
TST-2
RST-1
HFS-1
MFS-1
TST-1
CS-1

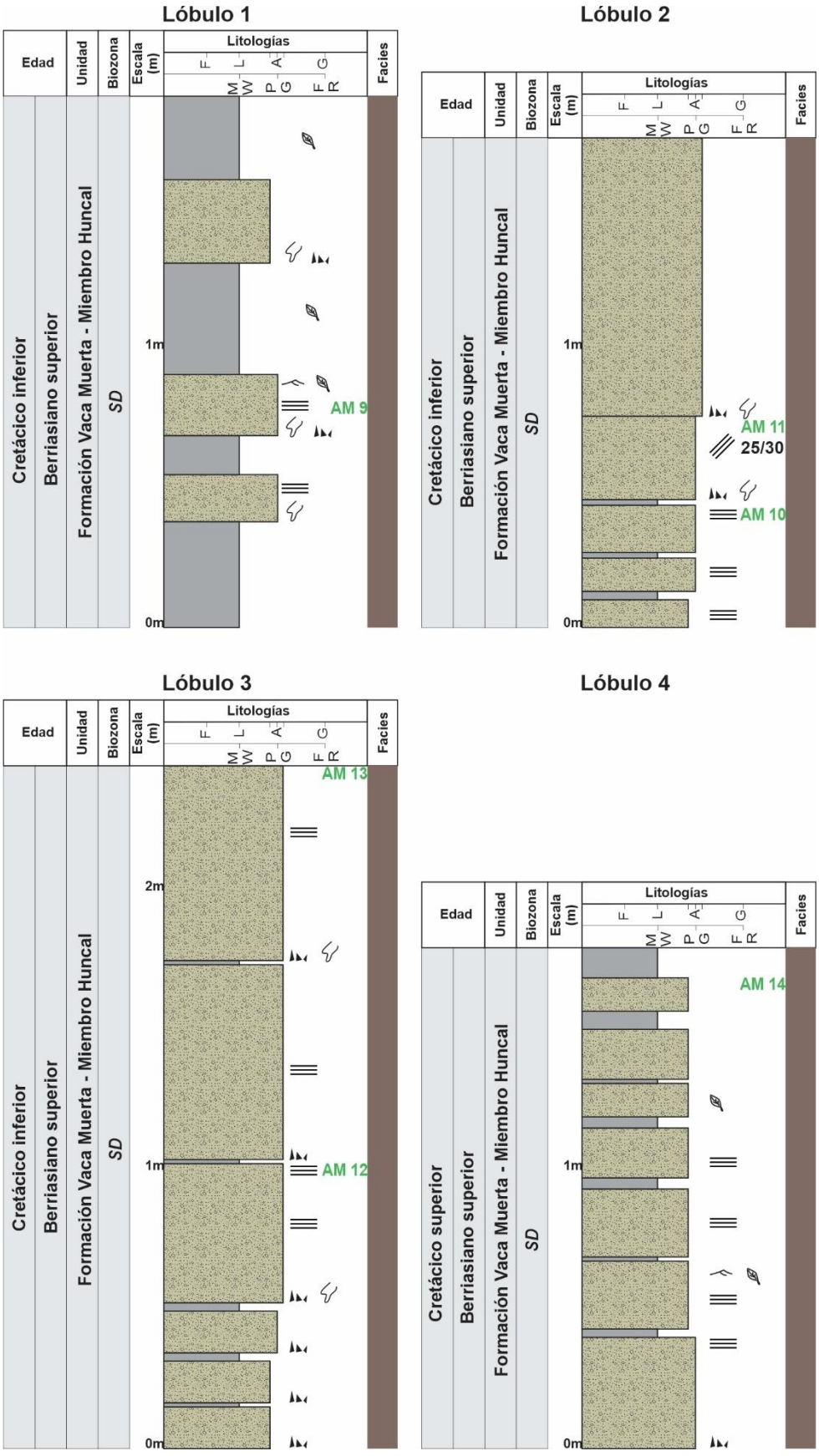
Yesera del Tromen



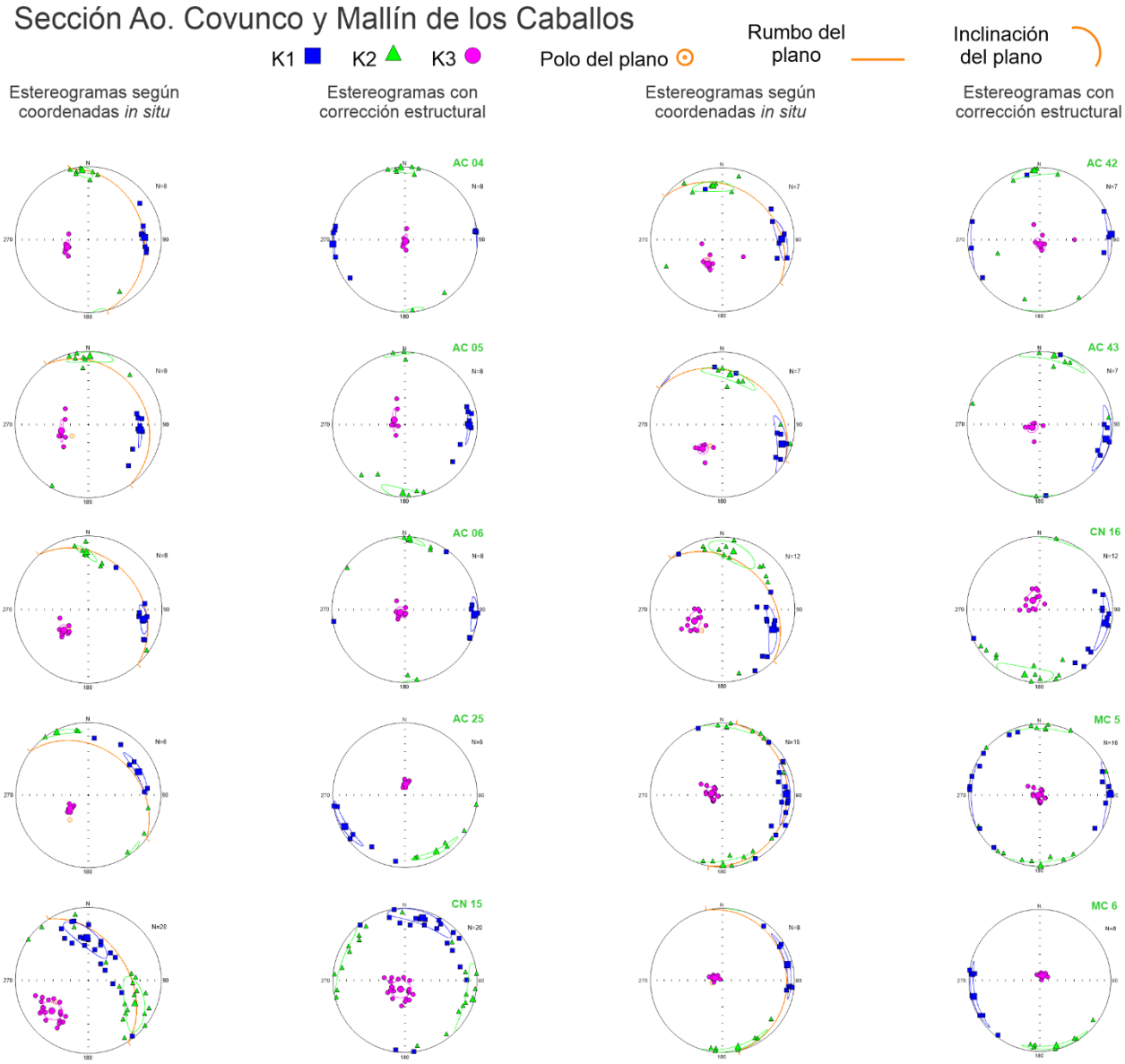
Ao. Mulichinco




Chacay Melehue
Puerta Curaco
Edad
Unidad
Biozona
Escala (m)
Litologías
Facies
Estratigrafía secuencial
Jurásico superior
Tithoniano superior bajo
Tithoniano inferior alto
Tithoniano inferior bajo
Formación Vaca Muerta
WI
AP
PZ
VA
SK
CA
Fm. Tordillo
RST-4
RST-3
RST-2
RST-1
MFS-4
MFS-3
MFS-2
MFS-1
TST-4
TST-3
TST-2
TST-1
HFS-4
HFS-3
HFS-2
HFS-1
CS-2
CS-1
PC 1
PC 2
PC 3
PC 4
CM 1
CM 2
CM 3
CM 4
CM 5
CM 6
CM 7
CM 8
0m
10m
20m
30m

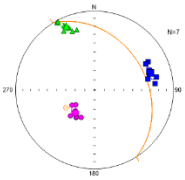
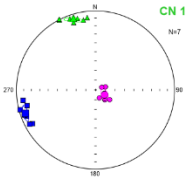
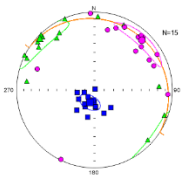
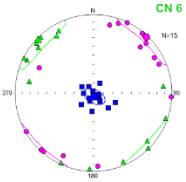
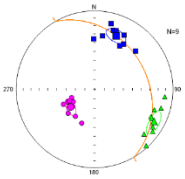
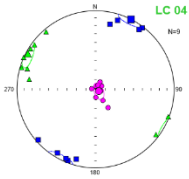
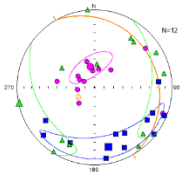
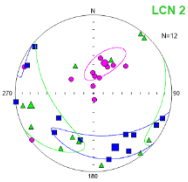
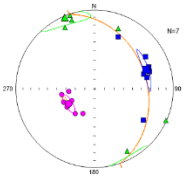
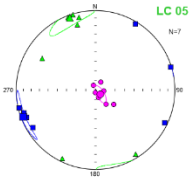
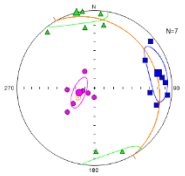
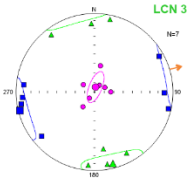
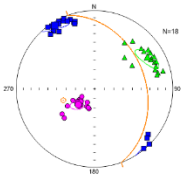
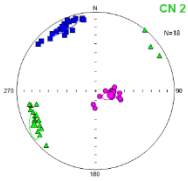
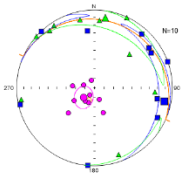
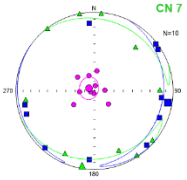
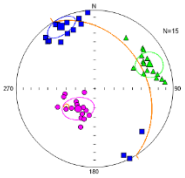
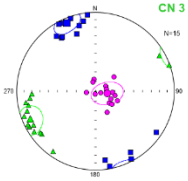
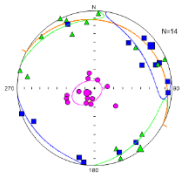
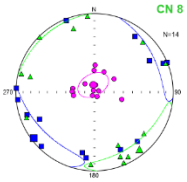
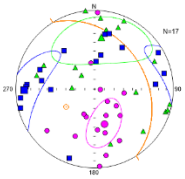
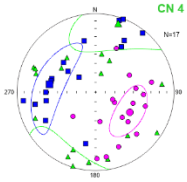
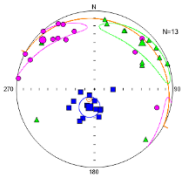
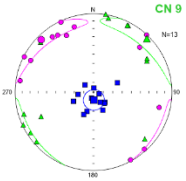
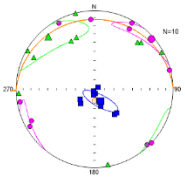
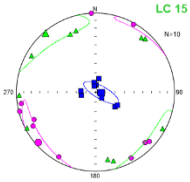
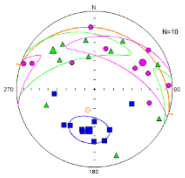
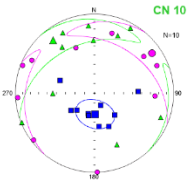
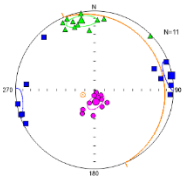
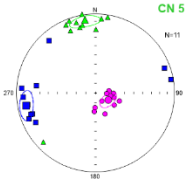
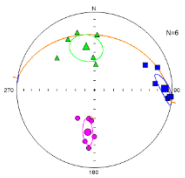
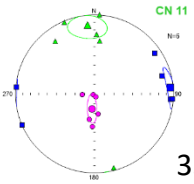

Lóbulo 1
Edad
Unidad
Biozona
Escala (m)
Litologías
Facies
F
M
L
W
P
A
G
F
G
R
Cretácico inferior
Berriasiano superior
Formación Vaca Muerta - Miembro Huncal
SD
1m
0m
AM 9
Lóbulo 2
AM 11
25/30
AM 10
Lóbulo 3
AM 13
2m
1m
AM 12
0m
Lóbulo 4
Cretácico superior
AM 14

ANEXO 2. ESTEREOGRAMAS *IN SITU* Y CON CORRECCIÓN ESTRUCTURAL



Sección Los Catutos

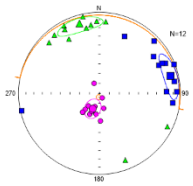
K1 ■ K2 ▲ K3 ● Polo del plano ⊙ Rumbo del plano — Inclinación del plano ◠

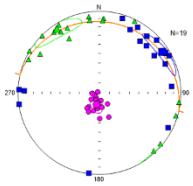
Estereogramas según coordenadas *in situ*	Estereogramas con corrección estructural	Estereogramas según coordenadas *in situ*	Estereogramas con corrección estructural
	 CN 1		 CN 6
	 LC 04		 LCN 2
	 LC 05		 LCN 3
	 CN 2		 CN 7
	 CN 3		 CN 8
	 CN 4		 CN 9
	 LC 15		 CN 10
	 CN 5		 CN 11

Sección Los Catutos

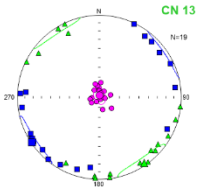
K1 ■ K2 ▲ K3 ● Polo del plano ⊙ Rumbo del plano —— Inclinación del plano

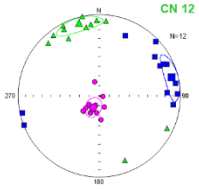
Estereogramas según coordenadas *in situ*



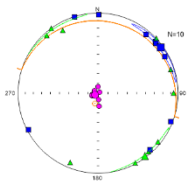


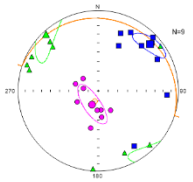
Estereogramas con corrección estructural



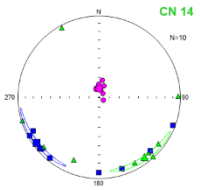


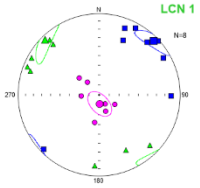
Estereogramas según coordenadas *in situ*





Estereogramas con corrección estructural

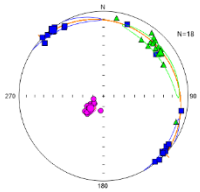


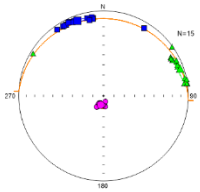


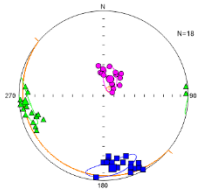
Sección Huncal

K1 ■ K2 ▲ K3 ● Polo del plano ⊙ Rumbo del plano —— Inclinación del plano

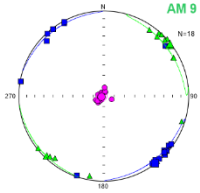
Estereogramas según coordenadas *in situ*

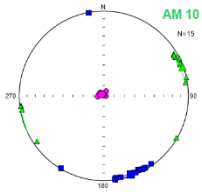


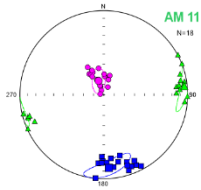




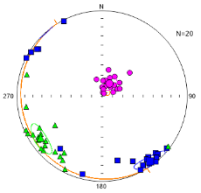
Estereogramas con corrección estructural

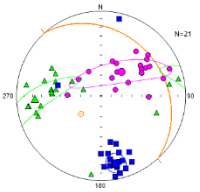


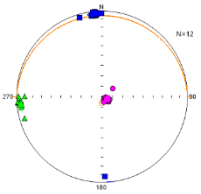




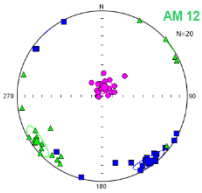
Estereogramas según coordenadas *in situ*

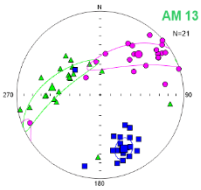


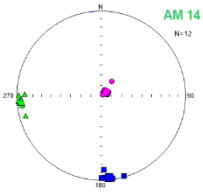




Estereogramas con corrección estructural







Secciones Chacay Melehue, Yesera del Tromen y Ao. Mulichinco

