

# Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis

ISSN 1851-4979

Published by the Asociación Argentina de Sedimentología

ACCEPTED MANUSCRIPT

## Determinación de paleocorrientes en rocas de grano fino de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano, Cuenca Neuquina) mediante anisotropía de susceptibilidad magnética

Ignacio Tamagno<sup>ID</sup>, Diego Alejandro Kietzmann<sup>ID</sup>, Luis María Fernández De La Rúa y María Paula Iglesia Llanos

Received date: 05-12-2025

Accepted date: 29-01-2025

Available online: 16-03-2026

Handling Editor: Manuel Isla

*Please cite this article as*

Tamagno, I., Kietzmann, D. A., Fernández De La Rúa, L. M., Iglesia Llanos, M. P. Determinación de paleocorrientes en rocas de grano fino de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano, Cuenca Neuquina) mediante anisotropía de susceptibilidad magnética (in press). *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*.

*This is a preliminary version of the manuscript accepted for publication in the Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis. This version will be revised before final publication. Please note that some errors may be found during the final revision process. The same disclaimers as for printed and final versions apply for this early online version.*

Asociación Argentina de Sedimentología

This work is licensed under Creative Commons Attribution-NonCommercial 2.5 Argentina License

## **Determinación de paleocorrientes en rocas de grano fino de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano, Cuenca Neuquina) mediante anisotropía de susceptibilidad magnética**

Tamagno, I.<sup>1\*</sup>, Kietzmann, D. A.<sup>1</sup>, Fernández De La Rúa, L. M.<sup>1</sup>, Iglesia Llanos, M P.<sup>1</sup>

1 - Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, Instituto de Geociencias Básicas, Ambientales y Aplicadas de Buenos Aires (IGeBA) UBA-CONICET, Ciudad Universitaria, Pabellón II, Intendente Güiraldes 2160, C1428EHA Ciudad Autónoma de Buenos Aires, Argentina.

\**Corresponding author*: ignaciotamagno90@gmail.com

### **RESUMEN**

En este trabajo se combinan análisis sedimentológicos, petrográficos y de fábricas magnéticas realizados en los depósitos tithonianos de la Formación Vaca Muerta en el sector sur de la sierra de la Vaca Muerta. El análisis sedimentológico permitió identificar cuatro asociaciones de facies (AF) y dos ambientes depositacionales. Las asociaciones de facies 1 a 3 (AF1, AF2 y AF3) corresponden al Miembro Inferior de la unidad y conforman un sistema de rampa externa mixta, carbonática-silicoclástica. La asociación de facies 4 (AF4) corresponde al Miembro Los Catutos y fue interpretada como depósitos de rampa carbonática externa. El estudio de anisotropía de susceptibilidad magnética permitió el reconocimiento de cinco tipos de fábricas magnéticas asociadas a procesos sedimentarios depositacionales (decantación y tracción) y post-depositacionales (bioturbación y dolomitización). Los mecanismos tractivos incluyen la migración de lecho plano y de óndulas de corriente, generando una lineación magnética que permitió estimar dos sets de paleocorrientes: uno hacia el NO, compuesto por niveles arenosos turbidíticos y que coincide con la dirección de progradación de las clinofomas, y otro

perpendicular al mismo en sentido SO-NE a E-O, que coincide con la presencia de depósitos con laminación ondulítica de corriente, microsuperficies erosivas de corte y relleno, fábricas intraclásticas y horizontes bioturbados. Estos resultados respaldan recientes propuestas sobre la presencia de corrientes de contorno paralelas a la costa afectando la zona del talud dentro del sistema de clinofomas durante el Tithoniano.

**Palabras clave:** procesos sedimentarios; corrientes de contorno; sistemas no convencionales; Jurásico Superior; Cuenca Neuquina.

#### **EXTENDED ABSTRACT**

This study integrates sedimentological, petrographic, and magnetic fabric analyses of the Tithonian deposits of the Vaca Muerta Formation exposed in the southern sector of the sierra de la Vaca Muerta. The sedimentological analysis allowed the identification of four facies associations (FA) and two depositional environments. FA1 comprises distal outer carbonate ramp deposits, FA2 represents mixed outer ramp deposits, and FA3 belongs to turbiditic events. These facies associations correspond to the lower member of the unit and constitute a mixed carbonate-siliciclastic outer ramp system. FA4 comprises the whole Los Catutos Member, and it is interpreted as outer carbonate-ramp deposits.

Magnetic mineralogy studies (thermomagnetic curves), together with mean magnetic susceptibility values and the dominant mineralogical composition indicate a paramagnetic influence as the primary control on the AMS properties, mainly dominated by phyllosilicates (clays, muscovite, biotite). Isothermal Remanent Magnetization (IRM) studies indicate a minor contribution of ferromagnetic particles to the AMS properties, such as titanomagnetite and hematite. The AMS study enabled the recognition of sedimentary fabrics, as well as inverse fabrics and petrofabrics related to post-depositional processes. Sedimentary fabrics include horizontal fabrics related to hemipelagic settling mechanisms and flow-aligned fabrics associated with flat-bed and current-ripple

migration processes. Inverse fabrics are attributed to the presence of ferroan calcite while post-depositional fabrics include mechanisms such as bioturbation and dolomitization.

The magnetic lineation observed for the flow-aligned fabrics allowed the determination of two paleocurrent data sets: one trending towards NW, composed of sandy turbiditic intervals, and another perpendicular to it, trending SW–NE to E–W. The first case represents sedimentary processes that are coincident with the progradational direction of the clinoforms, reflecting a preferential transport of sediment across-slope; the second case implies the action of along-slope currents. Sedimentary features of these deposits, such as current-ripple lamination, minor erosional cut-and-fill surfaces, intraclastic fabrics, and bioturbated horizons, might infer the presence of long-lived, along-slope currents, like contour-currents. Thus, these results support recent hypotheses proposing the influence of contour-currents along the slope zone within the clinoform system during the Tithonian.

The AMS technique has proven to be an efficient tool for paleocurrent determination in fine-grained rocks, allowing to better understand the sedimentary dynamics below the storm wave base level. This method could be useful on the recognition of contourite-like deposits within the geological record, by providing true paleocurrents, given that in most of the cases sedimentary evidences (*e.g.*, laminations, ripples, erosional surfaces, bioturbation) are not sufficient because these are common features to other bottom-current deposits.

**Keywords:** sedimentary processes; contour currents; unconventional systems; Upper Jurassic; Neuquén Basin.

## INTRODUCCIÓN

La Formación Vaca Muerta (Jurásico Superior – Cretácico Inferior) representa un sistema de clinoformas progradante de bajo ángulo, siendo actualmente 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 principal reservorio de hidrocarburos no convencional por fuera de Estados Unidos (Minisini *et al.*, 2020a). Esta unidad se encuentra integrada por rocas de grano fino, como son pelitas, margas y calizas, interpretadas como un ambiente de rampa homoclinal, distalmente profundizada, de composición mixta a carbonática (Spalletti *et al.*, 2000; Scasso *et al.*, 2002; Kietzmann *et al.*, 2014a; Paz *et al.*, 2022a; Capelli *et al.*, 2024).

Debido al crecimiento y desarrollo en la explotación de los sistemas hidrocarburíferos no convencionales, numerosas investigaciones han puesto el foco en lograr un mayor entendimiento sobre la dinámica sedimentaria de la Formación Vaca Muerta tanto en afloramiento como en subsuelo (Spalletti *et al.*, 2000; Scasso *et al.*, 2002; Kietzmann *et al.*, 2008, 2014a, 2016, 2021; Leanza *et al.*, 2011; González *et al.*, 2016; Domínguez *et al.*, 2020b; Otharón *et al.*, 2020; Paz *et al.*, 2019, 2022a, b; Capelli *et al.*, 2021, entre otros). Paralelamente, la investigación a nivel mundial sobre los procesos involucrados en el transporte y la acumulación de sedimentos finos en el ambiente marino distal ha permitido incluir a los flujos tractivos como un proceso fundamental y recurrente en la preservación de espesas sucesiones fangolíticas ricas en materia orgánica. En este sentido, experimentos en canaletas han demostrado que las partículas tamaño limo y arcilla pueden flocular, dando origen a material de mayores granulometrías que es movilizado por tracción, generando estructuras como laminación horizontal y óndulas de corriente de baja altura (Schieber *et al.*, 2007, 2010, 2013; Schieber, 2011; Yawar y Schieber, 2017).

El origen de la mecánica tractiva dentro de la Formación Vaca Muerta reviste cierta heterogeneidad, siendo reconocida en base a flujos de fondo de corto plazo, como las descargas turbidíticas (Leanza *et al.*, 2003; Spalletti *et al.*, 2008; Kietzmann y Vennari, 2013; Kietzmann *et al.*, 2014a, b, 2016; Krim *et al.*, 2017), eventos de tormenta (Kietzmann *et al.*, 2008; Kietzmann y Palma, 2009a, 2011; Capelli *et al.*, 2018, 2021), inestabilidades dentro de la picnoclina (Kietzmann y Palma, 2011), flujos hiperpícnicos (Zavala *et al.*, 2014; Paz *et al.*, 2019; Otharón *et al.*, 2020) y masas de agua densa (Rodríguez Blanco *et al.*, 2020), así como corrientes de larga duración paralelas a la costa (Zeller, 2013; Zeller *et al.*, 2015a,

b) y corrientes de contorno (Reijenstein *et al.*, 2020; Paz *et al.*, 2022a, b). No obstante, frecuentemente los rasgos texturales originales de estos depósitos pueden verse severamente afectados, dificultando el reconocimiento y la correcta interpretación de los procesos primarios debido a factores como compactación, tectonismo, meteorización, bioturbación y diagénesis (Otharán *et al.*, 2020 y referencias ahí citadas). A su vez, como consecuencia de la obliteración de la fábrica primaria, puede tornarse dificultoso la determinación de paleocorrientes debido a la ausencia de estructuras sedimentarias tractivas que así lo permitan, como son caras de avalancha en óndulas de corriente, o bien evidencias erosivas, como por ejemplo turboglifos.

Considerando que la naturaleza tractiva interpretada para la Formación Vaca Muerta involucra procesos que evolucionan siguiendo la pendiente regional del sistema (*e.g.*, flujos turbidíticos, descargas hiperpícnicas, oleaje de tormenta, masas de agua densa) o bien aquellos 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 podría cobrar especial importancia. En este sentido, la determinación de paleocorrientes, en conjunto con las evidencias mesoscópicas y microscópicas, aportaría un dato complementario a la hora de diferenciar la naturaleza sobre el tipo de flujo tractivo o corroborar/sustentar previas interpretaciones (*e.g.*, corrientes de contorno vs flujos turbidíticos). Con respecto a esta problemática, el estudio de fábricas magnéticas mediante el empleo de la técnica de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) ha demostrado ser una herramienta útil y no destructiva, ayudando en la estimación de la orientación de paleoflujos, en rocas sedimentarias de variada granulometría, a partir del reconocimiento de los procesos físicos involucrados en su depositación (*e.g.*, Rees, 1965; Schieber y Ellwood, 1993; Liu *et al.*, 2001; Baas *et al.*, 2007; Dall'Olio *et al.*, 2013; Park *et al.*, 2013; Novak *et al.*, 2014; Felletti *et al.* 2016).

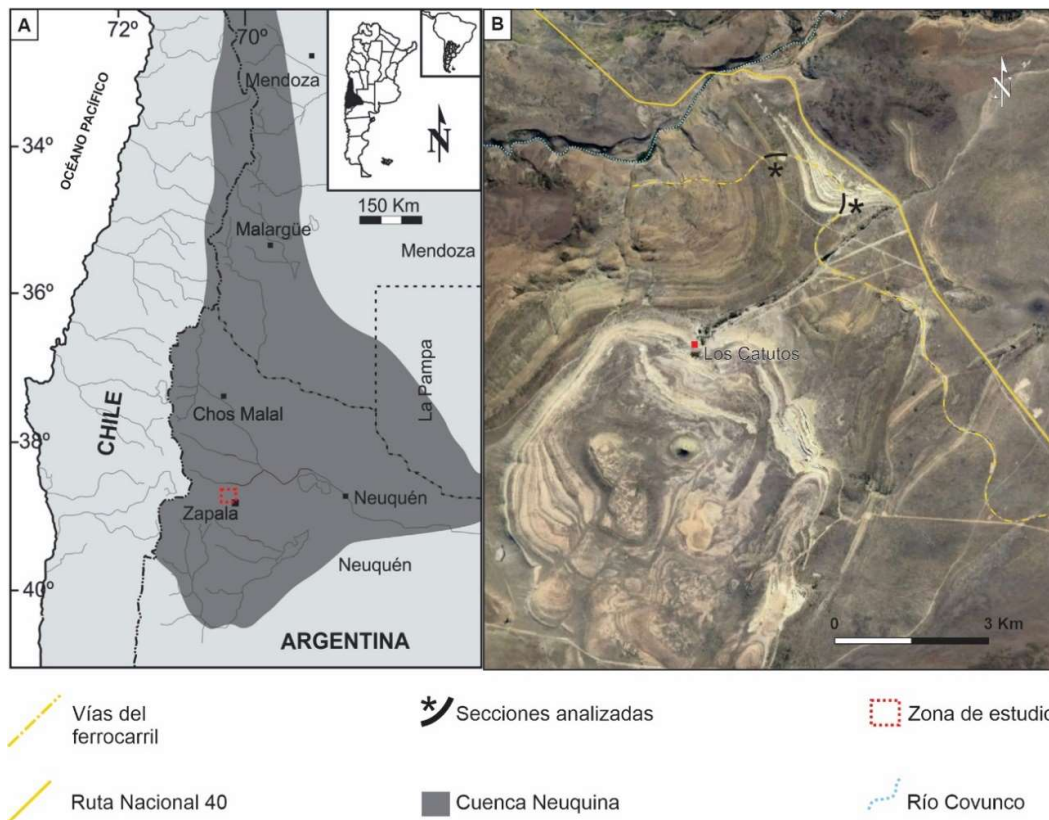
De esta manera, el propósito del estudio intenta discriminar procesos sedimentarios asociados al ambiente marino distal y determinar paleocorrientes a fin de contribuir a la discusión sobre el origen de las corrientes de fondo y/o flujos gravitacionales. Considerando el estrecho vínculo entre la acumulación de espesas

sucesiones de grano fino y la participación de procesos tractivos anteriormente mencionada, esta contribución tiene por objetivo realizar un estudio sedimentológico de los miembros Inferior y Los Catutos (Tithoniano inferior – Tithoniano superior bajo) de la Formación Vaca Muerta, combinando el análisis de facies con observaciones petrográficas y de anisotropía de susceptibilidad magnética.

## MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Neuquina constituye un depocentro de forma triangular ubicado en el sector centro-oeste de Argentina (Fig. 1a, b), entre los 32 y 39° S, comprendiendo más de 7000 m de espesor acumulados durante el intervalo Triásico Tardío – Cenozoico (Legarreta y Uliana, 1991; Howell *et al.*, 2005). La sedimentación comenzó durante el Triásico Tardío, como consecuencia de un régimen extensional, acumulando sucesiones de *synrift*, tanto volcánicas como continentales, enmarcadas dentro del Ciclo Precuyano (Gulisano, 1981).

Desde el Jurásico Temprano al Cretácico Tardío, la cuenca modificó su configuración, estando gobernada por un régimen de subducción con extensión en el retroarco (Legarreta y Gulisano, 1989; Legarreta y Uliana, 1991; Franzese *et al.*, 2003). Esta combinación de factores facilitó una serie de intrusiones marinas desde el océano Paleopacífico, generando la interconexión de los depocentros y favoreciendo la acumulación de espesas secuencias marinas, entre las que se incluye el Grupo Mendoza y, dentro de este, la Formación Vaca Muerta (Legarreta y Uliana, 1991, 1996; Leanza *et al.*, 2020) (Fig. 2a). Durante el intervalo Cretácico Tardío – Cenozoico, y producto de la orogenia andina, la cuenca pasó a ser un depocentro de antepaís con subsidencia flexural y sedimentación continental (Ramos y Folguera, 2005; Zapata y Folguera, 2005).



**Figura 1.** Zona de estudio y localización de la sección analizada. **a)** Mapa de ubicación de la cuenca Neuquina y de la zona de estudio. **b)** Imagen satelital del área de Los Catutos detallando las secciones estratigráficas analizadas.

**Figure 1.** Study area and location of the analyzed section. **a)** Location map of the Neuquén Basin and the study area. **b)** Satellite image of the Los Catutos area showing the stratigraphic sections.

La Formación Vaca Muerta (Tithoniano inferior – Valanginiano inferior) forma parte del Grupo Mendoza (Stipanovic, 1966), el cual fue dividido por Leanza (2009) en tres subgrupos: Mendoza Inferior, Mendoza Medio y Mendoza Superior (Fig. 2a). El Subgrupo Mendoza Inferior incluye los depósitos continentales de la Formación Tordillo (Kimmeridgiano – Tithoniano inferior), sobre los que sedimentaron las margas bituminosas, calizas y pelitas negras de ambiente marino distal de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano inferior – Valanginiano inferior) (Leanza *et al.*, 1977, 2011; Mitchum y Uliana, 1985; Legarreta y Gulisano, 1989). La misma aflora desde el sur de Neuquén hasta el norte de Mendoza (e.g., Leanza *et al.*, 1977; Legarreta y Uliana, 1991; Leanza *et al.*, 2011, 2020) y representa un

sistema de rampa donde se distinguen dos sets en base a sus patrones de apilamiento: uno agradacional, enriquecido en materia orgánica, compuesto por facies de cuenca y de composición mixta a silicoclástica, y otro set progradacional, de composición carbonática, acumulado en los sectores intermedio y proximal de la rampa y con geometría sigmoidal o de clinofoma (Spalletti *et al.*, 2025). Este último es conocido actualmente como el Sistema Vaca Muerta - Quintuco (Kietzmann *et al.*, 2016), el cual constituye un conjunto de clinofomas de bajo ángulo, con dirección de avance SE-NO (Mitchum y Uliana, 1985; Minisini *et al.* 2020a). La zona de *topset* o plataforma corresponde a las formaciones Quintuco y Picún Leufú, 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).

La zona de *topset*, dentro de la subcuenca Picún Leufú, incluye facies limo-arcillosas, de naturaleza prodeltaica, que encapsulan depósitos turbidíticos arenosos (Krim *et al.*, 2017; Paz *et al.*, 2019). El sector de *foreset* o talud es identificado en las inmediaciones de la sierra de la Vaca Muerta, próxima 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, enmarcadas 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). El mismo corresponde al Tithoniano inferior alto a superior bajo (Zeiss y Leanza, 2010; Kietzmann *et al.*, 2014a; Kohan Martínez *et al.*, 2018; Kohan Martínez, 2022), compuesto por *packstones/grainstones* peloidales, densamente bioturbados y con estructuras tractivas y erosivas, preservando intervalos que han sido interpretados recientemente como depósitos contorníticos (Reijenstein *et al.*, 2020; Paz *et al.*, 2022a, b, 2023). 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). Hacia la zona de *bottomset*, esto es en dirección N-NO, el sistema se distaliza exhibiendo

monótonas sucesiones oscuras de pelitas, margas, *wackestones* radiolaríticos y *packstones* intraclásticos, que contienen los mayores porcentajes de materia orgánica (Leanza, 1973; Kietzmann *et al.*, 2016; Minisini *et al.*, 2020b). Este sector, a su vez, encapsula un intervalo arenoso, de edad Berriasiano temprano, conocida como Miembro Huncal (Leanza *et al.*, 2003).



**Figura 2.** Marco temporal y estratigráfico para los depósitos analizados en este trabajo. **a)** Marco cronoestratigráfico de la zona de estudio. **b)** Bioestratigrafía en base a amonites, unidades, secuencias depositacionales y horizontes sísmicos identificados para la Formación Vaca Muerta dentro de la zona de estudio. Los horizontes sísmicos corresponden a los determinados por Desjardins *et al.* (2018). Las zonas de amonites son acorde a Riccardi *et al.* (2011). CS: secuencia compuesta; HFS: secuencias de alta frecuencia.

**Figure 2.** Temporal and stratigraphic framework for the deposits analyzed in this study. **a)** Chronostratigraphic framework of the study area. **b)** Biostratigraphy, units, depositional sequences, and seismic horizons identified for the Vaca Muerta Formation within the study area. The seismic horizons follow those defined by Desjardins *et al.* (2018). Ammonite zones are based on Riccardi *et al.* (2011). CS: composite sequence; HFS: high-frequency sequences.

El área de estudio se encuentra en la zona de Los Catutos, al sur de la Cuenca Neuquina (Fig. 1a), 15 km al noroeste de la ciudad de Zapala. Como se mencionó anteriormente, en esta área, la Formación Vaca Muerta fue dividida en tres miembros por Leanza y Zeiss (1990): Inferior, Los Catutos y Superior (Fig. 2b). El

Miembro Inferior, conformado principalmente por calizas, margas y pelitas e intercalaciones arenosas de ambientes marino distal, es conforme y transicional con la Formación Tordillo, en tanto que su contacto superior es conforme y transicional con el Miembro Los Catutos. Según Leanza y Zeiss (1990, 1992) el Miembro Inferior contiene amonites del Tithoniano inferior a superior bajo (Zonas de *Virgatosphinctes andesensis* a la parte inferior de la Zona de *Windhausenicerias internispinosum*). El Miembro Los Catutos muestra un límite basal transicional con el Miembro Inferior, y se compone principalmente por calizas peloidales. El contacto superior es conforme y neto con el Miembro Superior de la unidad. Contiene amonites del Tithoniano inferior alto y superior bajo (zonas de *Aulacosphinctes proximus* y *Windhausenicerias internispinosum*). Por último, el Miembro Superior exhibe un límite inferior conforme y transicional con el Miembro Los Catutos. Se caracteriza nuevamente por el dominio de fangolitas negras, y pasa de manera transicional a la Formación Picún Leufú. Contiene amonites del Tithoniano superior (zonas de *Corongoceras alternans* y *Substeueroceras koeneni*).

El intervalo estudiado en este trabajo corresponde a los miembros Inferior y Los Catutos, que forman parte de la primera secuencia deposicional compuesta (CS-1 por sus siglas en inglés) establecida por Kietzmann *et al.* (2014a) y es equivalente a las secuencias S-01, S-02 y el LST de la secuencia S-03 definidas por Domínguez *et al.* (2020a, b) en el subsuelo y al intervalo T1-T3 de Desjardins *et al.* (2016, 2018). En este trabajo se optó por seguir la nomenclatura de Kietzmann *et al.* (2014a) debido a las dificultades para diferenciar, en las facies distales, los cortejos sedimentarios del modelo cuatripartito seguido por Domínguez *et al.* (2020a, b). La CS-1 consta de tres secuencias de alta frecuencia (HFS por sus siglas en inglés). La HFS-1 corresponde al Miembro Inferior y abarca las zonas de *Virgatosphinctes andesensis* a *Pseudolissoceras zitteli*. Las HFS-2 y 3 corresponden al Miembro Los Catutos, abarcando la HFS-2 la Zona de *Pseudolissoceras zitteli* hasta la Zona de *Aulacosphinctes proximus*, mientras que la HFS-3 se encuentra enmarcada dentro de la Zona de *Windhausenicerias internispinosum* (Fig. 2).

## METODOLOGÍA

Se realizó un análisis sedimentológico en el área de Los Catutos, donde los miembros Inferior y Los Catutos de la Formación Vaca Muerta alcanzan un espesor total de 160 m. El estudio se llevó a cabo capa por capa, determinando las facies sedimentarias en función de las características litológicas, tamaño de grano, estructuras sedimentarias, contenido fósil, bioturbación (icnogénero) y color, así como también el tipo de contacto y la geometría de los estratos (Tabla 1). El análisis de facies se complementó con un total de 35 láminas delgadas, con el fin de obtener información textural y composicional de las facies relevadas. Las litologías clásticas y mixtas fueron clasificadas utilizando el código propuesto por Miall (1996), el cual asigna una letra mayúscula para indicar el tamaño de grano (G, conglomerado; S, arena; L, limo; F, fango) y una letra minúscula para identificar la textura o estructura sedimentaria (m, masiva; h, laminación horizontal, etc.). Las litologías carbonáticas se clasificaron de acuerdo a Dunham (1962) con los códigos propuestos por Kietzmann y Palma (2011) y modificado por Kietzmann *et al.* (2014a), donde la primera letra indica la textura/litología (roca carbonática en cursiva), la segunda se refiere a los componentes principales (subíndice) y la tercera a las estructuras sedimentarias. El marco cronoestratigráfico está basado en la zonación de amonites (Leanza y Zeiss, 1994; Zeiss y Leanza, 2008, 2010), magnetoestratigrafía (Kohan Martínez *et al.*, 2018) y el marco estratigráfico secuencial y cicloestratigráfico (Kietzmann *et al.*, 2014b, 2018) publicados para la sección estudiada.

Se muestrearon un total de 22 sitios paleomagnéticos (Tabla 2) para el análisis de anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM) utilizando una perforadora portátil. Los mismos no se realizaron de manera equidistante, ya que el muestreo incluyó aquellas litologías lo suficientemente resistentes como para ser sometidas al perforado in situ sin que la roca se degrade o desintegre, como son niveles de areniscas, margas concrecionadas, o carbonatos. Se obtuvo un promedio de 4 testigos de roca por sitio y un total de 263 especímenes de 2,2 cm de longitud. Las mediciones de ASM se realizaron en el Laboratorio de Paleomagnetismo 'Daniel Valencio', IGEBA, Universidad de Buenos Aires-CONICET utilizando el instrumental Kappabridge AGICO MFK1A equipado con un girador automático que genera un

total de 64 mediciones en cada uno de los tres ejes de la muestra. Las mismas se midieron a temperatura ambiente, estableciendo los siguientes parámetros: Volumen: 11,5 cm<sup>3</sup>; Campo: 200 A/m; Frecuencia: 976 Hz. Previamente, el instrumento fue calibrado con una muestra patrón, además de corroborar valores apropiados en el rango de error.

Asociación de Facies	Facies/ Bioturbación	Código	Geometría, contacto, color, espesor	Partículas	Procesos sedimentarios	Paleoambiente
AF1: rampa carbonática externa distal	Margas laminadas, <i>wackestones</i> radiolaríticos laminados, tobas masivas	Mh, Ml, W <sub>h</sub> , Tm, Ta	Tabular, plano y neto, castaño/gris, 5 a 10 cm conformando litosomas de hasta 5 m	Escamas de peces, amonites, radiolarios ( <i>Spumellaria</i> , <i>Nasellaria</i> ), crinoideos ( <i>Saccocoma</i> ), ostras, foraminíferos ( <i>Miliolida</i> , <i>Nodosaria</i> ) calciesferas, micrita, pellets, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, muscovita, líticos volcánicos, material vítreo, pirita framboidal, materia orgánica	Decantación de material en ambiente de baja energía junto a alternancia de flujos tractivos débiles. Condiciones disóxicas por debajo del nivel de olas de tormenta. Alternancia con eventos de caída de ceniza	Rampa mixta carbonática-silicoclástica
AF2: rampa externa mixta	<i>Wackestones/packstones</i> bioclásticos laminados, dolomías, tobas masivas. Deformación sinsedimentaria. <i>Thalassinoides</i>	Mh, Ml, W/R <sub>h</sub> , Dm, D, Tm, Ta	Tabular, plano y neto, castaño, 5 a 10 cm conformando cuerpos de hasta 6 m	Escamas de peces, amonites, ostras articuladas y desarticuladas, bivalvos, crinoideos ( <i>Saccocoma</i> ), radiolarios ( <i>Spumellaria</i> , <i>Nasellaria</i> ), foraminíferos ( <i>Miliolida</i> ) calciesferas, espículas de esponjas ( <i>rhaxes</i> ), intraclastos micríticos, pellets, cuarzo, biotita, alomicrita, arcillas, pirita framboidal	Decantación de fango carbonático, fauna planctónica y material clástico a partir de plumas nefeloides junto a alternancia de corrientes de fondo. Condiciones disóxicas. Alternancia con eventos tempestivos y de caída de ceniza	
AF3: lóbulos turbidíticos	Areniscas laminadas y masivas, areniscas con intraclastos, limolitas	Sh, Sm, Si, Lh	Lenticular, erosivo y neto, castaño, 10 a 150 cm. Tendencia grano-decreciente	Intraclastos pelíticos y dolomíticos, cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, líticos volcánicos, muscovita, biotita	Flujos turbidíticos arenosos	
AF4: rampa externa carbonática	<i>Packstones</i> peloidales masivos, <i>packstones/grainstones</i> peloidales heterolíticos, <i>packstones/grainstones</i> intraclásticos laminados, margas laminadas, tobas masivas. <i>Chondrites</i> , <i>Thalassinoides</i>	P <sub>p</sub> m, P/G <sub>p</sub> ht, P/G <sub>h</sub> , Mh, Ml, Tm, Ta	Tabular, plano y neto, castaño/gris oscuro, 10 a 70 cm, conformando paquetes estrato-crecientes de entre 3 a 7 m	Amonites, escamas de peces, ostras, crinoideos ( <i>Saccocoma</i> ), radiolarios ( <i>Spumellaria</i> , <i>Nasellaria</i> ), foraminíferos miliolidos, espículas de esponja ( <i>rhaxes</i> ), calciesferas, ostrácodos, pellets, intraclastos micríticos, cuarzo, líticos volcánicos, muscovita, biotita, pirita framboidal, materia orgánica	Decantación de fauna pelágica y fango carbonático por debajo del nivel de olas de tormenta. Condiciones disóxicas. Desarrollo de estructuras tractivas y erosivas por accionar de corrientes de fondo de larga duración	Rampa carbonática externa

**Tabla 1.** Facies, microfacies y asociaciones de facies reconocidas para la Formación Vaca Muerta en la zona de Los Catutos.

**Table 1.** Facies, microfacies, and facies associations recognized for the Vaca Muerta Formation at the Los Catutos section.

La mineralogía magnética fue analizada a partir del estudio de magnetización remanente isotérmica (MRI) y mediante la obtención de curvas termomagnéticas. Para el primer caso los campos magnéticos fueron aplicados utilizando un magnetizador por pulsos IM-10-30 con intervalos determinados de 15, 29, 44, 61, 74, 100, 150, 200, 300, 450, 600, 800 y 1000 mT. Para las curvas termomagnéticas se realizó el monitoreo de la susceptibilidad a medida que se calentaba la muestra con la finalidad 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), en una atmósfera inerte, mediante la inyección continua de argón, y utilizando un termómetro tipo AP1300, partiendo desde la temperatura ambiente hasta los 680° C y viceversa.

Sitio	N	Km (SI)	Ejes del elipsoide (declinación/inclinación)			Parámetros AMS				
			K1	K2	K3	L	F	PJ	T	Actitud (°)
CN 1	7	9,00E-05	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	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	256,0/2,3	165,8/4,7	12,5/84,8	1,005	1,007	1,013	0,113	330/20
CN 15	20	2,69E-06	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	101,6/9,6	193,0/8,2	322,8/77,3	1,016	1,028	1,046	0,260	315/34

**Tabla 2.** Datos y parámetros de AMS obtenidos para cada sitio. Referencias: N, número de especímenes; Km, susceptibilidad magnética media; ejes del elipsoide, declinación/inclinación promedio; L, lineación; F, foliación; Pj; grado de anisotropía corregido; T, parámetro de forma; Actitud, rumbo/inclinación.

**Table 2.** AMS data and parameters obtained for the Vaca Muerta Formation. References: N, number of specimens; Km, mean magnetic susceptibility; ellipsoid axes (declination/inclination values); L, lineation; F, foliation; Pj, corrected anisotropy degree; T, shape parameter; Bedding plane, strike/deep.

### Anisotropía de susceptibilidad magnética (ASM)

La susceptibilidad magnética (K) es una propiedad física adimensional que se expresa matemáticamente a partir de un tensor simétrico de segundo rango,  $M_i = K_{ij} * H_j$ . El parámetro K corresponde a la facilidad de las partículas para adquirir magnetización cuando se exponen a un campo magnético y no es igual en todas las direcciones, es decir, es una propiedad anisótropa. Dicha variación en la dirección de K constituye el principio de la AMS, cuya representación espacial es un elipsoide conformado por tres ejes, perpendiculares entre sí, denominados K1 (eje de máxima susceptibilidad), K2 (eje de susceptibilidad intermedia) y K3 (eje de mínima susceptibilidad). Gráficamente, las mediciones de ASM son representadas en estereogramas de hemisferio inferior. Por otro lado, los parámetros empleados para describir al elipsoide y caracterizar las fábricas magnéticas incluyen: susceptibilidad magnética promedio (Km), lineación magnética ( $L=K1/K2$ ), foliación magnética ( $F=K2/K3$ ), grado de anisotropía corregido (Pj) y parámetro de forma (T) (Jelinek, 1981; Hrouda, 1982; Ellwood *et al.*, 1988; Tarling y Hrouda, 1993). En este sentido, Pj 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 ( $T>0$ ), prolado ( $T<0$ ) o bien

triaxial ( $T \approx 0$ ). Ambos parámetros suelen ser representados en un diagrama de Jelinek (Jelinek, 1981). Finalmente, la lineación magnética ocurre ante agrupamientos claros de los ejes K1, mientras que la foliación se caracteriza por ejes K1 y K2 distribuidos en un plano en común junto a agrupamientos verticales a sub-verticales de los ejes K3.

La técnica de ASM reviste utilidad al proporcionar información sobre la orientación preferencial de los minerales, tanto paramagnéticos, diamagnéticos o bien ferromagnéticos, contenidos en una roca (Hrouda, 1982; Rochette *et al.*, 1992; Tarling y Hrouda, 1993). Por lo tanto, los resultados de dicho método dependerán de la mineralogía, litología, el tamaño de grano, las condiciones depositacionales y post-depositacionales (Tarling y Hrouda, 1993). De esta manera, la ASM permite determinar petrofábricas vinculadas a corrientes tractivas, flujos de magma y/o esfuerzos tectónicos (Tarling y Hrouda, 1993; Borradaile y Henry, 1997; Parés *et al.*, 1999). En general, las rocas sedimentarias muestran dos tipos de fábricas: 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 eventos de deformación tectónica (Borradaile y Tarling, 1981). Las fábricas primarias, asociadas a sedimentos no deformados, suelen exhibir elipsoides oblados con ejes K3 sub-verticales y ejes K1 y K2 dispersos dentro del plano de depositación (Tarling y Hrouda, 1993). Las fábricas secundarias, en cambio, suelen asociarse con elipsoides prolados y ejes K3 sub-horizontales (Parés *et al.*, 1999; Weil y Yonkee, 2009). 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), diamagnéticos (cuarzo, calcita, feldespatos) y ferromagnéticos (magnetita, hematita). 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). 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 depositación 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 K3 verticales, alrededor del polo del plano de estratificación, y los ejes K1 y K2 dispersos en “guirnalda”, definiendo una foliación magnética paralela a la superficie de sedimentación (Rees, 1968; Rochette *et al.*, 1992; Tarling y Hrouda, 1993) (Fig. 3a). En presencia de corrientes tractivas, el eje K1 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 condiciones de flujo de bajo régimen, se alinea paralelo a la corriente (Allen, 1984) (Fig. 3b), mientras que ante condiciones de flujo de régimen alto, se dispone de manera perpendicular, conformando una fábrica por rolido (Rees, 1965; Harms *et al.*, 1982; Rochette *et al.*, 1992) (Fig. 3c). 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 K1 y a favor de la corriente para los ejes K3 (Fig. 3d), y las óndulas de corrientes, que generan la imbricación a favor de la corriente de los ejes K1 y en contra de la misma para los ejes K3, debido al proceso de flujo de grano en las caras de avalancha de las óndulas (Baas *et al.*, 2007; Dall’Olio *et al.*, 2013; Felletti *et al.*, 2016; Iglesia Llanos *et al.*, 2019) (Fig. 3e, f).

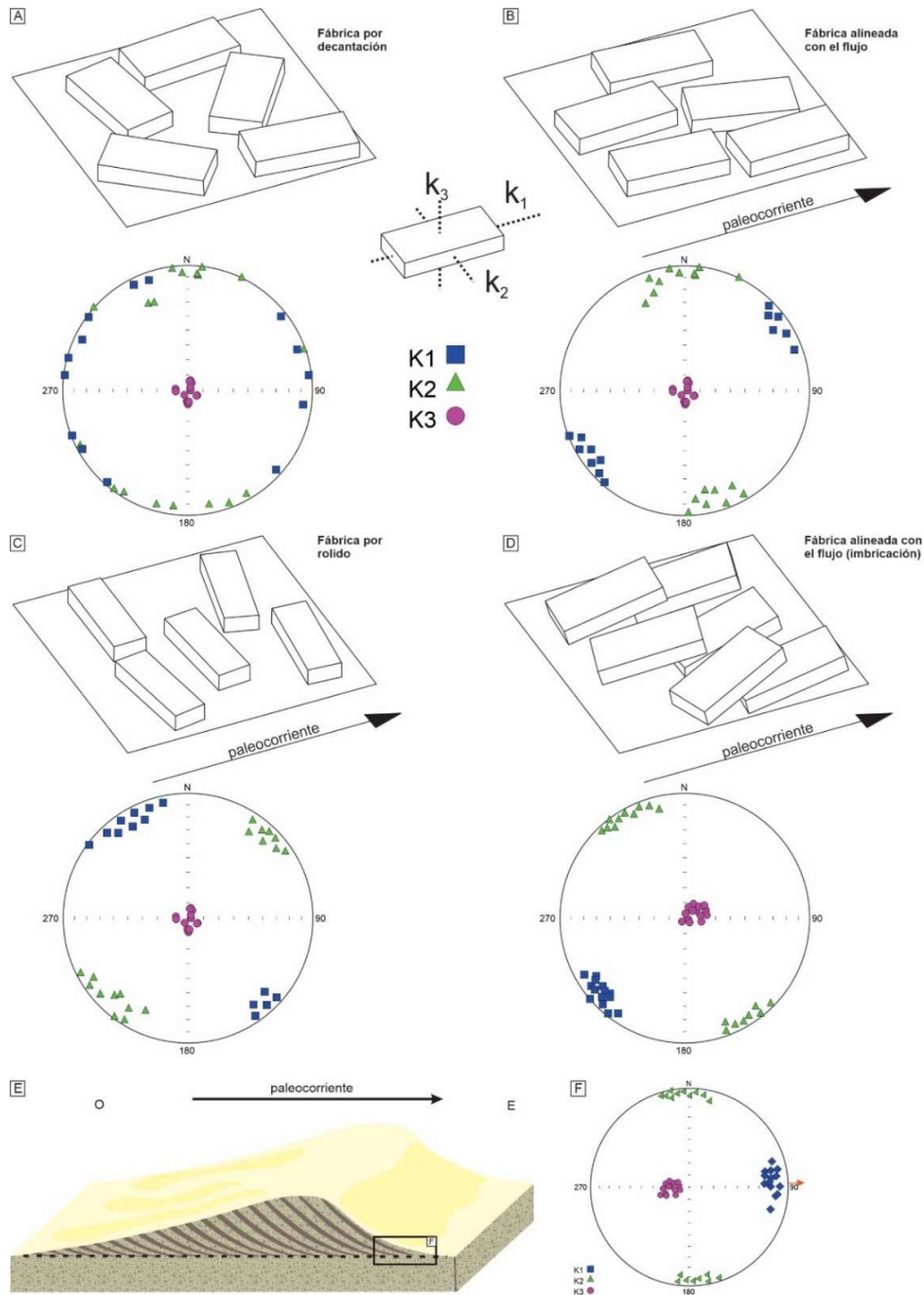
## RESULTADOS

### Análisis de facies

Sobre la base de sus atributos estratigráficos, sedimentológicos e icnológicos a escala de afloramiento se definieron una serie de microfacies y facies que conforman 4 asociaciones de facies agrupadas en dos ambientes depositacionales (Tabla 1), todos ellos representadas en la Figura 4.

**Asociación de Facies 1, rampa carbonática externa distal.** Esta asociación de facies comprende estratos tabulares, de hasta 5 m de espesor, con contactos planos y netos y que definen una geometría tabular (Fig. 5a). Se compone por margas laminadas (Mh), de coloración castaño grisácea, cuyo espesor varía entre 5 y 25 cm. En menor medida intercalan bancos de mayor dureza de composición

carbonática, representados por *wackestones* radiolaríticos (*Wh*). Adicionalmente, se observan escamas de peces, moldes de amonites e intercalaciones de bancos anaranjados y tabulares, de 2 a 4 cm de espesor, compuestos por tobas masivas (*Tm*).

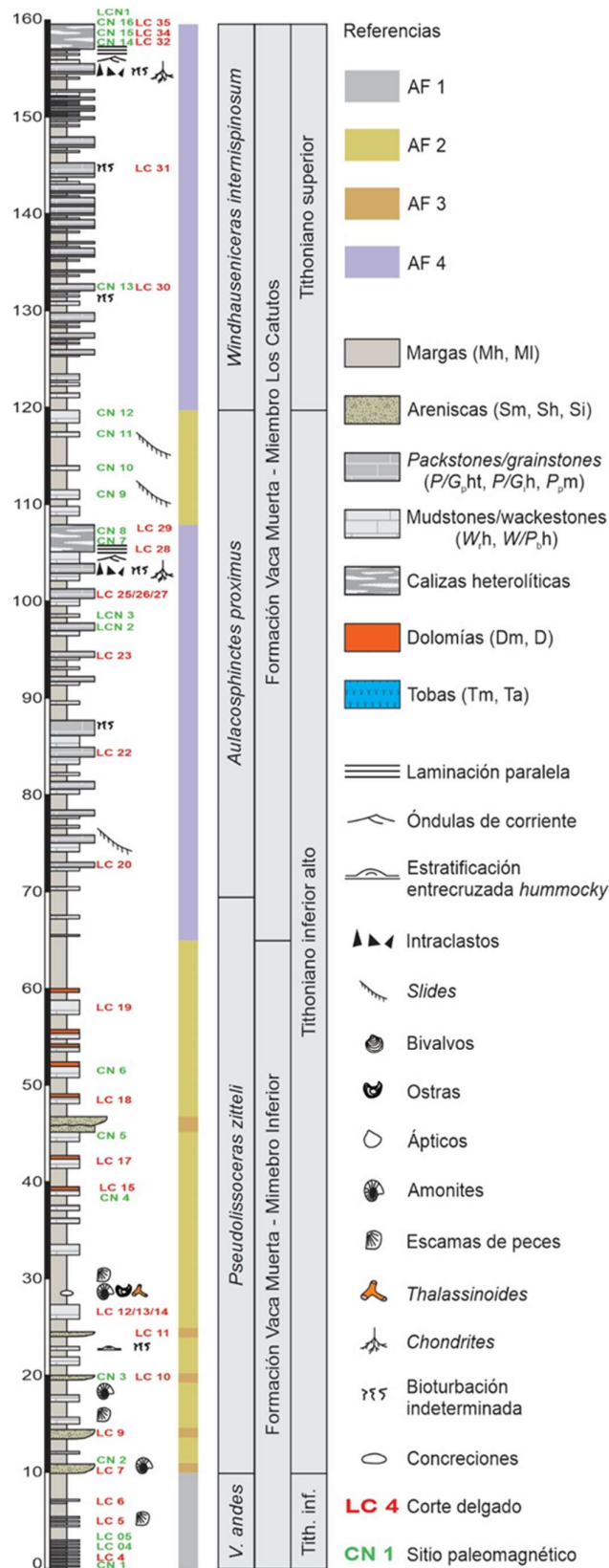


**Figura 3.** Fábricas magnéticas asociadas a las rocas sedimentarias (modificado de Stachowska *et al.*, 2020). **a)** Fábrica por decantación en ambiente tranquilo. **b)** Fábrica alineada con el flujo bajo la influencia de corrientes tractivas. **c)** Fábrica por rolido generada bajo condiciones hidrodinámicas

altas. **d)** Fábrica alineada con el flujo con imbricación de las partículas. **e)** Esquema denotando la migración de una óndula de corriente en sentido O-E preservando sus caras de avalancha. **f)** Estereograma para la petrofábrica resultante del proceso esquematizado en la Figura 3e. Notar el desplazamiento del eje K3 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).

**Figure 3.** Magnetic fabrics associated with sedimentary rocks (modified from Stachowska *et al.*, 2020). **a)** Horizontal fabric formed under low-energy conditions. **b)** Flow-aligned fabric produced under the influence of traction currents. **c)** Rolling fabric generated under high-energy hydrodynamic conditions. **d)** Flow-aligned fabric with particle imbrication. **e)** Schematic illustration of a ripple, migrating in the W-E direction, preserving its foreset laminae (dark-brown color). **f)** Stereogram of the petrofabric produced by the process depicted in Figure 3e. Note the offset of the K3 axis relative to the pole of the bedding plane and the magnetic lineation aligned with the flow direction, which also indicates the paleocurrent direction (orange arrow).

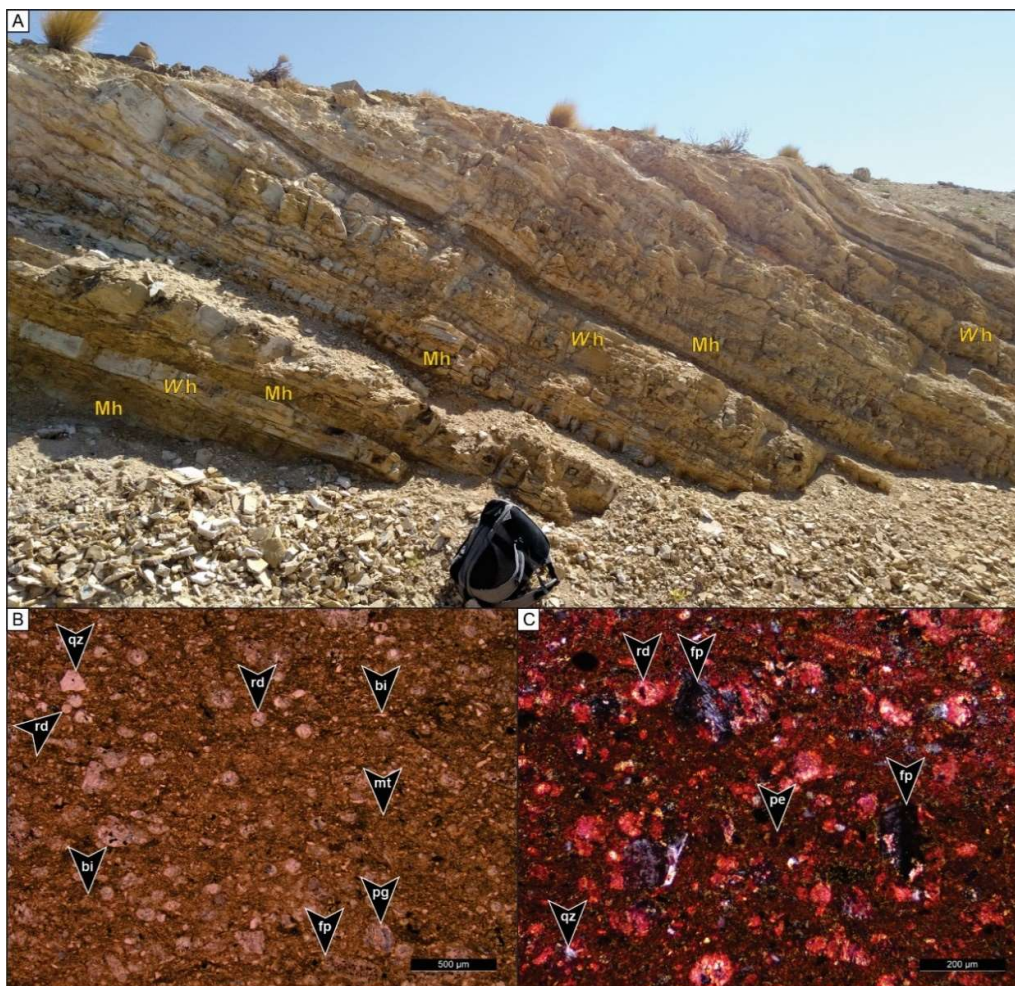
En lámina delgada se observaron las microfacies 1, 2 y 3. La microfacies 1 representa margas laminadas (Ml) constituidas por matriz (80-90%) que aglutina material bioclástico (5%), terrígenos (<5%) y materia orgánica (<1%) (Fig. 5b, c). La matriz es de composición micrítica, en parte recristalizada a pseudoesparita, preservando de manera localizada partículas pelletoidales, de buen redondeamiento y que no exceden los 30  $\mu\text{m}$  de diámetro (limo medio) (Fig. 5c). A su vez, en forma diseminada, se distinguen fragmentos elongados, que no exceden los 20  $\mu\text{m}$  (limo medio), de bioclastos indeterminados (Fig. 5a). Estos pueden adquirir orientaciones preferenciales de sus ejes largos otorgándole una laminación difusa a la roca. El material bioclástico corresponde a radiolarios calcitizados (*Spumellaria*) (Fig. 5a), cuyos tamaños oscilan entre los 100 y 150  $\mu\text{m}$  (arena muy fina a arena fina). Los terrígenos están representados por cuarzo y feldespatos (Fig. 5b), ambos dispuestos de manera aleatoria y con una textura flotante dentro de la matriz. El cuarzo es muy anguloso, bien seleccionado dentro de la moda de 40 a 50  $\mu\text{m}$  (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  $\mu\text{m}$  (limo grueso), si bien algunos ejemplares pueden alcanzar diámetros de casi 200  $\mu\text{m}$  (arena fina).



**Figura 4.** Perfil sedimentario de la Formación Vaca Muerta relevado en el área de Los Catutos junto a las asociaciones de facies reconocidas.

**Figure 4.** Studied sedimentary section and facies associations of the Vaca Muerta Formation in the Los Catutos area.

La microfacies 2 corresponde a *wackestones* radiolaríticos laminados (*Wh*) compuesta por bioclastos (15-40%), pellets (10-15%) y terrígenos (2-5%) inmersos en una matriz alomicrítica (75-60%). Por sectores se observa una fábrica laminada y ondulada (Fig. 6a), 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. 6b) 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 0,3 mm (arena media).



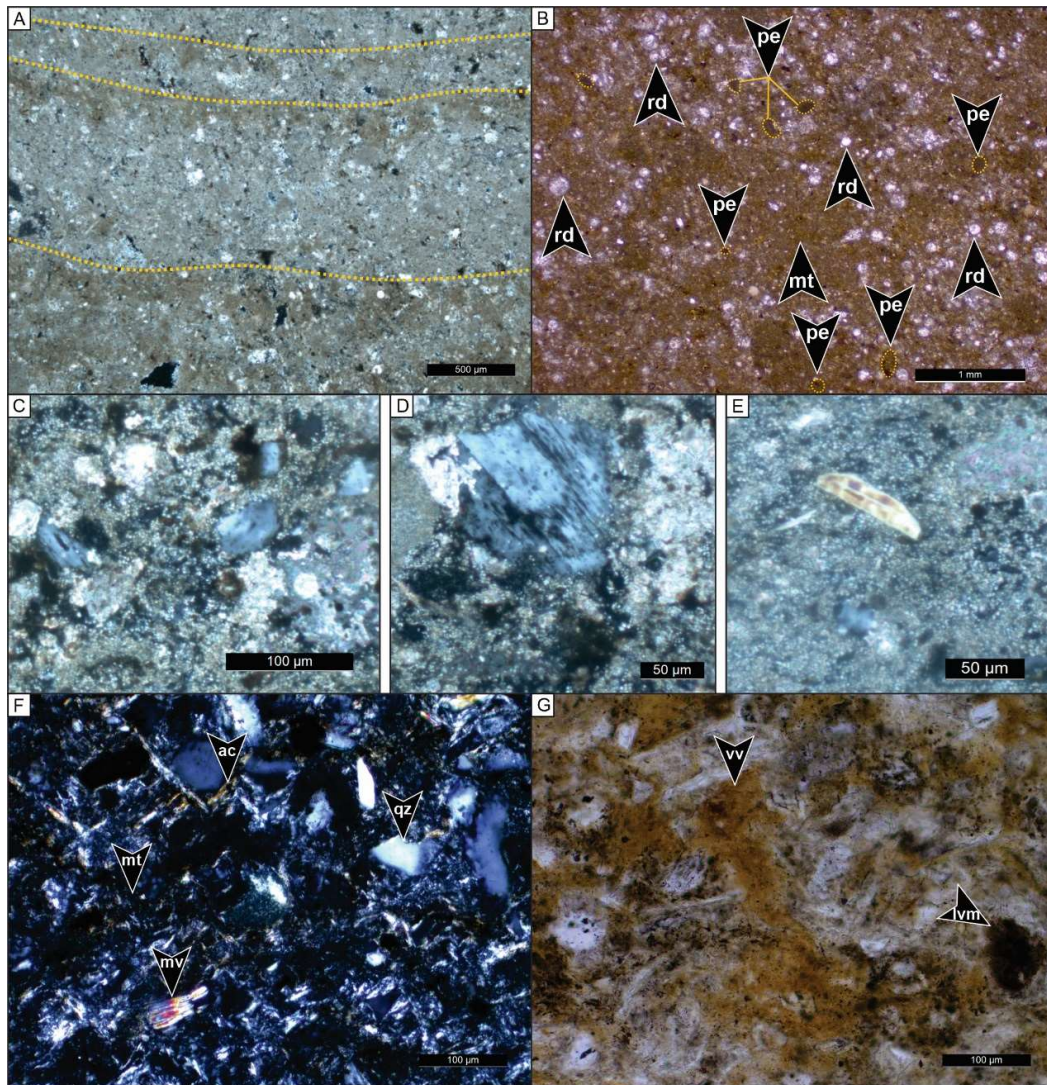
**Figura 5.** Atributos de afloramiento y bajo lámina delgada de la asociación de facies 1. **a)** Afloramiento característico de la asociación de facies 1 definido por paquetes de margas laminadas (Mh) y calizas (Wh). Mochila de escala. **b)** Microfacies de margas laminadas (Ml) exhibiendo laminación horizontal difusa conteniendo terrígenos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico junto a bioclastos de radiolarios y ejemplares indeterminados, embebidos en una matriz micrítica. **c)** Imagen de microscopio de marga conteniendo terrígenos de cuarzo y feldespato potásico junto a bioclastos de radiolarios y acumulaciones pelletoidales. Referencias: bi, bioclastos indeterminados; fp, feldespato potásico; mt, matriz; pe, pellets; pg, plagioclasa; qz, cuarzo; rd, radiolarios. Imagen b) en nicoles paralelos e imagen c) en nicoles cruzados.

**Figure 5.** Principal features of facies association 1 at outcrop scale and under thin section. **a)** Characteristic outcrop of facies association 1 defined by laminated marls (Mh) and limestones (Wh). Scale: backpack. **b)** Microfacies of laminated marlstones (Ml), showing diffuse horizontal lamination, containing terrigenous grains of quartz, plagioclase and potassium feldspar, alongside with radiolarians and undetermined bioclasts embedded in a micritic matrix. **c)** Image under thin section of laminated marlstones containing terrigenous grains of quartz, and potassium feldspar alongside with bioclasts of radiolarians and pelletoidal accumulations. References: bi, undetermined bioclasts; fp, potassium feldspar; mt, matrix; pe, pellets; pg, plagioclase; qz, quartz; rd, radiolarians. Image b) is shown in parallel nicols and image c) is shown in crossed nicols.

Los microcrinoideos (20-25%) corresponden a placas elongadas, desarticuladas y fragmentadas del género *Saccocoma*, cuyos tamaños varían entre 0,01 y 1 mm (limo fino a arena gruesa), encontrándose dispuestos de manera caótica, formando parte de la matriz, mientras que las placas de mayores tamaños se disponen de manera paralela a la microlaminación de la roca. Los bivalvos comprenden valvas de ostras (10-15%), desarticuladas, tanto fragmentadas como enteras, que en ocasiones alcanzan tamaños mayores a 1,5 mm (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. Los pellets son subsféricos a esféricos, con tamaños que varían entre 30 y 100  $\mu\text{m}$  (limo medio a arena muy fina).

La fracción terrígena está dominada por cuarzo monocristalino (Fig. 6c), subanguloso a anguloso, con extinción *flash* y tamaños de entre 40 y 80  $\mu\text{m}$  (limo grueso a arena muy fina). En menor medida, se observaron ejemplares subangulares de plagioclasa (Fig. 6d), 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. 6e), cuyos tamaños no superan los 50  $\mu\text{m}$  (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 6.** Microfacies 2 y 3 reconocidas para la asociación de facies 1. **a)** Microlaminación y superficies onduladas observables bajo corte delgado dentro de la microfacies de *wackestones* radiolaríticos laminados. **b)** Textura general de la microfacies de *wackestones* radiolaríticos laminados (*Wh*). **c)** Terrígeno de cuarzo monocristalino identificado en la microfacies *Wh*. **d)** Terrígeno de plagioclasa con maclado polisintético y reemplazos a carbonato de calcio identificado en la microfacies *Wh*. **e)** Terrígeno de muscovita observado dentro de la microfacies *Wh*. **f)**

Textura general de la microfases de tobas argilitizadas (Ta) denotando granos de cuarzo y muscovita embebidos en una matriz de aspecto fibroso. **g**) Aspecto castaño de la matriz de composición vítrea observada en la microfases Ta junto a líticos mesosilícicos alterados a óxidos de hierro. Referencias: ac, pátinas de arcillas; lvm, lítico volcánico mesosilícico; mt, matriz; mv, muscovita; pe, pellets; qz, cuarzo; rd, radiolarios; vv, material vítreo. Imágenes a), c), d), e) y f) en nicols cruzados e imágenes b) y g) en nicols paralelos.

**Figure 6.** Microfacies 2 and 3 recognized within facies association 1. a) Microlamination and undulated surfaces recognized under thin section within the laminated radiolaritic wackestones microfacies (W<sub>r,h</sub>). b) General aspect of the laminated radiolaritic wackestones microfacies (w<sub>r,h</sub>). c) Terrigenous grain of quartz identified in the microfacies of W<sub>r,h</sub>. d) Terrigenous grains of plagioclase, identified in the microfacies W<sub>r,h</sub>, showing polysynthetic twinning and calcite replacements. e) Terrigenous grain of muscovite identified in the microfacies of W<sub>r,h</sub>. f) General aspect of the microfacies of argilitized tuffs (Ta) displaying grains of quartz and muscovite embedded in a fibrous matrix. g) Brownish aspect of the glass-rich matrix distinguished in the Ta microfacies containing volcanic lithics altered to iron oxides. Images a), c), d) e) and f) are shown in crossed nicols and images b) and g) are shown in parallel nicols.

La microfases 3 corresponde a tobas argilitizadas (Ta) compuestas por una matriz (95%), de aspecto fibroso y acicular (Fig. 6f), 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. 6g), exhibe un aspecto fibroso y muestra frecuentes alteraciones a minerales de arcilla de alta birrefringencia (Fig. 6f), 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. 6f), de aspecto laminar y elongado, además de opacos y líticos intermedios alterados a óxidos de hierro.

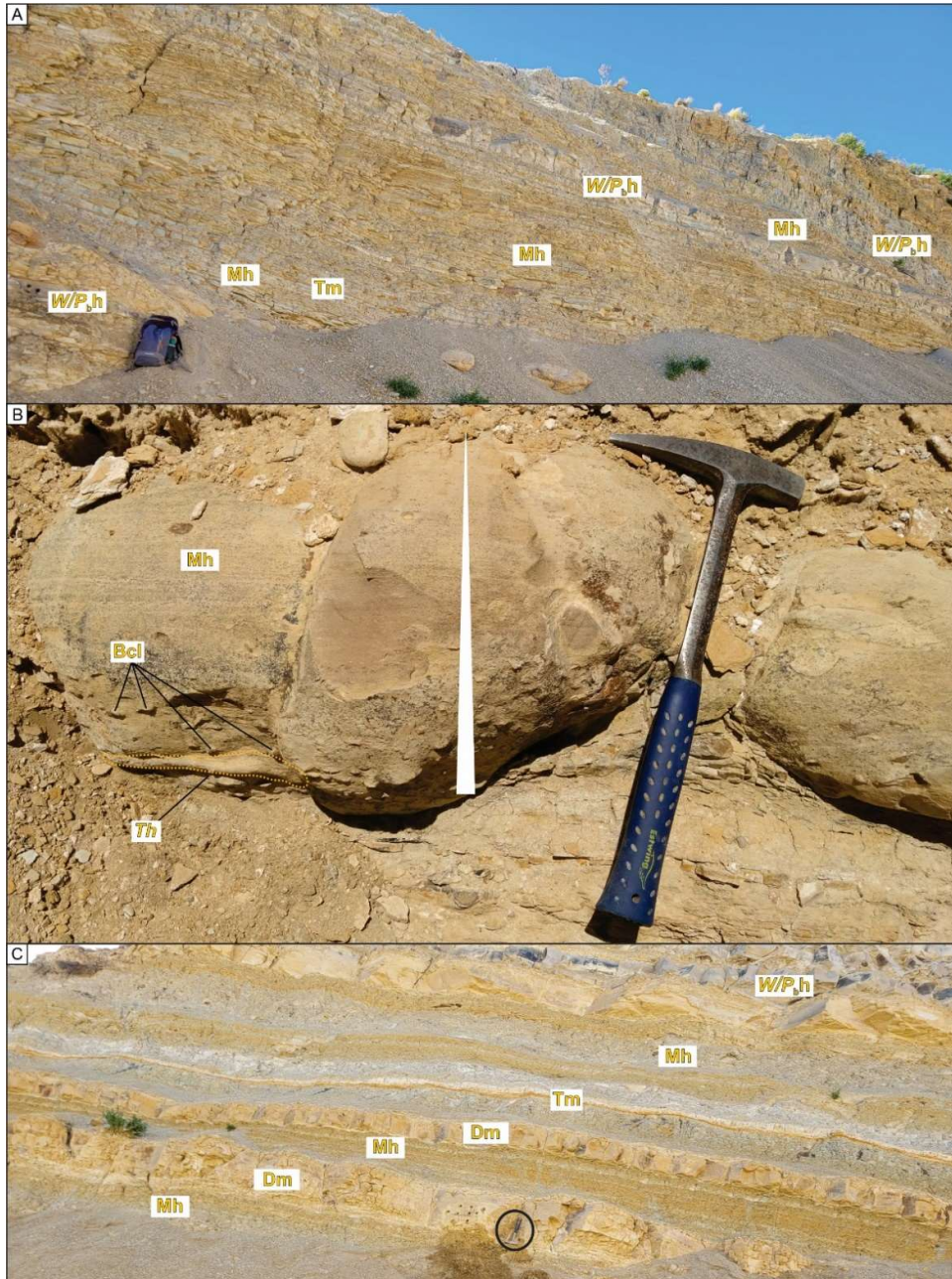
Interpretación: la geometría tabular del depósito, la dominancia de granulometrías finas, la ausencia de horizontes bioturbados, junto a la preservación de fauna planctónica y nectónica, justifican el origen de esta asociación de facies mediante decantación en un entorno de baja energía y condiciones disóxicas. La microlaminación observada, al encontrarse de manera

localizada y presentar delgados espesores, podría atribuirse a flujos gravitatorios distales, de carácter eventual, en respuesta a tormentas y/o descargas turbidíticas (Wallace-Dudley y Leckie, 1993; Parsons *et al.*, 2007; Kietzmann *et al.*, 2014a, b). Los mismos tienen la capacidad de alcanzar zonas distales, sobre todo en sistemas de baja pendiente que favorecen la propagación de estos flujos por largas distancias, y generar estructuras tractivas como laminación horizontal y óndulas de corriente (Shanmugam, 2006; Stow y Smillie, 2020). En este sentido, el contenido de foraminíferos, pellets y terrígenos implicaría un aporte alóctono, probablemente promovido por este tipo de flujos. Las tobas masivas se interpretan como depósitos de caída de ceniza, reflejando la actividad volcánica sincrónica con la sedimentación (Kietzmann *et al.*, 2008, 2014a, 2016, 2021; Capelli *et al.*, 2021). Por lo tanto, dado la marcada contribución de litologías mixtas a carbonáticas, la asociación de facies 1 corresponde a depósitos de rampa carbonática externa distal generados por debajo del nivel de olas de tormenta con alcance esporádico de flujos gravitatorios distales.

**Asociación de Facies 2, rampa externa mixta.** Esta asociación de facies presenta geometría tabular, contactos planos y netos, y alcanza potencias de hasta 6 m (Fig. 7a). Exhibe coloración castaño blanquecina y está compuesta por margas laminadas (Mh) con frecuentes intercalaciones de litologías carbonáticas de *wackestones/packstones* bioclásticos laminados (*W/P<sub>b</sub>h*). Asimismo, se observaron horizontes concrecionados que preservan depósitos grano-decrecientes de hasta 30 cm de espesor (Fig. 7b), conteniendo acumulaciones bioclásticas en la porción basal, así como también horizontes bioturbados con *Thalassinoides*. La porción superior de esta asociación de facies muestra el desarrollo de paquetes con tendencia estrato-creciente, gradando desde margas laminadas (Mh) a litologías carbonáticas (*W/P<sub>b</sub>h*), y que son rematados en su tope por bancos dolomíticos (Dm) (Fig. 7c). Al igual que en la asociación de facies anterior, se observan escamas de peces, moldes de amonites y niveles milimétricos de tobas masivas (Tm). Por otro lado, se han observado sectores con cicatrices de deslizamientos de bajo ángulo y con una vergencia hacia el norte. En lámina delgada esta asociación de facies se caracteriza por la microfacies 4 y 5 descritas a continuación.

La microfacies 4 representa *wackestones/packstones* bioclásticos laminados (*W/P<sub>bh</sub>*) y se compone por bioclastos (30-55%), intraclastos (10-15%) y terrígenos (5-10%) con cantidades variables de matriz (50-30%) que por sectores le otorga una textura tanto de tipo wackestone como packstone. La roca exhibe en general 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. 8a).

Los bioclastos corresponden mayormente a microcrinoideos junto a cantidades subordinadas de radiolarios, foraminíferos, espículas de esponjas y calciesferas. Los microcrinoideos (60-80%) comprenden placas de *Saccocoma*, de aspecto sucio y microporoso, que se encuentran desarticuladas y tanto fragmentadas como enteras (Fig. 8b). Las placas de tamaños micrométricos se disponen al azar conformando parte de la matriz, mientras que los fragmentos enteros corresponden a placas secundibraquiales de hasta 1 mm de longitud (arena gruesa). Los radiolarios (5-20%) pertenecen a ejemplares de spumelláridos y naselláridos, de no más de 0,2 mm de diámetro (arena fina), encontrándose calcitizados y preservando, en ocasiones, su estructura interna (Fig. 8c). En cantidades despreciables (1-2%) se observaron ejemplares de calciesferas y foraminíferos miliólidos, además de espículas de esponjas. Las mismas son de tipo rhaxes, con morfologías reniformes, se encuentran calcitizadas y no exceden los 100  $\mu\text{m}$  de diámetro (arena muy fina). Los intraclastos son subredondeados, de composición micrítica y no exceden los 50  $\mu\text{m}$  de diámetro (limo grueso). Los terrígenos están representados por individuos de cuarzo anguloso que no exceden los 80  $\mu\text{m}$  (limo grueso a arena muy fina) y escasos ejemplares de biotita de hábito laminar (Fig. 8d). La matriz está compuesta por alomicrita y partículas peloidales que le otorgan un aspecto grumoso. Por sectores se encuentra recristalizada a microesparita y pseudoesparita. Además, se observan acumulaciones castañas de composición arcillosa, así como framboides de piritita y materia orgánica, ambos diseminados en la roca y en cantidades despreciables (<1%).

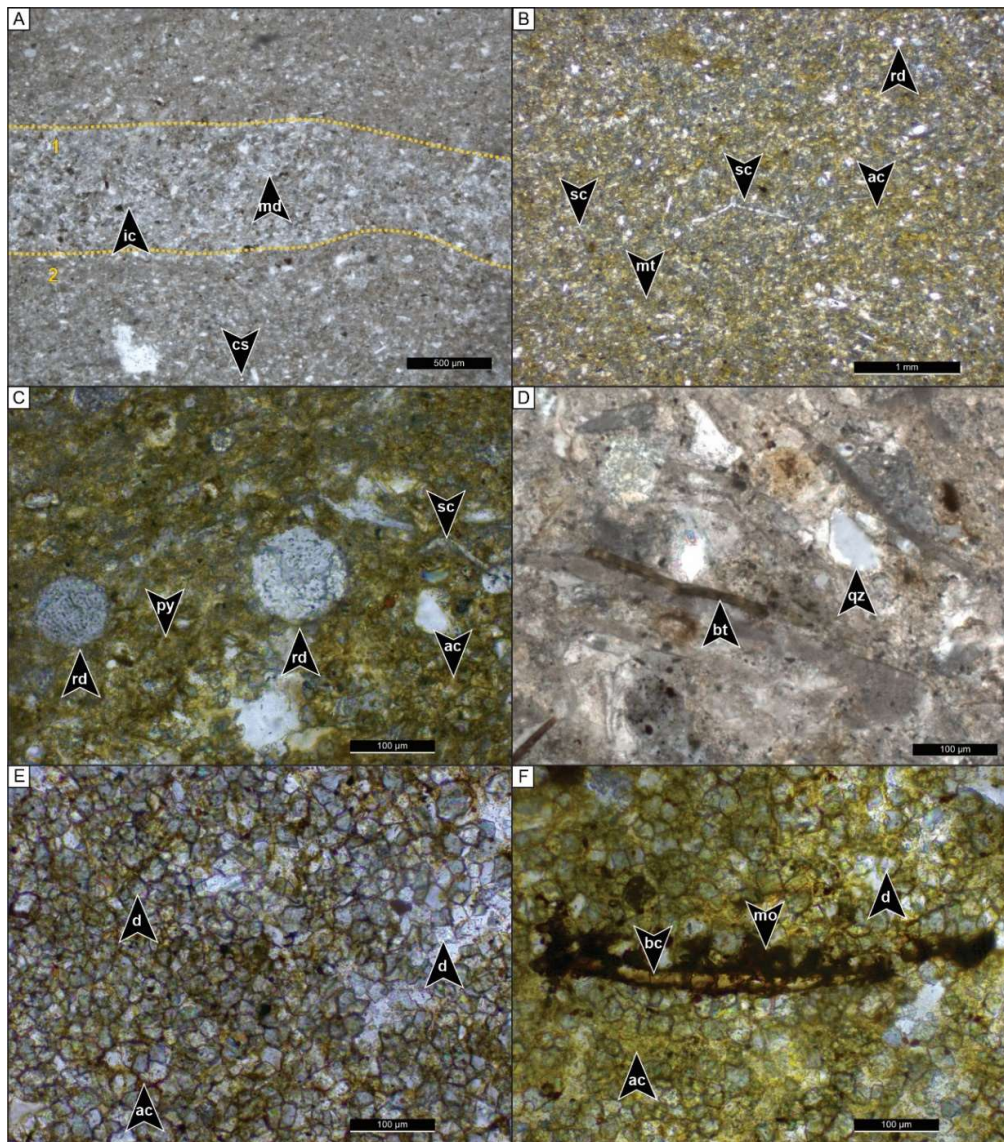


**Figura 7.** Atributos de afloramiento reconocidos en la asociación de facies 2. **a)** Afloramiento característico de la asociación de facies 2 dominado por margas laminadas (Mh) con intercalaciones de *wackestones/packstones* bioclásticos laminados (*W/P<sub>b</sub>h*). Mochila de escala. **b)** Depósito laminado con tendencia grano-decreciente (triángulo blanco invertido) preservando acumulaciones bioclásticas en su base (Bcl) junto a galerías bioturbadas con *Thalassinoides* (Th). **c)** Sucesión estrato-creciente distinguida en la porción cuspidal de la asociación de facies 2, compuesta por margas laminadas (Mh), litologías carbonáticas (*W/P<sub>b</sub>h*) y dolomías (Dm) con menor intercalaciones de tobas masivas (Tm). El círculo negro indica el martillo de escala.

**Figure 7.** Outcrop features of facies association 2. **a)** Characteristic outcrop of facies association 2 composed of laminated marls (Mh) and laminated bioclastic wackestones/packstones (W/Pbh). Scale: backpack. **b)** Laminated, finning-upward deposit preserving basal bioclastic-rich levels (Bcl) as well as bioturbated galleries with *Thalassinoides* (Th). **c)** Thickening-upward succession preserved in the upper portion of facies association 2, composed of laminated marls (Mh), limestones (W/Pbh) and dolostones (D) with minor intercalations of massive tuffs (Tm). The black circle shows a hummer as the scale.

Por su parte la microfacies 5 representa *dolostones* (D) compuestos por un mosaico equigranular de cristales subhedrales a euhedrales de dolomita (Fig. 8e), cuyos tamaños varían entre 10 y 50  $\mu\text{m}$ . 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  $\mu\text{m}$  (arena muy fina). Algunas partículas exhiben reemplazos parciales a dolomita, dificultando su reconocimiento (Fig. 8f). De manera localizada, se observan acumulaciones de materia orgánica, framboides de pirita y pátinas castañas de arcillas que recubren los cristales de dolomita.

Interpretación: la predominancia de litologías de grano fino, la geometría tabular, la preservación de fauna planctónica y la buena laminación de esta facies son compatibles con un entorno de baja energía. La fauna preservada sugiere condiciones, al menos, disóxicas (Kietzmann y Palma, 2009a), mientras que los niveles concrecionados con tendencia grano-decreciente, horizontes bioturbados y con acumulaciones bioclásticas corresponden a depósitos tempestíticos (Aigner, 1982). En este sentido, las tormentas constituyen un mecanismo oxigenador, a corto plazo, del fondo marino, proveen material bioclástico alóctono y favorecen la colonización del sustrato por parte de la fauna bentónica (Bentley *et al.*, 2006; MacEachern *et al.*, 2007; Kietzmann y Palma, 2011). Adicionalmente, las partículas intraclásticas y peloidales, distinguibles en lámina delgada, indicarían el carácter erosivo de flujos tractivos probablemente originados durante los eventos tempestíticos, aunque no debería descartarse la influencia de corrientes de fondo de larga duración (Schieber *et al.*, 2013; Kietzmann *et al.*, 2014a, 2020).



**Figura 8.** Imágenes de microscopio de las microfácies identificadas para la asociación de facies 2. a) Microlaminación definida por alternancia de capas con mayor contenido carbonático y de intraclastos (1) junto a bandas de mayor contenido peloidal (2). b) Textura general de la microfácies *W/P<sub>h</sub>*. c) Bioclastos de radiolarios spumelláridos preservando estructura interna junto a fragmentos de crinoideos saccocómidos, framboides de pirita y parches castaños de arcillas. d) Terrígenos de cuarzo y biotita observados en la microfácies *W/P<sub>h</sub>*. e) Mosaico dolomítico característico de la microfácies 5. f) Bioclasto indeterminado con reemplazo parcial a dolomita y acumulaciones de materia orgánica en sus bordes. Referencias: ac, arcillas; bc, bioclasto; bt, biotita; cs, calciesfera; d, dolomita; ic, intraclastos; md, miliólido; mo, materia orgánica; mt, matriz; py, pirita; qz, cuarzo; rd, radiolarios; sc, crinoideos saccocómidos. Imagen a) y d) vista en nicoles paralelos. Imágenes b), c), e) y f) vistas con nicoles cruzados.

**Figure 8.** Thin section images of the microfacies identified in facies association 2. a) Microlamination defined by the alternation of bioclastic- and intraclastic-rich laminae (1) with peloidal-rich laminae (2). b) General texture of the microfacies W/P<sub>h</sub>. c) Spumellarian bioclasts preserving their internal structure alongside with fragments of saccocomids, pyrite framboids and brownish clay-rich patches. d) Terrigenous of quartz and biotite observed in microfacies W/P<sub>h</sub>. e) Characteristic dolomitic mosaic observed in microfacies 5. f) Undetermined bioclast showing partial replacements to dolomite with organic matter accumulations. References: ac, clay; bc, bioclast; bt, biotite; cs, calcisphere; d, dolomite; ic, intraclasts; md, milliolid; mo, organic matter; mt, matrix; py, pyrite; qz, quartz; rd, radiolarians; sc, saccocomid crinoids. Images a) and d) are shown with parallel nicols. Images b), c), e) and f) are shown with crossed nicols.

La presencia de material bioclástico alóctono (e.g., espículas de esponja, pellets, foraminíferos, intraclastos, terrígenos) y las frecuentes laminaciones serían atributos compatibles con la participación de plumas nefeloides y flujos subácueos generados durante tormentas, con abundante carga bioclástica en suspensión, originadas en zonas someras y con capacidad de transportar el material hacia áreas distales (Myrow *et al.*, 2008; Zavala *et al.*, 2021). En términos de esta interpretación, se ha propuesto para esta zona del depocentro el accionar de plumas nefeloides generadas por contrastes de densidades dentro del *topset* (Wilson y Roberts, 1995; Rodríguez Blanco *et al.*, 2020). Las tobas masivas corresponden a depósitos de cenizas volcánicas retrabajadas, mientras que las cicatrices de deslizamiento representan eventos de deformación sinsedimentaria vinculadas a procesos de remoción en masa por inestabilidad en la zona del talud.

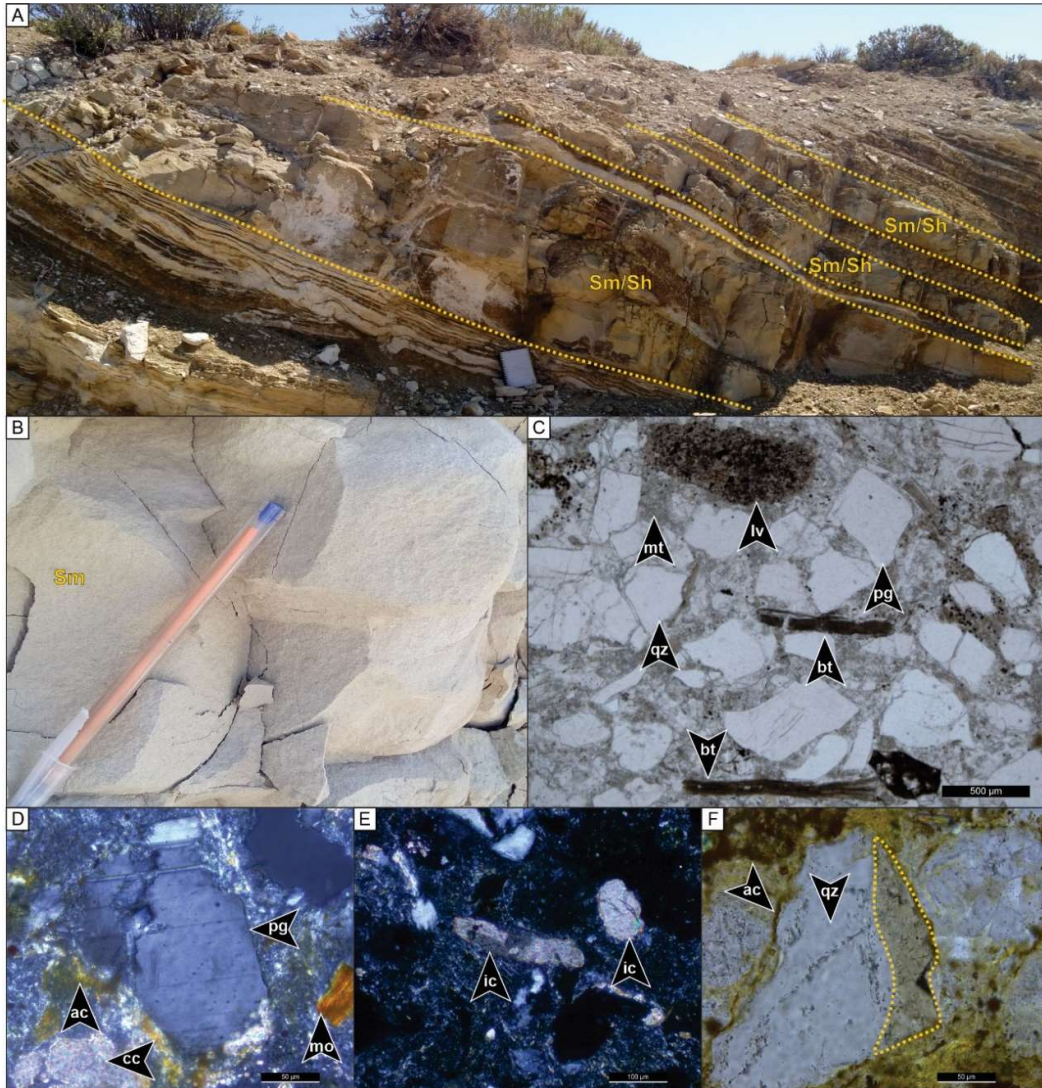
La interacción y alternancia de mecanismos asociados a etapas de decantación y tracción, estos últimos generados en respuesta a tormentas, inestabilidades en el talud, o bien a partir de aguas densas, contribuyeron al apilamiento de ciclos grano y estrato-crecientes que reflejan la tendencia progradante de la rampa. En base a esta interpretación, y ponderando el contenido de terrígenos y material arcilloso, los niveles dolomíticos implican procesos de reemplazo diagenético asociados a la zona de mezcla de aguas que degradan por completo la fábrica original de la roca (Morrow, 1990; Gaswirth *et al.*, 2007). Considerando las interpretaciones anteriores, esta asociación de facies corresponde a depósitos de rampa externa

mixta, generados próximos al nivel de olas de tormenta, bajo la influencia de plumas de decantación y flujos gravitacionales episódicos.

**Asociación de Facies 3, lóbulos turbidífticos.** Esta asociación de facies se compone por cuerpos lenticulares a lentiformes, de entre 0,1 a 1,5 m de espesor, con contactos netos y erosivos. Internamente están integrados por areniscas castañas, masivas y laminadas (Sm, Sh; Fig. 9a, b), con tendencia grano-decreciente, gradando desde areniscas gruesas hacia limolitas y pelitas. Contienen bases erosivas que acumulan intraclastos de dolomías y pelitas. En lámina delgada se observó la microfacies 6 que representa areniscas medias (Sm/Sh), moderadamente seleccionadas, clasto-sostenidas y con contactos tangenciales (Fig. 9c). Si bien no se distingue una textura laminada, al menos bajo lámina delgada, puede advertirse la orientación preferencial e imbricación de las partículas (Fig. 9c). La roca se compone por clastos (70-80%), cemento (10-15%) y matriz (10-15%). La fracción clástica está representada por cuarzo, feldespatos, líticos volcánicos e intraclastos (Fig. 9d, e, f).

El cuarzo (60%) es anguloso, con extinción *flash* y se encuentra moderadamente seleccionado dentro del tamaño arena fina a media, aunque se observaron individuos de hasta 1 mm de diámetro (arena gruesa a muy gruesa). La plagioclasa (20%) comprende clastos subangulares a angulares, de hasta 0,2 mm de diámetro (arena fina), con macla polisintética y sin alteraciones (Fig. 9d). El feldespato potásico (10%) es subredondeado, presenta alteraciones leves a arcillas y alcanza tamaños de hasta 1 mm de diámetro (arena gruesa a muy gruesa), si bien mayormente no excede los 0,3 mm (arena media). Los líticos volcánicos (10%) son subredondeados, de composición ácida e intermedia y con tamaños de 0,1 a 0,2 mm (arena fina). Los primeros exhiben pastas felsíticas y alteraciones leves a arcillas, mientras que los segundos presentan pastas microlíticas alteradas a óxidos de hierro. Los intraclastos (<3%) son subredondeados, con tamaños aproximados de 0,1 mm (arena muy fina) y de composición carbonática (Fig. 9e). Cabe destacar el contenido de micas a partir de individuos laminares de muscovita y biotita, frecuentemente orientados subparalelos a la laminación de la roca, y en ocasiones deformados, conformando parte de la pseudomatriz. El cemento se compone por calcita microgranular y arcillas con textura ocluyente, crecimiento

secundario sobre clastos de cuarzo y pátinas y parches tanto de óxidos de hierro y de arcillas con tonalidades castañas (Fig. 9d, f). La matriz es de composición micrítica y por sectores le otorga una fábrica fango sostenida a la roca.



**Figura 9.** Atributos de afloramiento e imágenes de microscopio de la asociación de facies 3. **a)** Afloramiento característico de la asociación de facies 3. Libreta de escala. **b)** Areniscas medias y masivas típicas de la asociación de facies 3. **c)** Aspecto general bajo lámina delgada de las areniscas de la asociación de facies 3. Notar la orientación preferencial de las partículas, especialmente de las biotitas. **d)** Clasto de plagioclasa con maclado polisintético junto a cemento carbonático microgranular y pátinas de arcillas. **e)** Intraclastos de composición carbonática. **f)** Clasto de cuarzo con crecimiento secundario, delimitado por línea amarilla punteada, junto a cemento arcilloso en rim. Referencias: ac, cemento arcilloso en rim; bt, biotita; cc, cemento carbonático microgranular; ic, intraclasto; lv, lítico volcánico; mo, materia orgánica; mt, matriz micrítica; pg, plagioclasa; qz, cuarzo. Imágenes c) y f) vistas con nicols paralelos e imágenes d) y e) con nicols cruzados.

**Figure 9.** Outcrop features and microscope images of facies association 3. **a)** Characteristic outcrop of facies association 3. Scale: notebook. **b)** Characteristic medium-grained, massive sandstones of facies association 3. **c)** General texture under thin section of the sandstone deposits recognized in facies association 3. Note the particle preferential orientation, especially for the biotite grains. **d)** Terrigenous of plagioclase showing polysynthetic twinning and calcitic cement as well as clay-rich rims. **e)** Intraclasts of limestones. **f)** Quartz with cement textures of secondary growth (yellow dotted line) and clay-rich rims. References: ac, clayey rims; bt, biotite; cc, carbonatic cement; ic, intraclast; lv, volcanic lithic; mo, organic matter; mt, micritic matrix; pg, plagioclase; qz, quartz. Images c) and f) are shown with parallel nicols. Images d) and e) are shown with crossed nicols.

Interpretación: estos depósitos muestran atributos como bases erosivas con intraclastos, tendencia grano-decreciente, espesores decimétricos y geometrías lenticulares a lentiformes que permiten asignarlos a episodios de flujos turbidíticos (Lowe, 1982; Mulder y Alexander, 2001). Los intraclastos pelíticos, dolomíticos y carbonáticos, estos últimos observados bajo corte delgado, infieren el carácter erosivo del flujo. Las areniscas masivas se deben a la depositación en masa por pérdida de competencia del flujo (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). La génesis de estos litosomas estaría asociada a 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; Mutti *et al.*, 2003; Ikehara *et al.*, 2018).

**Asociación de Facies 4, rampa carbonática externa.** Esta asociación de facies comprende cuerpos de entre 3 y 7 m de espesor con tendencia estrato-creciente, con contactos planos y netos y geometría tabular (Fig. 10a). Exhibe coloración castaña, aunque en sección fresca es gris oscuro (Fig. 10a, b). Se caracteriza por un aumento en el contenido de litologías carbonáticas hacia el tope de cada litosoma, comenzando en su base con niveles centimétricos de margas laminadas (Mh) que culminan con *packstones* peloidales masivos ( $P_p m$ ), *packstones/grainstones* intraclásticos laminados ( $P/G_h$ ) y *packstones/grainstones* peloidales con laminación heterolítica ( $P/G_{pht}$ ). Dichas litologías muestran frecuentes

laminaciones, tanto horizontal como ondulática, así como también superficies erosivas de corte y relleno (Fig. 10c). Asimismo, esta asociación de facies preserva moldes de amonites, estratos milimétricos de tobas masivas (Tm) y abundantes horizontes con galerías bioturbadas de *Thalassinoides* y *Chondrites* e icnogéneros indeterminados (Fig. 10b). En lámina delgada se observaron las microfacies 7, 8 y 9, descritas a continuación.



**Figura 10.** Imágenes de afloramiento y rasgos texturales reconocidos para la asociación de facies 4. **a)** Afloramiento característico de la asociación de facies 4 compuesto por paquetes de escala métrica que comienzan con niveles margosos (Mh) pasando a facies netamente carbonáticas (Ppm, P/Gpht). **b)** Horizontes bioturbados reconocidos en la facies Ppm. **c)** Estructuras de corte y relleno (línea punteada) y superficies onduladas (línea llena) reconocidas en la facies de P/Gpht.

**Figure 10.** Outcrop images and textural features of facies association 4. **a)** Characteristic outcrop of facies association 4 composed of m-scale bodies that start with laminated marls (Mh) grading to fully carbonatic facies (Ppm, P/Gpht). **b)** Bioturbated horizons recognized in peloidal-rich deposits

(Ppm). c) Cut-and-fill surfaces (dotted line) and current-ripple sedimentary structures (filled line) recognized in facies P/Gpht.

La microfacies 7 representa *packstones* peloidales masivos (Ppm) y 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 (Fig. 11a), a excepción de sectores localizados con laminaciones difusas y discontinuas que acumulan pellets y bioclastos. Los pellets son subsféricos a esféricos, presentan buena selección y tamaños promedio de entre 15 y 25  $\mu\text{m}$  (limo medio), excepcionalmente alcanzando los 50  $\mu\text{m}$  (Fig. 11b). Los bioclastos abarcan mayormente placas de crinoideos saccocómidos (60-70%) elongadas y delgadas, ampliamente fragmentadas y que se encuentran dispersas aleatoriamente en la matriz con tamaños que no exceden los 50  $\mu\text{m}$  (limo grueso). Además, se observa otra moda de ejemplares de hasta 500  $\mu\text{m}$  (arena media a gruesa) que se disponen subparalelos entre sí, otorgándole una laminación difusa a la roca. Completan la fracción bioclástica individuos de radiolarios spumelláridos calcitizados (5-10%), espículas de esponjas tipo rhaxes calcitizadas (5-15%), foraminíferos miliólidos (2-3%) y calciesferas (1-3%). Los intraclastos son subredondeados, de composición micrítica y con tamaños promedio de entre 30 y 50  $\mu\text{m}$  (limo grueso), esporádicamente comprendiendo los 100  $\mu\text{m}$  (arena muy fina). Los terrígenos incluyen clastos de cuarzo anguloso y bien seleccionado dentro de los 30  $\mu\text{m}$  (limo medio), 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. Además, se constituye por numerosos fragmentos de crinoideos saccocómidos y partículas bioclásticas indeterminadas, con tamaños del orden de los 10 a 20  $\mu\text{m}$  (limo fino a medio), dispuestos de manera caótica.

La microfacies 8 comprende *packstones/grainstones* peloidales heterolíticos (P/Gpht) compuestos 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 (Fig. 11c). Los bioclastos corresponden mayormente a placas radiales y braquiales de microcrinoideos sacocómidos (50-70%), desarticuladas y fragmentadas, con tamaños que van desde los 20 a 30  $\mu\text{m}$  (limo medio) a los 1500  $\mu\text{m}$  (arena muy gruesa). Las mismas exhiben aspecto sucio y microporoso, disponiéndose alineadas con la microlaminación de la roca. Continúan en orden de abundancia radiolarios spumelláridos (10-20%), encontrándose calcitizados y con diámetros de hasta 200  $\mu\text{m}$  (arena fina). En similar proporción (5-20%) siguen espículas reniformes y calcitizadas de esponjas tipo rhaxes, mientras que en cantidades despreciables se observaron foraminíferos miliólidos (3-5%) y calciesferas (<1%). Los intraclastos son subredondeados (Fig. 11d, e, f), con selección moderada y abarcan fragmentos micríticos y de rocas con textura tipo wackestone/packstone bioclásticos. Exhiben tamaños promedio de entre 40 y 70  $\mu\text{m}$  (limo medio a arena muy fina), alcanzando hasta los 100  $\mu\text{m}$  (arena muy fina), y conforman acumulaciones densas que muestran imbricación. Los terrígenos corresponden a cuarzo monocristalino anguloso y con extinción *flash*, bien seleccionado dentro de la moda arena muy fina, y líticos volcánicos intermedios, subredondeados y alterados a óxidos. La matriz se compone por micrita, mostrando por sectores bandeados discontinuos de materia orgánica amorfa y acumulaciones de pirita framboidal.

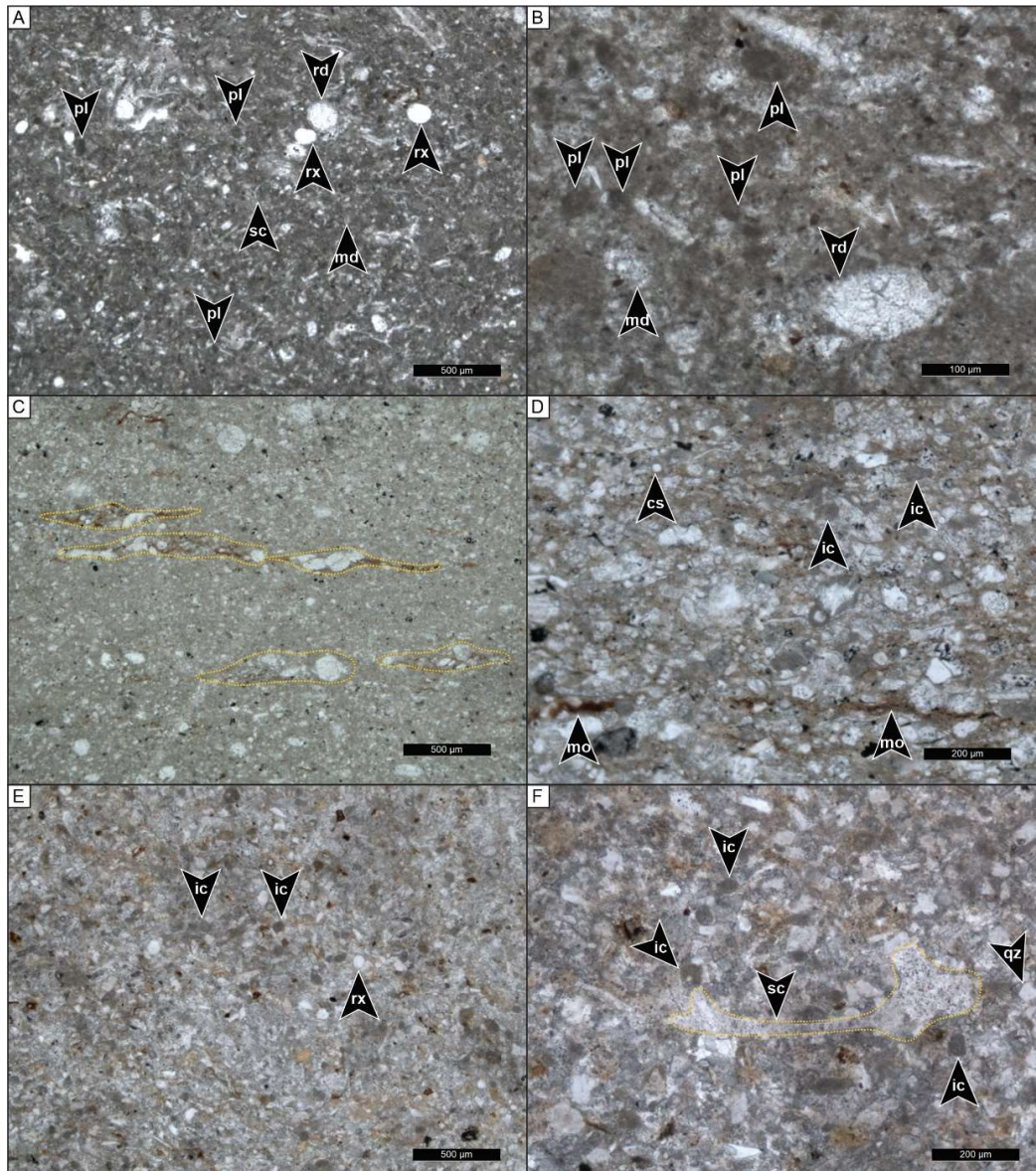
La microfacies 9 representa *packstones/grainstones* intraclásticos laminados (P/Gih) compuestos por intraclastos (35-50%), bioclastos (20-30%) y terrígenos (5-10%) inmersos en una matriz alomicrítica (20-30%). Los intraclastos son micríticos (Fig. 11e f), subredondeados, en ocasiones subangulares, y se encuentran moderadamente seleccionados dentro de los 40 a 70  $\mu\text{m}$  (limo grueso a arena muy fina). Los bioclastos corresponden a crinoideos, espículas de esponjas, bivalvos, radiolarios, ostrácodos, foraminíferos y calciesferas. Dominan las placas desarticuladas de crinoideos saccocómidos (40-70%), en su mayoría fragmentadas, aunque se observan partículas enteras de hasta 500  $\mu\text{m}$  (arena media a gruesa; Fig. 11f). Las espículas de esponjas (5-40%) corresponden al tipo rhaxes, se encuentran calcitizadas y abarcan tamaños promedio de 100  $\mu\text{m}$  (arena muy fina). Los radiolarios (<5%) comprenden ejemplares de spumelláridos calcitizados, aunque en comparación a las microfacies previas se encuentran en

proporciones muy reducidas. Los bivalvos (10%) incluyen valvas fragmentadas de ostras con textura filamentosa y tamaños que van desde 200  $\mu\text{m}$  (arena fina) hasta 1500  $\mu\text{m}$  (arena muy gruesa). 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, anguloso, con extinción *flash* y tamaños de hasta 200  $\mu\text{m}$  (arena fina), y cantidades despreciables de muscovita, de hábito laminar y tamaños de hasta 300  $\mu\text{m}$  (arena media). La matriz se compone por micrita, presentando distinto grado de recristalización a microesparita y pseudoesparita. De manera localizada se observaron acumulaciones de materia orgánica, restos fosfáticos (<2%) y piritita framboidal (1%).

Interpretación: el abundante contenido de fauna planctónica, como crinoideos saccocómidos, radiolarios y calciesferas, indica un entorno marino y de baja energía, dominado por decantación (Kietzmann y Palma, 2009b). Sin embargo, las estructuras tractivas que muestra esta asociación de facies corresponden a procesos de migración de formas de lecho de bajo régimen, como óndulas de corriente y lecho plano, lo cual infiere la presencia de corrientes tractivas (Schieber *et al.*, 2010, 2013; Plint *et al.*, 2012; Kietzmann *et al.*, 2014a, b). Estos flujos transportan las partículas como carga de lecho, teniendo también capacidad erosiva, lo cual explica las superficies de corte y relleno y los intraclastos micríticos (Schieber *et al.*, 2013; Yawar y Schieber, 2017).

Si bien los flujos gravitatorios, generados a partir de eventos de tormenta o eventos turbidícticos, son mecanismos capaces de movilizar y transportar material alóctono, como alomicrita, pellets y espículas de esponjas, además de terrígenos (Aigner, 1982; Dumas y Arnott, 2006; Gaudin *et al.*, 2006; Afşar *et al.*, 2014; Stow y Smillie, 2020), el espesor del depósito, su continuidad lateral, las estructuras tractivas y erosivas y las evidencias de bioturbación indican una interpretación en favor del accionar de corrientes de fondo de larga duración. Las mismas tendrían la capacidad de oxigenar el fondo marino, además de mantener el alimento en suspensión, favoreciendo períodos de colonización del lecho marino por parte de la fauna bentónica (Kietzmann *et al.*, 2020; Paz *et al.*, 2022b). De esta manera, la asociación de facies 4 corresponde a un ambiente de rampa carbonática externa,

situada por debajo del nivel de base de olas de tormenta y con influencia de corrientes de fondo de larga duración.



**Figura 11.** Aspectos característicos de las microfácies reconocidas para la asociación de facies 4. a) Textura característica de la facies Ppm caracterizada por una matriz grumosa peloidal conteniendo bioclastos de radiolarios, crinoideos y esponjas. b) Imagen en detalle de los pellets que conforman parte de la matriz de la facies Ppm. c) Textura general de la facies P/Gpht caracterizada por sectores con partículas imbricadas que definen óndulas (línea punteada amarilla). d) Detalle de la facies P/Gpht conteniendo partículas intraclásticas, calciesferas y sectores bandeados, subparalelos a la laminación de la roca, de materia orgánica amorfa. e) Textura general de la facies P/Gih caracterizada por amplio contenido de partículas intraclásticas de composición micrítica y buena selección. f) Imagen en detalle de los intraclastos micríticos reconocidos en la facies P/Gih junto a

terrígenos y fragmentos de saccocómidos de hasta medio milímetro de diámetro. Referencias: cs, calciesfera; ic, intraclastos; md, miliólido; mo, materia orgánica; pl, pellets; qz, cuarzo; rd, radiolario; rx, esponjas tipo rhaxes; sc, crinoideo saccocómido. Todas las imágenes son exhibidas con nicoles paralelos.

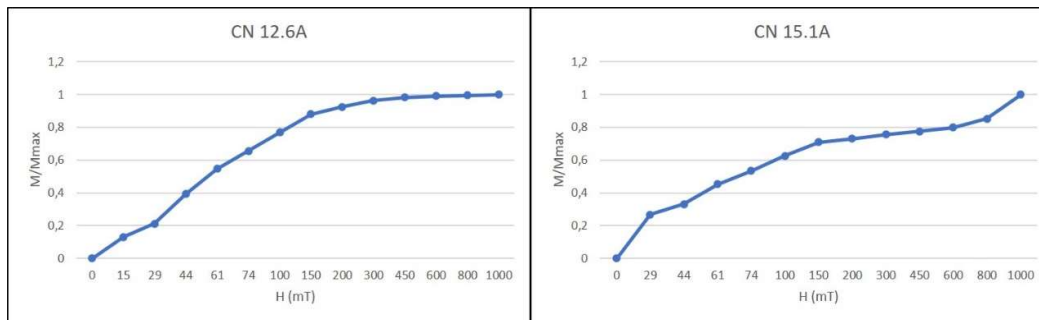
**Figure 11.** Characteristic features of the microfacies recognized in facies 4. a) General aspect of the microfacies Ppm composed of a peloidal-rich matrix containing bioclasts of radiolarians, crinoids and sponges. b) Detailed image of the pelletoidal particles observed in the matrix portion of the facies Ppm. c) General texture of the facies P/Gpht showing the imbricated bioclastic particles that define ripple structures (yellow dotted line). d) Detailed image of the facies P/Gpht containing intraclastic particles, calcispheres and organic-rich laminae. e) General texture of the facies P/Gih characterized by micritic, well-sorted, intraclastic-rich accumulations. f) Detailed image of the micritic-rich intraclastic particles recognized in facies P/Gih, alongside with terrigenous grains and 0.5 mm sized crinoid bioclasts. References: cs, calcisphere; ic, intraclast; md, milliolid; mo, organic matter; pl, pellets; qz, quartz; rd, radiolarian; rx, sponge spicles; sc, saccocomid crinoid. All the pictures are shown in parallel nicols.

## MINERALOGÍA MAGNÉTICA

La sección analizada de la Formación Vaca Muerta se encuentra integrada mayormente por margas y calizas, junto a menores proporciones de dolomías, areniscas y tobas. Estas litologías revelan una asociación dominada por minerales diamagnéticos, como calcita, 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 cantidades menores de óxidos de hierro (hematita, magnetita) que, en algunos casos, se observaron como parte de líticos volcánicos, conformando el material cementante, a partir de framboides de pirita observados en la matriz o como rellenos de cavidades dentro de bioclastos de radiolarios, foraminíferos y calciesferas. En este sentido, estudios previos demuestran que la magnetita identificada en la Formación Vaca Muerta se encuentra en bajas proporciones y corresponde a titanomagnetita (Iglesia Llanos *et al.*, 2017; Kohan Martínez *et al.*, 2018; Kohan Martínez, 2022). En principio, estas observaciones reflejarían un contenido mineralógico dominado por granos diamagnéticos y paramagnéticos que se correspondería con un origen paramagnético controlando las propiedades de la ASM.

Por otro lado, las mediciones de susceptibilidad magnética media ( $K_m$ ) de la Formación Vaca Muerta reportadas en este estudio muestran bajos valores, variando entre  $2,69 \times 10^{-6}$  y  $1,26 \times 10^{-4}$  SI (Tabla 2). 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 las propiedades 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.

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. 12), los gráficos exhiben los valores de magnetización inducida, normalizados a la magnetización máxima ( $M/M_{\text{máx}}$ ), 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, las magnetizaciones de saturación observadas a campos menores a los 450 Mt (Fig. 12), podrían estar indicando la presencia de titanomagnetita como fase ferromagnética (Heslop *et al.*, 2002). Por otro lado, cuando la muestra, si bien alcanza un pico de magnetización a los 300 mT (Fig. 12), no alcanza su saturación y continúa incrementando sus valores incluso a campos de 1 T, podría deberse al contenido de mineralogías con fuerza coercitiva mayor como es el caso de la hematita (Heslop *et al.*, 2002). Con respecto a esto, durante el análisis de facies se describió la presencia de framboides de pirita que serían responsables de la tendencia observada, dado que dicho mineral suele oxidarse a hematita. Cabe mencionar que estas interpretaciones de las curvas de MRI coinciden con aquellas mineralogías determinadas por Kohan Martínez *et al.* (2018) y Kohan Martínez (2022) para las secciones de Los Catutos y Arroyo Covunco, esta última ubicada 2 km al norte de la porción relevada en este trabajo.



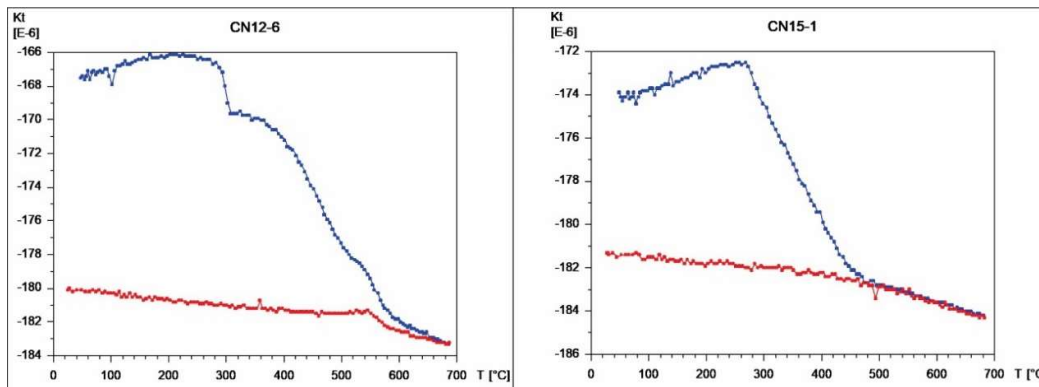
**Figura 12.** Curvas de adquisición de magnetización remanente isotérmica (MRI) obtenidas para la Formación Vaca Muerta en la sección Los Catutos.

**Figure 12.** Isothermal remanent magnetization (IRM) curves obtained for the Vaca Muerta Formation at the Los Catutos section.

Las curvas termomagnéticas de alta temperatura exhiben un comportamiento irreversible (Fig. 13), definido 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 característica de minerales paramagnéticos (Hrouda, 1994; Hrouda *et al.*, 1997). No obstante, el incremento de la susceptibilidad, a partir de los 540° C aproximadamente, es explicado por 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 550° C (Hrouda, 1994; Sagnotti *et al.*, 1998).

En conclusión, en base a las observaciones petrográficas, los valores promedio de susceptibilidad magnética, las curvas termomagnéticas de alta temperatura y 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 indican una contribución por minerales ferromagnéticos a partir de titanomagnetita y hematita, coincidente con lo reportado por previos autores para

la Formación Vaca Muerta (Iglesia Llanos *et al.*, 2017; Kohan Martínez *et al.*, 2018; Kohan Martínez 2022).



**Figura 13.** Curvas termomagnéticas de alta temperatura obtenidas para la sección de Los Catutos. 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 450° C.

**Figure 13.** High temperature thermomagnetic curves obtained for the Vaca Muerta Formation at the Los Catutos section. Note the decreasing in magnetic susceptibility with rising temperature values (red arrows) and the increasing in magnetic susceptibility for the cooling curves (blue arrows) at temperatures between 450 and 550° C.

## FÁBRICAS MAGNÉTICAS

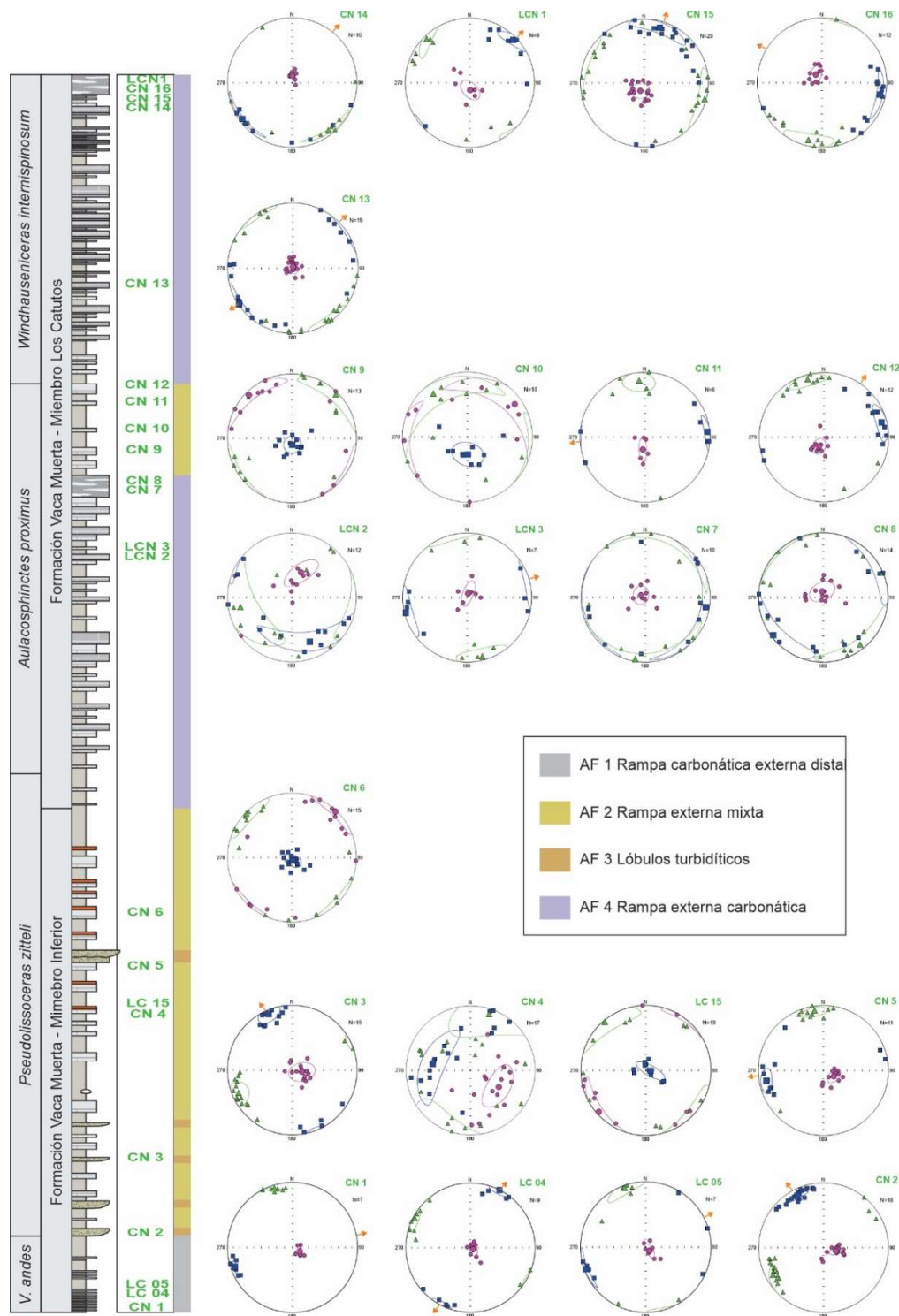
La utilización de la técnica de Anisotropía de Susceptibilidad Magnética (ASM) permitió el reconocimiento de petrofábricas primarias o sedimentarias y secundarias o post-depositacionales (Rees, 1965; Rochette *et al.*, 1992; Tarling y Hrouda, 1993; Parés *et al.*, 1999), todas ellas representadas junto al perfil sedimentario relevado (Fig. 14).

K1 y K2 sugieren la ausencia de corrientes tractivas que orienten las partículas generando una lineación magnética observable (Rochette *et al.*, 1992; Tarling y Hrouda, 1993).

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

Esta petrofábrica presenta una susceptibilidad media ( $K_m$ ) que varía entre  $9,87 \times 10^{-5}$  y  $4,40 \times 10^{-4}$  SI (Tabla 2). Dominan los elipsoides oblados ( $T > 0$ ), con ejes K3 que se disponen verticales a sub-verticales, exhibiendo ángulos de inclinación mayores a los  $80^\circ$ , mientras que los ejes K1 y K2 se agrupan sobre el plano de sedimentación definiendo lineaciones magnéticas que imbrican con ángulos menores a los  $10^\circ$ . Este tipo de fábrica ha sido observada para los sitios CN 1, LC 04, LC 05, CN 11, CN 13, CN 14, CN 16 y LCN 3 (Fig. 14). Los sitios CN1, LC04 y LC05 corresponden a depósitos de *wackestones* radiolaríticos laminados ( $W/rh$ ), interpretados como parte de la rampa carbonática externa distal (AF1), el sitio CN 11 comprende *wackestones/packstones* bioclásticos laminados ( $W/Pbh$ ) atribuidos a la rampa externa mixta (AF2), en tanto que los sitios CN 13, CN 14, CN 16 y LCN 3 representan *packstones* peloidales masivos (Ppm) entendidos como depósitos de rampa externa carbonática (AF4).

Interpretación: la dominancia de elipsoides oblados con disposición de ejes K3 verticales a sub-verticales y ejes K1 y K2 de baja inclinación, permiten asociar esta fábrica a un origen sedimentario (Tarling y Hrouda, 1993). Por otro lado, la lineación magnética observable a partir del agrupamiento de los ejes K1 infiere 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 durante el proceso de migración de lecho plano de bajo régimen de flujo, generando ejes K3 verticales a sub-verticales y ejes K1 sub-horizontales, con inclinaciones menores a los  $10^\circ$  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 y CN 13 cuyos valores son de 27/207 y 56/236, respectivamente (Tabla 3).



**Figura 14.** Perfil sedimentario y ubicación de los sitios muestreados para la sección de Los Catutos. Las flechas naranjas en los estereogramas indican las paleocorrientes estimadas en los casos que fue posible.

**Figure 14.** Sedimentary section and location of the paleomagnetic sites for the Los Catutos section. The orange arrows indicate the determined paleocurrent.

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 K3 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 K3 se produciría a favor del flujo, 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 (80°), LC 05 (64°), CN 11 (265°), CN 14 (43°), LCN 3 (72°) y CN 16 (306°) (Tabla 3).

Sitio	Microfacies /Asociación de facies	Estructura sedimentaria en afloramiento	Proceso sedimentario	Azimut Paleocorriente (°)
LCN 2	$P_p$ m; AF4	Masiva	Bioturbación	-
CN 7	$P_p$ m; AF4	Masiva	Decantación	-
CN 8	$P_p$ m; AF4	Masiva	Decantación	-
CN 1	$W/h$ ; AF1	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	80
LC 04	$W/h$ ; AF1	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	27/207
LC 05	$W/h$ ; AF1	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	64
CN 11	$W/P_h$ ; AF2	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	265
CN 13	$P_p$ m; AF4	Masiva	Lecho plano de bajo régimen de flujo	56/236
CN 14	$P_p$ m; AF4	Masiva	Lecho plano de bajo régimen de flujo	43
LCN 3	$P_p$ m; AF4	Masiva	Lecho plano de bajo régimen de flujo	72
CN 16	$P/G_p$ ht; AF4	Laminación horizontal	Lecho plano de bajo régimen de flujo	306
CN 2	Sh; AF3	Laminación horizontal	Óndulas de corriente	330
CN 3	Sh; AF3	Laminación horizontal	Óndulas de corriente	335
CN 5	$W/P_h$ ; AF2	Laminación horizontal	Óndulas de corriente	263
CN 12	$W/P_h$ ; AF2	Laminación horizontal	Óndulas de corriente	40
LCN 1	$P_p$ m; AF4	Masiva	Óndulas de corriente	47
CN 15	$P/G_p$ ht; AF4	Laminación ondulítica	Óndulas de corriente	19

**Tabla 3.** Paleocorrientes estimadas a partir de las fábricas magnéticas asociadas a flujos tractivos.

**Table 3.** Estimated paleocurrents based on the recognition of flow-aligned fabrics.

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

Esta petrofábrica presenta susceptibilidad magnética media ( $K_m$ ) entre  $1,07 \times 10^{-4}$  y  $2,69 \times 10^{-6}$  SI (Tabla 2). Se caracteriza 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 K3 se disponen sub-verticales, con ángulos de inclinación mayores a  $70^\circ$  y menores a  $80^\circ$  con respecto al polo del plano de sedimentación, mientras que los ejes K1 y K2 conforman agrupamientos en la zona periférica de los estereogramas, con ángulos de imbricación en general mayores a los  $10^\circ$ . Algunas muestras, como los sitios CN 12 y CN 15, pueden mostrar mayor dispersión para los ejes K1 y K2, si bien puede advertirse que ambos tienden a agruparse con un rango de variación azimutal de entre  $20^\circ$  y  $40^\circ$ .

Este tipo de petrofábrica ha sido identificada para los sitios CN 2, CN 3, CN 5, CN 12, CN 15 y LCN 1 (Fig. 14), correspondiéndose con areniscas laminadas (Sh) de origen turbidítico (AF3) para los sitios CN 2 y CN 3, *wackestones/packstones* laminados (W/Pbh) asignados al sector de rampa externa mixta (AF2) para los sitios CN 5 y CN 12, *packstones* peloidales masivos (Ppm) para el sitio LCN 1 y *packstones/grainstones* peloidales heterolíticos (P/Gpht) para el sitio CN 15, ambos interpretados como parte de la rampa carbonática externa (AF4).

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 K3 sub-verticales y ejes K1 y K2 de baja inclinación permiten adjudicar estas fábricas a un origen primario o sedimentario (Tarling y Hrouda, 1993). Además, la agrupación observada en los estereogramas para los ejes K1 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 que muestran 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 K3, ambos paralelos a la dirección del paleoflujo (Rees, 1968, 1983; Allen, 1984; Baas *et al.*, 2007). Como resultado, el valor azimutal medio de la lineación magnética indica la paleocorriente, estimándose valores de 330°, 335°, 263°, 47° y 19° para los sitios CN 2, CN 3, CN 5, LCN 1 y CN 15, respectivamente (Tabla 3). Para el caso del sitio CN 12 se observa una fábrica triaxial oblicua, 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 K1 y K2 (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 K1 y K2 forman un plano de foliación magnética que imbrica a favor de la corriente, con ejes K3 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 este caso se estimó un valor de 40° (Tabla 3).

### **Fábricas primarias obliteradas por procesos de bioturbación**

La susceptibilidad magnética media es baja ( $K_m = 2,42 \times 10^{-5}$  SI), mientras que, si bien las mediciones comprenden elipsoides tanto oblados como prolados, el promedio indica fábricas ligeramente obladas ( $T > 0$ ). Por otro lado, a pesar de que los ejes se encuentran groseramente agrupados, muestran una dispersión considerable, con ejes K3 desplazados del polo del plano de sedimentación por más de 30° y ejes K1 y K2 con imbricaciones de hasta 30° o más. Este tipo de fábrica ha sido identificada para el sitio LCN 2 (Fig. 14), correspondiéndose con depósitos de rampa externa carbonática (AF4), densamente bioturbados, identificados con la facies de *packstones* peloidales masivos (Ppm).

Interpretación: al igual que en las petrofábricas descritas anteriormente, los agrupamientos sub-verticales de los ejes K3 serían diagnósticos de fábricas primarias (Rochette *et al.*, 1992; Tarling y Hrouda, 1993). Por otro lado, la facies 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 K1 y K2 no son compatibles con este tipo de fábrica, por lo cual estarían reflejando la influencia de algún mecanismo inmediatamente post-depositacional que afectó el arreglo espacial de las partículas dentro de la roca. En este sentido, la facies Ppm 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 afectadas en parte por este mismo mecanismo.

### **Fábricas primarias obliteradas por procesos de dolomitización**

La susceptibilidad media ( $K_m$ ) es baja ( $5,31 \times 10^{-5}$  SI), mientras que el parámetro de forma muestra amplia variabilidad, comprendiendo mediciones que plotan para elipsoides oblados, triaxiales y prolados, si bien el valor promedio se aproxima al de 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 para el sitio CN 4, correspondiéndose con niveles dolomíticos (Dm) incluidos en la rampa externa mixta (AF2), caracterizados por una fábrica original completamente alterada distinguible bajo lámina delgada como un mosaico cristalino dolomítico.

Interpretación: considerando el vínculo de esta fábrica con la facies Dm 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 sería una explicación válida para justificar la aleatoriedad que muestran los ejes del elipsoide.

### **Fábricas inversas**

Esta petrofábrica posee susceptibilidad magnética baja, variando entre  $6,16 \times 10^{-5}$  y  $1,26 \times 10^{-4}$  SI (Tabla 2). Además, las mediciones corresponden a elipsoides prolados ( $T < 0$ ) que se caracterizan por exhibir ejes K1 verticales a sub-verticales. Por otro lado, los ejes de mínima e intermedia susceptibilidad se ubican en zonas de baja inclinación, mostrando valores de no más de  $10^\circ$ , a excepción del sitio CN

10 donde la imbricación del K2 y K3 puede alcanzar hasta 30°. Este tipo de fábrica ha sido identificada para los sitios LC 15, CN 6, CN 9 y CN 10, todos ellos asignados a la asociación de facies de rampa externa mixta (AF2), correspondiéndose con *wackestones/packstones* bioclásticos laminados (W/Pbh), en tanto que el sitio LC 15 pertenece a un nivel dolomítico (Dm).

Interpretación: la disposición que muestran los ejes del elipsoide guarda correspondencia con la definición de fábrica inversa, en tanto que el origen de la misma se debe a dos factores: la orientación preferencial de granos de calcita ferrosa, donde 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 casos podrían ser explicaciones válidas para la unidad de estudio, cabe destacar que las fábricas inversas asociadas al contenido de magnetita 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 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 (Parés, 2015), 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 las fábricas inversas. 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.

## DISCUSIÓN

El análisis de facies confeccionado en el presente estudio indica a la decantación como un mecanismo recurrente durante la depositación de la Formación Vaca

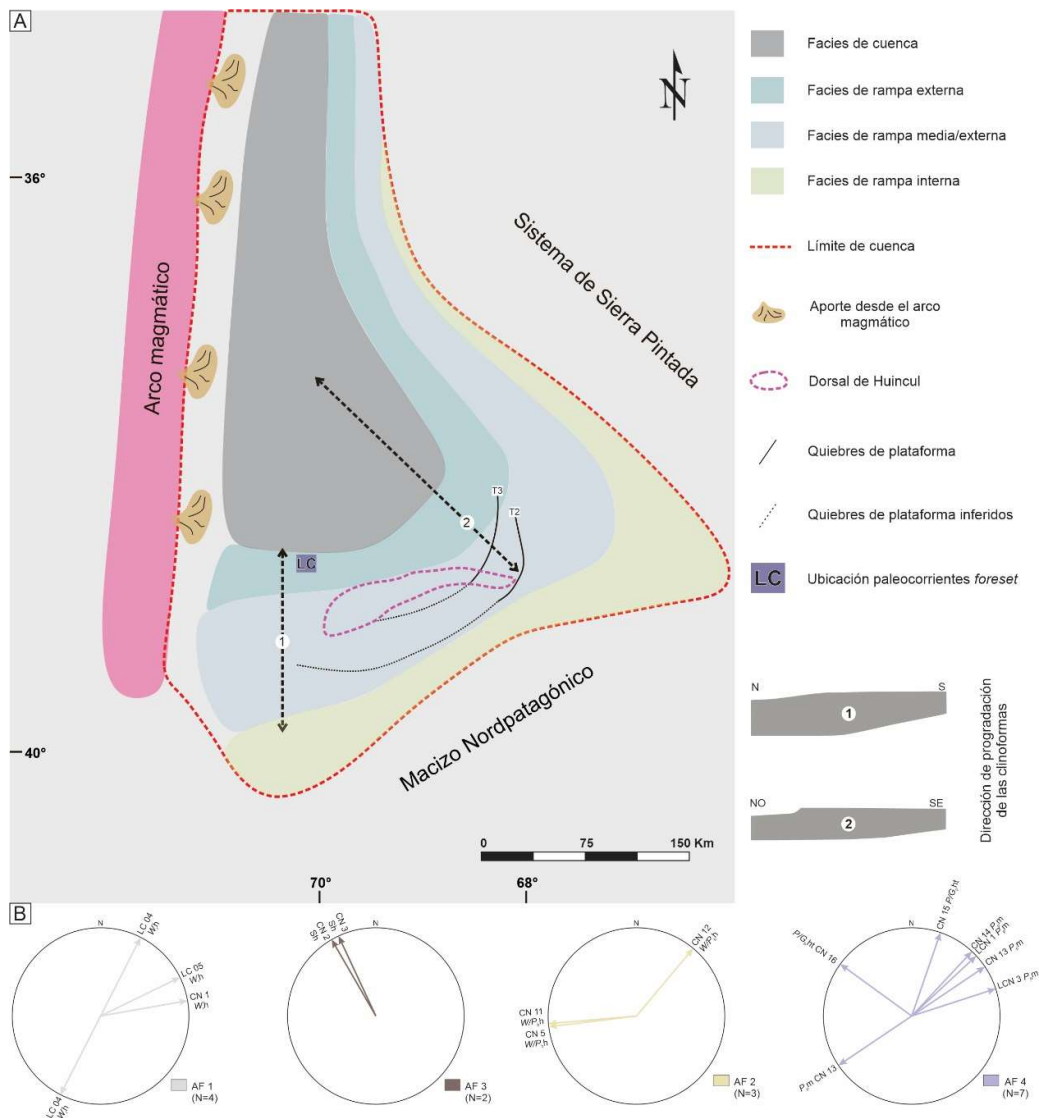
Muerta. No obstante, durante las interpretaciones se ha hecho mención al accionar esporádico de flujos tractivos de diversa índole. En este sentido, numerosos autores han propuesto para la unidad de estudio que la mayor parte de los depósitos se encuentran retrabajados por procesos tractivos originados por tormentas, flujos turbidíticos y corrientes de fondo (e.g., Kietzmann y Palma, 2009a, 2011, 2014; Kietzmann *et al.*, 2011, 2014a, b, c, 2016, 2020, 2021; Zavala y Arcuri, 2016; Otharán *et al.*, 2020, 2022; Paz *et al.*, 2019, 2022a, b). En efecto, las fábricas magnéticas más frecuentemente reconocidas en este trabajo 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 ausentes 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, como son 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.

La fábrica alineada con el flujo fue reconocida en variadas litologías, denotando que se trata de un proceso con marcada influencia en la dinámica sedimentaria del ambiente marino distal. Las paleocorrientes estimadas fueron esquematizadas considerando el contexto paleogeográfico de la Cuenca Neuquina durante el Jurásico Tardío a fin de otorgarle significado geológico a los datos y poder encontrar un vínculo con las tendencias observadas (Fig. 15a). Para este análisis se han considerado los principales elementos de la cuenca, pero principalmente, a la hora de realizar interpretaciones sobre la génesis de las corrientes tractivas, se han esquematizado los quiebres de plataforma involucrados en el sistema de clinofomas que representaba a la Formación Vaca Muerta durante el Tithoniano. Los mismos coinciden con los horizontes sísmicos T2 a T3 de Desjardins *et al.* (2016, 2018).

Durante el Tithoniano temprano la Cuenca Neuquina estuvo sujeta a una rápida transgresión, resultando en una configuración de un depocentro marino epicontinental caracterizado por una serie de clinofomas de bajo ángulo, progradantes en sentido SE-NO para la zona del perfil relevado (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). Dentro de este sistema, el área Los Catutos habría comprendido una posición intermedia entre las facies de cuenca y los depósitos someros costeros. En este sentido, la sección analizada define un ambiente de rampa de baja pendiente ( $<0,5^\circ$ ), caracterizada por un sector inferior con sedimentación mixta, donde intercalan niveles arenosos turbidíticos junto a parasecuencias de espesores decimétricos, limitadas en su base por margas laminadas, que son rematadas en su porción cuspidal por estratos dolomíticos. Esta sucesión es continuada por facies de rampa carbonática externa cuyo apilamiento define un arreglo progradante integrado por parasecuencias que comienzan con delgados niveles margosos, aumentando su contenido de carbonato hacia el sector cuspidal.

Esta zona de talud o *foreset* muestra, a grandes rasgos, dos sets de paleocorrientes distinguibles: uno con dirección predominante hacia el NNO, compuesto por niveles turbidíticos arenosos (AF3), y otro con direcciones aproximadamente perpendiculares al mismo, de orientación SO-NE y E-O, compuesto por depósitos de rampa externa, tanto mixta (AF1, AF2) como carbonática (AF4) (Fig. 15a, b). 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 clinofomas a escala regional, sino junto a las evidencias petrográficas y sedimentarias determinadas en el análisis de facies. Ambos aspectos deben ser analizados en simultáneo para una correcta interpretación sobre la naturaleza de la mecánica tractiva (e.g., flujos de corta o larga duración), pero sobre todo también para reconocer patrones en la distribución del sedimento que puedan estar indicando un retrabajo preferencial a favor del talud o perpendicular al mismo (e.g., corrientes paralelas a la costa vs. corrientes perpendiculares a la costa). Este análisis, a su vez, cobra importancia dado la gran variedad de mecanismos

tractivos que se han mencionado al comienzo de esta sección, entre las que se incluyen aquellas recientes hipótesis sobre el accionar de corrientes de contorno durante esta etapa de la cuenca.



**Figura 15.** Contexto paleogeográfico y paleocorrientes estimadas para la Formación Vaca Muerta. **a)** Configuración paleogeográfica de la Cuenca Neuquina durante el Jurásico Superior, junto a las principales zonas de aporte, la distribución regional de facies, la dirección de progradación de las clinoforras, los quiebres de plataforma y la ubicación geográfica de las paleocorrientes del *foreset* (modificado de Domínguez *et al.*, 2020a). **b)** Paleocorrientes, discriminadas por asociación de facies, determinadas para la zona de *foreset* o talud, equivalentes con los depósitos de rampa externa descritos en este trabajo.

**Figure 15.** Paleogeographic setting and estimated paleocurrents for the Vaca Muerta Formation. **a)** Paleogeographic configuration of the Neuquén Basin during the Upper Jurassic, alongside with the

main source areas, the regional distribution of the facies, the direction of progradation of the clinoform system, the shelf-breaks geographic position and the geographic location of the paleocurrents obtained for the foreset area (modified from Domínguez *et al.*, 2020a). **b)** Paleocurrents, discriminated by facies associations, determined for the foreset area, equivalent to the outer ramp deposits described in this study.

Para el caso de los sitios CN 2 y CN 3, ambos comprenden ejemplos claros donde las evidencias sedimentarias, como ser bases erosivas con intraclastos, tendencia grano-decreciente, laminaciones, marcada señal clástica, entre otros, son suficientes para establecer su génesis. A su vez, para estos sitios, 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 NNO para esta zona de la cuenca durante el Tithoniano inferior. En un principio, esto sería esperable, además de que este dato descartaría una génesis relacionada a colapsos gravitacionales provenientes desde el arco magmático, como han establecido otros autores para diversos sectores de la cuenca (Spalletti *et al.*, 2008; Kietzmann y Vennari, 2013), ya que en ese caso deberían mostrar direcciones aproximadas E-O. Por otro lado, adicionales interpretaciones indican un origen hiperpícnico para estos niveles arenosos (Paz *et al.*, 2019; Otharán *et al.*, 2020), lo cual podría también ser esperable considerando la influencia deltaica que se ha propuesto para la subcuenca de Picún Leufú durante el Tithoniano inferior. Si bien en base a las evidencias sedimentarias relevadas en este trabajo se ha podido definir a estos depósitos como turbiditas, cabe remarcar que, independientemente de la génesis de los flujos, el estudio de fábricas magnéticas se correspondería con un alineamiento de las partículas influenciada por la evolución y el comportamiento de los procesos que los originaron.

La tendencia en la dispersión del sedimento que muestra la restante sección de Los Catutos (Fig. 15b), con orientación estimada NE-SO, aparentaría ser aproximadamente perpendicular a la dirección, SE-NO, en que avanzaba el sistema de clinoformas dentro de esta zona del depocentro (Kietzmann *et al.*, 2014a, b;

Reijnenstein *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, sumado al análisis de fábricas magnéticas, serían evidencia suficiente para sustentar un retrabajo preferencial de las partículas en dirección paralela a la costa.

Recientemente, se ha propuesto la actividad de este tipo de corrientes 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, mediante estudios de estratigrafía sísmica (Reijnenstein *et al.*, 2020) y a partir del análisis de facies e icnología sobre coronas (Paz *et al.*, 2022a, b, 2023), involucrando en ambos casos estratos asignados a la misma edad que los analizados en el presente trabajo. De hecho, Paz *et al.* (2022a, 2023) establecen una interpretación contornítica en base a la amplia distribución areal de estas facies, además de reconocer condiciones de oxigenación a largo plazo sustentado en los atributos icnológicos. No obstante, todos estos resultados no reportan datos de paleocorrientes, lo cual se torna una información primordial, dado que las evidencias estratigráficas, sedimentarias e icnológicas de las contornitas suelen ser rasgos comunes a otros tipos de depósito generado por corrientes de fondo de diversa índole (Shanmugam *et al.*, 1993; Shanmugam 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 sustento sobre 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.

Ponderando 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, 2023), se ha establecido para este sector una procedencia a partir de plumas de decantación cargadas en bioclastos y micrita, mediante la expresión distal de flujos gravitatorios generados por acción de las tormentas, descargas fluviales extraordinarias, o a partir de masas de agua densa que fluyen pendiente abajo desde la plataforma (“*cascading events*”; Postma, 1969; Wilson y Roberts, 1995). 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 que las corrientes de contorno son sostenidas en el tiempo, el proceso involucrado en su formación debería ser un fenómeno recurrente.

Ponderando los mecanismos anteriormente mencionados y, considerando la estacionalidad con la que se producen, los flujos de agua densa originados en la plataforma o “*cascading events*” (Cooper y Vaux, 1949; Steffansson *et al.*, 1971; Wilson y Roberts, 1995; Shapiro *et al.*, 2003), han sido propuestos como un proceso válido en la formación y evolución de corrientes de fondo que siguen los contornos batimétricos (Rodríguez Blanco *et al.*, 2020, 2022; Paz *et al.*, 2022a). Las mismas 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). De esta manera, estos flujos pueden alcanzar niveles intermedios de compensación, resultando en plumas nefeloides, que actuarían de la misma manera que las plumas hipopícnicas o interflows (Postma, 1969), o bien dirigirse hacia el lecho marino, y ser deflectadas por la fuerza de Coriolis, 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; Lüdmann *et al.*, 2012). Otras hipótesis consideran la desviación de los flujos a partir del transporte de fondo Ekman (Shapiro, 2004; Desjardins *et al.*, 2016), o incluso 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 (Zeller, 2013; Zeller *et al.*, 2015a).

El modelo más reciente sobre la actividad de corrientes paralelas a la costa propone una orientación de las mismas hacia el SO (Paz *et al.*, 2023). No obstante, a excepción de los sitios que comprenden depósitos turbidíticos, los datos presentados en este estudio indican un retrabajo preferencial hacia el NE. Con respecto a esta tendencia, el modelo de Zeller *et al.* (2015) plantea una redistribución del sedimento a partir de corrientes someras paralelas a la costa, promovidas por las mareas, fluyendo desde el arco volcánico hacia la porción oriental de la cuenca. Asimismo, Spalletti *et al.* (2000) proponen la influencia de las mareas en la sedimentación a estas latitudes del depocentro, donde la topografía del fondo marino, principalmente controlada por la dorsal de Huincul, habría generado un efecto amplificador de las corrientes. Dado que la zona de estudio se trata de un área relativamente somera, con una profundidad estimada para el Miembro Los Catutos de entre 30 y 50 m (Leanza y Zeiss, 1990; Scasso *et al.*, 2002), podría considerarse un sistema de corrientes de fondo promovido por las mareas y que sigue los contornos batimétricos fluyendo hacia el NE, lo cual, a su vez, coincidiría con la orientación azimutal del quiebre de plataforma establecido para el Tithoniano inferior a superior (horizontes T2 y T3; Fig. 15) por Desjardins *et al.* (2016, 2018).

Es importante aclarar que, si bien los resultados obtenidos en este trabajo complementarían las interpretaciones previas sobre el accionar de las corrientes de contorno dentro de la cuenca, el análisis efectuado sobre una sección sedimentaria puede no ser extrapolable a escala regional o bien no representar fielmente los patrones de circulación oceánica del depocentro. No obstante, 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.

## CONCLUSIONES

Los estudios sedimentológicos y petrográficos realizados en las secuencias basales de la Formación Vaca Muerta, aflorante en el sector sur de la sierra de la Vaca Muerta, permitieron reconocer un total de cuatro asociaciones de facies, que representan dos ambientes depositacionales. El Miembro Inferior está integrado por las AF1 y AF2 y comprende un sistema de rampa externa mixta, silicoclástica-carbonática, que encapsula niveles arenosos turbidíticos (AF3). El Miembro Los Catutos está integrado por la AF 4 y representa un sistema de rampa externa carbonática. Ambos ambientes integran los depósitos de talud, durante el Tithoniano inferior – Tithoniano superior bajo, de un sistema de clinofomas que progradaba en sentido SE-NO.

Los estudios de mineralogía magnética permitieron establecer una señal de la anisotropía dominada por mineralogías paramagnéticas, como filosilicatos (e.g., arcilla, muscovita, biotita) junto a contribuciones menores de titanomagnetita y hematita. La técnica de ASM ayudó en el reconocimiento de fábricas magnéticas primarias y aquellas afectadas por procesos post-depositacionales. Las primeras indican procesos sedimentarios vinculados a decantación y tracción, en tanto que las segundas se asocian a mecanismos de bioturbación y reemplazo diagenético.

Las fábricas magnéticas explicadas por tracción permitieron la identificación de procesos como la migración de lecho plano de bajo régimen y de óndulas de corriente, así como la estimación de paleocorrientes en dos direcciones predominantes: un set de orientación preferencial NNO, determinado sobre niveles turbidíticos arenosos de la AF 3 y coincidente con la dirección de avance de las clinofomas, y otro, en dirección aproximadamente perpendicular a este, NE-SO a E-O, reconocido en las AF 1, AF2, y AF 4.

Las evidencias sedimentológicas, estratigráficas, petrográficas y de fábricas magnéticas reflejan el accionar de flujos tractivos paralelos a la costa dentro del talud. Estos resultados ayudarían a reforzar hipótesis recientes sobre la influencia de corrientes contorníticas en este sector de la cuenca durante el Tithoniano.

**Agradecimientos.** Los resultados de este trabajo se enmarcan dentro del proyecto PICT-2021-I-A-00683, financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, y PIP 112202001295, financiado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, y son parte de los resultados de la tesis doctoral del primer autor.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aigner, T. (1982). Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). En G. Einsele y A. Seilacher (Eds.), Cyclic and event stratification. *Springer Verlag*: 180–195. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-75829-4\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-642-75829-4_13)
- 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. <https://doi.org/10.3249/webdoc-3916>
- Allen, J.R.L. (1984). Sedimentary structures; their Character and Physical Basis. *Developments in Sedimentology 30A-30B*, Elsevier, Amsterdam, 645 pp.
- Aubourg, C., Smith, B., Bakhtari, H., Guya, N., Eshragi, A., Lallemand, S., Molinaro, M., Braud, X., y Delaunay, S. (2004). Post-Miocene shortening pictured by magnetic fabric across the Zagros-Makran syntaxis (Iran). En A.J. Sussman y A.B. Weil (Eds.), Orogenic curvature: Integrating paleomagnetic and structural analyses. *Special Papers Geological Society of America* 383: 17–40. [https://doi.org/10.1130/0-8137-2383-3\(2004\)383\[17:PSPBMF\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0-8137-2383-3(2004)383[17:PSPBMF]2.0.CO;2)
- 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. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01400.x>
- Baas, J.H. (1999). An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand. *Sedimentology*, 46(1): 123–138. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00206.x>
- Baas, J.H., Hailwood, E.A., McCaffrey, W.D., Kay, M., y Jones, R. (2007). Directional petrological characterization 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. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.02.003>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.07.003>
- 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. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.138.6.0675>

- Borradaile, G.J. y Tarling, D. (1981). The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks. *Tectonophysics*, 77: 151–168. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90165-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90165-7)
- Borradaile, G.J. y Henry, B. (1997). Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Sciences Review*, 42: 49–93. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(96\)00044-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(96)00044-X)
- Borradaile, G.J. y Gauthier, D. (2001). AMS-detection of inverse fabrics without AARM, in ophiolite dikes. *Geophysical Research Letters*, 28(18): 3517–3520. <https://doi.org/10.1029/2001GL012976>
- Borradaile, G.J. y Jackson, M. (2004). Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks. *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1): 299–360. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18>
- Bouma, A.H. (1962). *Sedimentology of some Flysch Deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Butler, R.F. (1992). *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell Scientific Publications, Boston, 319 pp.
- 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. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/175>
- 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. *Tesis doctoral*, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 300 pp.
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105207>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2024.106760>
- 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. <https://doi.org/10.1017/S0025315400023547>

- 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. <https://doi.org/10.2110/jsr.2013.12>.
- 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., 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 G. González, M.D. Vallejo, D.A. Kietzmann, D. Marchal, P. Desjardins, F. González Tomassini, L. Gómez Rivarola y R.F. Domínguez (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.
- Domínguez, R.F., Leanza, H.A., Fantín, M., Marchal, D., y Cristallini, E. (2020a). Basin Configuration during the Vaca Muerta Times. En D. Minisini, M. Fantín, I. Lanusse Noguera y H.A. Leanza (Eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121*: 141–162. <https://doi.org/10.1306/13682226M1203832>
- 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 D. Minisini, M. Fantín, I. Lanusse Noguera y H.A. Leanza (Eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121*: 163–200. <https://doi.org/10.1306/13682226M1203832>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90112-I](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90112-I)
- 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. <https://doi.org/10.1130/G22930A.1>
- Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1*: 108–121.
- 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. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0980:SFIADS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0980:SFIADS>2.3.CO;2)

- Evans, M.A., Lewchuk, M.T., y Elmore, R.D. (2003). Strain partitioning of deformation mechanisms in limestones: examining the relationship of strain and anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of Structural Geology*, 25(9): 1525–1549. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00186-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00186-4)
- 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. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90121-K](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90121-K)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.02.009>
- Franzese, J.R., Spalletti, L.A., Gómez Pérez, I., y Macdonald, D. (2003). Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andes foothills of Argentina (3U-54°S). *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 81–90. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00020-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00020-8)
- 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: 1065–1092. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2007.00872.x>
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J.M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., e Imbert, P. (2006). Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 234: 111–128. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.020>
- 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, 252 pp.
- 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)*, 244 pp.
- 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*: 553–577, San Luis.
- 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 Actas*: 221–235.
- 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 N° 9*, Calgary, 249 pp. <https://doi.org/10.2110/scn.82.09>

- Heezen, B.C., y Hollister, C.D. (1971). *The Face of the Deep*. Oxford University Press, New York, 659 pp. <https://doi.org/10.4319/lo.1972.17.5.0801>
- 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. <https://doi.org/10.1126/science.152.3721.502>
- 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. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.01558.x>
- Hill, P.R. (1984). Facies and sequence analysis of Nova Scotian slope muds: turbidite vs “hemipelagic” deposition. En D.A.V. Stow y D.J.W. Piper (Eds.), *Fine-Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies*. *Geological Society of London Special Publication 15*: 311–318. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.015.01.20>
- Hollister, C.D. (1967). *Sediment distribution and deep circulation in the western North Atlantic*. Tesis doctoral, Columbia University, 467 pp.
- Hollister, C.D., y Heezen, B.C. (1972). Geologic effects of ocean bottom currents: Western North Atlantic. En A.L. Gordon (Ed.), *Studies in Physical Oceanography*. Gordon and Breach Science Publishers: 37–66.
- Howell, J.A., Schwarz, E., Spalletti, L.A., y Veiga, G.D. (2005). The Neuquén Basin: an overview. En G.D. Veiga, L.A. Spalletti, J.A. Howell y E. Schwarz (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: a Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. *Geological Society, Special Publication 252*: 1–14. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.252.01.01>
- Hrouda, F. (1982). Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical surveys*, *5*(1): 37–82. <https://doi.org/10.1007/BF01450244>
- 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. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03987.x>
- 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. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb04506.x>
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.cretres.2016.10.011>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102235>

- 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. <https://doi.org/10.1144/SP456.9>
- Jelinek, V. (1981). Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, 79: 63–67. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(81\)90110-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(81)90110-4)
- 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. <http://hdl.handle.net/11336/93150>
- 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. <http://hdl.handle.net/11336/93147>
- 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. <https://lajsba.sedimentologia.org.ar/lajsba/article/view/172>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2013.12.008>
- 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. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV40n1-a02>
- 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. <http://hdl.handle.net/11336/93175>
- Kietzmann, D.A., Martín-Chivelet, J., Palma, R.M., López-Gómez, J., Lescano, M., y Concheyro, A. (2011). Evidence of precessional and eccentricity orbital cycles in a Tithonian source rock: the mid-outer carbonate ramp of the Vaca Muerta Formation, Northern Neuquén Basin, Argentina. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 95: 1459–1474. <https://hdl.handle.net/20.500.14352/42950>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.01.002>
- 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. *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, 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 C.E. Cruz y M. Fantín (Eds.), *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, 269–288.
- 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. <https://doi.org/10.1306/02101615121>
- 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 M. Montenari (Ed.), *Stratigraphy & Time Scales 3. Cyclostratigraphy and Astrochronology*. 327–355. <http://hdl.handle.net/11336/87673>
- Kietzmann, D.A., González Tomassini, F., y Smith, T. (2020). Grain association, petrography, and facies. En D. Minisini, M. Fantín, I. Lanusse Noguera y H.A. Leanza (Eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121*: 267–296. <https://doi.org/10.1306/13682230M1203829>
- Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., Palacio, J.P., y Sturlesi, M.A. (2021). 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103267>
- Kohan Martínez, M. (2022). Magnetoestratigrafía y cicloestratigrafía de magnetismo de rocas de la Formación Vaca Muerta (Jurásico Superior – Cretácico Inferior), Cuenca Neuquina. *Tesis doctoral*, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 324 pp. [https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario\\_nGEO001074\\_KohanMartinez](https://hdl.handle.net/20.500.12110/seminario_nGEO001074_KohanMartinez)
- Kohan Martínez, M., Kietzmann, D.A., Llanos, M.P., Leanza, H.A., y Luppó, 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: 209–228. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.05.010>.
- Krim, N., Bonnel, C., Tribovillard, N., Imbert, P., Aubourg, C., Riboulleau, A., Bout-Roumzeilles, 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. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017196>.
- Lane-Serff, G. (2001). Overflows and cascades. En J.H. Steele (Ed.), *Encyclopedia of ocean sciences*. Academic Press: 2058–2066. <https://doi.org/10.1016/B978-012374473-9.00605-6>

- 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. (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. <http://hdl.handle.net/11336/102732>
- Leanza, H.A., y Zeiss, A. (1990). Upper Jurassic lithographic limestones from Argentina (Neuquén Basin): stratigraphy and fossils. *Facies*, 22(1): 169-185. <https://doi.org/10.1007/BF02536951>
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(94\)80040-5](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(94)80040-5)
- 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 35° y 40° ls Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(3): 190-208.
- 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. 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, Neuquén*. Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, 113-129. <http://rdi.uncoma.edu.ar/handle/uncomaid/17860>
- Leanza, H.A., Kietzmann, D.A., Iglesia Llanos, M.P., y Kohan Martínez, M.P. (2020). Stratigraphic context, cyclostratigraphy, and magnetostratigraphy of the Vaca Muerta Formation. En D. Minisini, M. Fantín, I. Lanusse y H.A. Leanza (Eds.), *Integrated Geology of Unconventionals: the case of the Vaca Muerta Play, Argentina*. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121*: 39-60. <https://doi.org/10.1306/13682223M1203829>
- Legarreta, L., y Gulisano, C. (1989). Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico Superior - Terciario Inferior), Argentina. En G.A. Chebli y L.A. Spalletti (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6:221-243.
- Legarreta, L., y Uliana, M.A. (1991). Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. *International Association of Sedimentology, Special Publication*, 12: 429-450. <https://doi.org/10.1002/9781444303896.ch23>
- Legarreta, L., y Uliana, M.A. (1996). The Jurassic succession in west central Argentina: stratal patterns, sequences, and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120(3-4): 303-330. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(95\)00042-9](https://doi.org/10.1016/0031-0182(95)00042-9)

- 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. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00151-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00151-7)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.08.001>
- Lovell, J.P.B., y Stow, D.A.V. (1981). Identification of ancient sandy contourites. *Geology*, 9(8): 347–349. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1981\)9<347:IOASC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1981)9<347:IOASC>2.0.CO;2)
- 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. <https://doi.org/10.1306/212F7F31-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Lüdmann, T., Wiggershaus, S., Betzler, C., y Hübscher, C. (2012). Southwest Mallorca Island: a cool-water carbonate margin dominated by drift deposition associated with giant mass wasting. *Marine Geology*, 307: 73–87. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.09.008>
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K., y Bann, K.L. (2007). The ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective. En W. Miller (Ed.), *Trace Fossils, Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier: 50–75. <https://doi.org/10.1016/B978-044452949-7/50130-3>
- Mahjabin, T., Pattiaratchi, C., y Hetzel, Y. (2019a). Wind effects on dense shelf water cascades in south-west Australia. *Continental Shelf Research*, 189: 103975. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.103975>
- Mahjabin, T., Pattiaratchi, C., Hetzel, Y., y Janekovic, I. (2019b). Spatial and temporal variability of dense shelf water cascades along the Rottneest continental shelf in southwest Australia. *Journal of Marine Science and Engineering*, 7: 30. <https://doi.org/10.3390/jmse7020030>
- 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. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-66711-5>
- Miall, A.D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits*. Springer-Verlag, New York, 582 pp.
- 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., Lanusse, I. y Leanza, H.A. (eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121*: 1–24. <https://doi.org/10.1306/13682221M1203264>
- 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 unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina*. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121*: 201–236. <https://doi.org/10.1306/13682228M1203264>

- Mitchum, R.M.J., y Uliana, M.A. (1985). Seismic stratigraphy of carbonate depositional sequences, Upper Jurassic – Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. En O. Berg y D. Woolverton (Eds.), Seismic Stratigraphy II: An Integrated Approach to Hydrocarbon Exploration. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir 39*: 255–275. <https://doi.org/10.1306/M39449C15>
- Morrow, D.W. (1990). Dolomite-Part 2: Dolomitization models and ancient dolostones. Geoscience Canada Reprint Series 4: 125-139. <https://journals.lib.unb.ca/index.php/GC/article/view/3299>
- Mulder, T., y Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48(2): 269–299. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2001.00360.x>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.09.001>
- 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 Pennsylvanian intracratonic basin, Colorado, USA. *Journal of Sedimentary Research*, 78(8): 512–528. <https://doi.org/10.2110/jsr.2008.061>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102567>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.001>
- Otharán, G., Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A., Marchal, D., y Köhler, G. (2020). Facies análisis of fine-grained deposits related to muddy underflows. Vaca Muerta Formation (Tithonian-Valanginian), central Neuquén Basin, Argentina. *Andean Geology*, 47: 384–417. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV47n2-3061>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2022.106254>
- Parés, J.M. (2015). Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks. *Frontiers in Earth Science*, 3: 1–13. <https://doi.org/10.3389/feart.2015.00004>
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00115-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00115-8)
- Park, M.E., Cho, H., Son, M., y Sohn, Y.K. (2013). Depositional processes, paleoflow 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. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.08.015>
- 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 C. Nittrouer, J. Austin, M. Field, J. Kravitz, J. Syvitski, y P. Wiberg (Eds.), *Continental margin sedimentation: from sediment transport to sequence stratigraphy*. International Association of Sedimentologists Number 37: 275–334. <https://doi.org/10.1002/9781444304398.ch6>
- 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*
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105757>
- 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: 201–218. <https://doi.org/10.2110/palo.2020.028>
- 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 clinof orm: the Upper Jurassic – Lower Cretaceous Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 180, 26 pp. <https://doi.org/10.1144/jgs2022-055>
- 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. <https://doi.org/10.2110/jsr.2012.64>
- Postma, H. (1969). Suspended matter in the marine environment. En *Morning Review: Lectures of the Second International Oceanographic Congress*: 213–219, Moscú.
- Ramos, V.A., y Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constrains derived from the magmatic arc and foreland deformation. *Geological Society, Special Publications*, 252(1): 15–35. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.252.01.02>
- Rebesco, M., Hernández-Molina, F.J., Van Rooij, D., y Wählin, A. (2014). Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations. *Marine Geology*, 352: 111–154. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.011>
- Rees, A.I. (1965). The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric 1. *Sedimentology*, 4(4): 257–271. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1965.tb01550.x>
- 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. <https://doi.org/10.1086/627343>
- Reijnenstein, 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 clinof orm

- sedimentary processes: Impact on unconventional reservoir production. En D. Minisini, M. Fantín, I. Lanusse y H.A. Leanza (Eds.), *Integrated geology of unconventional: The case of the Vaca Muerta play, Argentina. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 121*. 237–266. <https://doi.org/10.1306/13682229M1203833>
- Reineck, H.E., y Singh, I.B. (1980). *Depositional sedimentary environments*. Springer, Berlín, 549 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-81498-3>
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., y Leanza, H.A. (2011). Megainvertebrados del Jurásico y su importancia geobiológica. En H.A. Leanza, C. Arregui, O. Carbone, J.C. Daniela y J.M. Vallés (Eds.), *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*, 441–464, Neuquén.
- Rodríguez Blanco, L. (2016). Distribution and source of carbonate-rich intervals within the Vaca Muerta-Quintuco mixed system, Neuquén Basin, Argentina. *Tesis de Master*, University of Miami, 145 pp.
- Rodríguez Blanco, L.R., Eberli, G.P., Weger, R.J., Stewart, 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. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.105521>
- Rodríguez Blanco, L., Swart, P.K., Eberli, G.P., y Weger, R.J. (2022). Negative  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  values at the Jurassic-Cretaceous boundary-Vaca Muerta Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 603: 111208. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111208>
- Rochette, P. (1987). Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9: 1015–1020. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(87\)90009-5](https://doi.org/10.1016/0191-8141(87)90009-5)
- 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. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(88\)90079-9](https://doi.org/10.1016/0031-9201(88)90079-9)
- Rochette, P., Jackson, M., y Aubourg, C. (1992). Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility. *Reviews of Geophysics*, 30: 209–226. <https://doi.org/10.1029/92RG00733>
- Sagnotti, L., Speranza, F., Winkler, A., Matei, M., y Funicello, 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. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(97\)00071-X](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(97)00071-X)
- 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. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/725>
- 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. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.252.01.10>
- Schieber, J. (2011). Reverse Engineering Mother Nature-Shale Sedimentology from an Experimental Perspective. *Sedimentary Geology*, 238(1): 1–22. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.04.002>

- Schieber, J., y Ellwood, B.B. (1993). Determination of basinwide paleocurrent patterns in a shale sequence via anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): A case study of the Mid-Proterozoic Newland Formation, Montana. *Journal of Sedimentary Research*, 63(5): 874–880. <https://doi.org/10.1306/D4267C30-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Schieber, J., Southard, J.B., y Thaisen, K. (2007). Accretion of mudstone beds from migrating floccule ripples. *Science*, 318(5857): 1760–1763. <https://doi.org/10.1126/science.114700>
- 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. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.005>
- 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: 1025–1031. <https://doi.org/10.2110/jsr.2013.77>
- 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. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00069-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00069-X)
- Shanmugam, G. (2006). *Deep-Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs*. Elsevier, Amsterdam, 476 pp.
- Shanmugam, G. (2017). Contourites: Physical oceanography, process sedimentology, and petroleum geology. *Petroleum Exploration and Development*, 44(2): 183–216. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(17\)30023-X](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(17)30023-X)
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.008>
- Shanmugam, G., Spalding, T.D., y Rofheart, D.H. (1993). Process sedimentology and reservoir quality of deep-marine bottom-current reworked sands (sandy contourites): An example from the Gulf of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77(7): 1241–1259. <https://doi.org/10.1306/BDF8E52-1718-11D7-8645000102C1865D>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.01.001>
- Shapiro, G.I., Huthnance, J.M., e Ivanov, V.V. (2003). Dense water cascading off the continental shelf. *Journal of Geophysical Research*, 108: 3390. <https://doi.org/10.1029/2002JC001610>
- 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. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.2.433>

- 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. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/1308>
- Spalletti, L.A., Schwarz, E., y Veiga, G. (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. <http://www.gananventas.com/lajsba/article/view/267>
- Stachowska, A., Łoziński, M., Śmigielski, M., Wysocka, A., Jankowski, L., y Ziółkowski, P. (2020). Anisotropy of magnetic susceptibility as an indicator for paleocurrent analysis in folded turbidites (Outer Western Carpathians, Poland). *Sedimentology*, 67(7): 3783-3808. <https://doi.org/10.1111/sed.12770>
- 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. [https://doi.org/10.1016/0011-7471\(71\)90102-1](https://doi.org/10.1016/0011-7471(71)90102-1)
- 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.
- Stipanovic, 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): 4034-78.
- 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. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(79\)90002-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(79)90002-3)
- Stow, D., y Smillie, Z. (2020). Distinguishing between deep-water sediment facies: Turbidites, contourites and hemipelagites. *Geosciences*, 10(2): 68. <https://doi.org/10.3390/geosciences10020068>
- 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. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1979\)90<952:DORSBI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1979)90<952:DORSBI>2.0.CO;2)
- Tarling, D. y Hrouda, F. (1993). The Magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall, 212 p., London.
- 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*, 3-92.
- 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: 414-435. <https://doi.org/10.1306/BDF82C-1718-11D7-8645000102C1865D>

- Weil, A.B., y Yonkee, A. (2009). Anisotropy of magnetic susceptibility in weakly deformed red beds from the Wyoming salient, Sevier thrust belt: relations to layer-parallel shortening and orogenic curvature. *Lithosphere*, 1(4): 235–256. <https://doi.org/10.1130/L42.1>
- 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. <https://doi.org/10.1306/D426801D-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Yawar, Z., y Schieber, J. (2017). On the origin of silt laminae in laminated shales. *Sedimentary Geology*, 360: 22–34. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.09.001>
- Zapata, T., y Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Geological Society of London, Special Publications*, 252(1): 37–56. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.252.01.03>
- Zavala, C., y Arcuri, M. (2016). Intrabasinal and extrabasinal turbidites: Origin and distinctive characteristics. *Sedimentary Geology*, 337: 36–54. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.03.008>
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., y Zorzano, A. (2014). Depósitos de turbiditas intra y extra cuencuales: Origen y características distintivas. *IX Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, 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. <https://doi.org/10.1186/s42501-021-00098-w>
- 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. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2008/0042-0223>
- 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. <http://hdl.handle.net/11336/103258>
- Zeller, M. (2013). Facies, geometries and sequence stratigraphy of the mixed carbonate-siliciclastic Zeiss Quintuco – Vaca Muerta system in the Neuquén Basin, Argentina: An integrated approach. *Tesis doctoral*, University of Miami, 206 pp.
- Zeller, M., Verwer, K., Eberli, G.P., Massaferró, 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. <https://doi.org/10.1111/sed.12215>
- Zeller, M., Reid, S.B., Eberli, G.P., Weger, R.J., y Massaferró, 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. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.07.021>
- 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. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.04.004>