



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

Procesos de concentración de partículas fosfáticas bioclásticas en ambientes marinos someros

Tesis presentada para optar al título de Doctora de la Universidad de
Buenos Aires en el área Ciencias Geológicas

Lic. María Duperron

Director de tesis: Roberto Adrián Scasso

Consejera de estudios: María Julia Orgeira

Lugar de trabajo: Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales (IGeBA),
CONICET - Universidad de Buenos Aires

Fecha de defensa: 31 de julio de 2023

Procesos de concentración de partículas fosfáticas bioclásticas en ambientes marinos someros

Se realizó un estudio sedimentológico, tafonómico y estratigráfico sobre las fosforitas bioclásticas del Ordovícico del Noroeste Argentino, conformadas por fragmentos de braquiópodos linguliformes, con el objetivo de determinar los procesos sedimentarios y mecanismos de concentración que produjeron su acumulación. El análisis tafonómico de conchillas de *Lingula anatina* Lamarck permitió definir los atributos tafonómicos más relevantes para el estudio de los bioclastos, particularmente susceptibles a los procesos bioestratinómicos por su naturaleza organo-fosfática. Se estudió experimentalmente el comportamiento hidrodinámico de los bioclastos organo-fosfáticos por primera vez: se determinó su velocidad de caída y velocidad de corte crítica para el inicio del movimiento, y se realizaron modelados sobre procesos de segregación en lechos sedimentarios mixtos. Se encontró que la forma aplanada y baja densidad de los bioclastos les confiere una marcada facilidad para mantenerse en transporte gracias a sus bajas velocidades de caída, combinada con una resistencia significativa a la erosión debido a sus elevadas velocidades de corte críticas. Este comportamiento dual les confiere una importante movilidad. La aplicación de los resultados obtenidos al análisis de microfacies de las fosforitas permitió comprobar cómo dicho comportamiento favorece la concentración de los bioclastos organo-fosfáticos con respecto a los sedimentos terrígenos. Se definieron dos mecanismos de segregación: 1. transporte diferencial entre los bioclastos transportados como carga de lecho y los sedimentos silicoclásticos finos (limo grueso a arena muy fina) transportados en suspensión; 2. transporte diferencial entre los bioclastos de formas más aplanadas transportados como carga de lecho rápida grano a grano, y los sedimentos silicoclásticos gruesos (arena fina a gruesa) transportados como carga de lecho lenta dentro de formas de lecho. Se comprobó que el primer mecanismo es efectivo para producir la concentración de los bioclastos fosfáticos a nivel de facies; el segundo mecanismo resulta potencialmente menos eficiente debido a la mayor similitud hidrodinámica entre los sedimentos bioclásticos y silicoclásticos involucrados. Asimismo, se interpreta que su importante resistencia a la erosión favorece la preservación de las acumulaciones fósiles bioclásticas. Los rasgos estratigráficos y tafonómicos de las fosforitas, caracterizadas por múltiples discontinuidades erosivas y presencia de elementos reelaborados, reflejan un importante grado de condensación estratigráfica y baja dilución sedimenta-

ria por *bypass* dinámico del material silicoclástico y concentración de los restos fósiles que permite clasificarlas como concentraciones hiatales. Su presencia en el tope de ciclos granocrecientes evidencia que dichas condiciones se desarrollan por la colmatación del espacio de acomodación durante intervalos de regresión. La distribución irregular y relativa escasez de trazas fósiles, restos corpóreos y estructuras algales en las sucesiones portadoras y dentro de las mismas fosforitas reflejan condiciones paleoecológicas de sedimentación episódica y estrés asociado a fluctuaciones en los parámetros ambientales, que permiten el desarrollo de paleocomunidades dominadas por braquiópodos linguliformes. El análisis de facies y microfacies de las fosforitas indica que las concentraciones fósiles del NOA se habrían formado por la acción del oleaje de tormenta y corrientes de retorno en ambientes marinos someros cercanos al nivel base del oleaje de buen tiempo. El conjunto de condiciones estratigráficas, paleoecológicas y paleoambientales descritas habrían favorecido la concentración de los bioclastos organo-fosfáticos a partir del lavado de los sedimentos finos y su transporte en suspensión hacia ambientes más distales. La formación de las fosforitas habría sido favorecida por la escasa disponibilidad en estos paleoambientes de sedimentos arenosos de mayor granulometría, cuyos modos y tasas de transporte resultan comparables a los de los sedimentos organo-fosfáticos resultando en mecanismos de segregación menos eficientes.

Palabras clave: fosforitas, braquiópodos linguliformes, sedimentos bioclásticos, sedimentos mixtos, comportamiento hidrodinámico, tafonomía, Ordovícico, Noroeste Argentino

Processes of concentration of bioclastic phosphate particles in shallow marine environments

A sedimentological, taphonomic and stratigraphic study was carried out on bioclastic phosphorites from the Ordovician of Northwestern Argentina, formed by fragments of linguliform brachiopods, in order to determine the sedimentary processes and concentration mechanisms that produced their accumulation. Taphonomic analysis of shells of *Lingula anatina* Lamarck allowed us to define the most relevant taphonomic attributes for the study of bioclasts, which are particularly susceptible to biostratinomic processes due to their organo-phosphatic nature. The hydrodynamic behavior of organo-phosphatic bioclasts was studied experimentally for the first time; we determined their sedimentation velocity and critical shear velocity, and modelled segregation processes in mixed sedimentary beds. It was found that the flattened shape and low density of the bioclasts gives them a marked facility to remain in transport due to their low sedimentation velocities, combined with a significant resistance to erosion due to their high critical shear velocities. This dual behavior gives them significant mobility. The application of the obtained results to the microfacies analysis of phosphorites allowed us to verify how this behavior favors the concentration of organo-phosphate bioclasts with respect to terrigenous sediments. Two segregation mechanisms were defined: 1. differential transport between bioclasts transported as bedload and fine siliciclastic sediments (coarse silt to very fine sand) transported in suspension; 2. differential transport between bioclasts of more flattened forms transported grain by grain as fast bedload, and coarse siliciclastic sediments (fine to coarse sand) transported within bedforms as slow bedload. The first mechanism was found to be effective in producing facies-level concentration of phosphate bioclasts; the second mechanism is potentially less efficient because of the greater hydrodynamic similarity between the bioclastic and siliciclastic sediments involved. Likewise, the significant resistance to erosion shown by these sediments is interpreted to favor the preservation of the bioclastic fossil accumulations. The stratigraphic and taphonomic features of the phosphorites, characterized by multiple erosional discontinuities and presence of reworked elements, indicate an important degree of stratigraphic condensation and low sedimentary dilution by dynamic bypass of the siliciclastic material and concentration of the fossil remains, which allows them to be classified as hiatal concentrations. Their presence at the top of coarsening-upwards

cycles is evidence that such conditions develop by infilling of the accommodation space during regression intervals. The irregular distribution and relative scarcity of trace fossils, body fossils and algal structures in the phosphorite-bearing sedimentary successions and within the phosphorites themselves indicate paleoecological conditions of episodic sedimentation and stress associated with fluctuations in environmental parameters, which allow the development of paleocommunities dominated by linguliform brachiopods. Facies and microfacies analysis of the phosphorites indicates that the fossil concentrations were formed by the action of storm surge and rip currents in shallow marine environments near the fair-weather wave base. The described stratigraphic, paleoecological and paleoenvironmental conditions favored the concentration of organo-phosphate bioclasts by the winnowing of fine siliciclastic sediments and their suspension-transport to more distal environments. The formation of phosphorites may have been favored by the scarce availability in these paleoenvironments of coarser siliciclastic sediments, whose transport modes and rates are comparable to those of organo-phosphate sediments, resulting in less efficient segregation mechanisms.

Keywords: phosphorites, linguliform brachiopods, bioclastic sediments, mixed sediments, hydrodynamic behavior, taphonomy, Ordovician, Northwestern Argentina

Índice general

Resumen	2
Abstract	4
Agradecimientos	1
1. Introducción general	2
1.1. Temática de estudio	2
1.2. Fosforitas granulares: modelos de formación	3
1.3. Fosforitas del NOA	4
1.4. Comportamiento hidrodinámico de los sedimentos bioclásticos	4
2. Tafonomía de <i>Lingula anatina</i> Lamarck, 1801	6
2.1. Introducción	6
2.1.1. Microestructura y tafonomía de las conchillas de <i>Lingula anatina</i>	6
2.2. Metodología	11
2.3. Resultados	13
2.3.1. Descripción macroscópica de las conchillas	13
2.3.2. Densidad	14
2.3.3. Microestructura	16
2.3.4. Observaciones tafonómicas	16
2.3.4.1. Conchillas prístinas	16
2.3.4.2. Conchillas desecadas	20
2.3.4.3. Ensayo de fragmentación	23
2.4. Discusión	26
2.4.1. Variabilidad en las conchillas de <i>Lingula anatina</i>	26
2.4.2. Control de la estructura interna sobre la degradación de las conchillas	27
2.4.3. Patrones experimentales de fragmentación	28
2.4.4. Analogía con la fragmentación en el ambiente natural	29

3. Sedimentología experimental	34
3.1. Introducción	34
3.1.1. Comportamiento hidrodinámico de las partículas: velocidad de caída y velocidad friccional crítica	34
3.1.2. Procesos de segregación	39
3.2. Material sedimentario	39
3.3. Velocidad de caída	42
3.3.1. Metodología	42
3.3.1.1. Parámetros morfométricos	42
3.3.1.2. Parámetros hidrodinámicos	43
3.3.1.3. Incertidumbre en la densidad (δ_s) e influencia sobre el coeficiente de arrastre (Cd)	46
3.3.1.4. Cálculo del coeficiente de arrastre (Cd)	46
3.3.1.5. Trayectorias de caída	47
3.3.1.6. Instrumental y metodología de medición	47
3.3.2. Resultados	49
3.3.2.1. Parámetros morfométricos	49
3.3.2.2. Efectos de borde	57
3.3.2.3. Velocidad de caída	57
3.3.2.4. Equivalencia hidráulica	61
3.3.2.5. Coeficiente de arrastre	62
3.3.2.6. Trayectorias de caída	68
3.3.3. Discusión	71
3.3.3.1. Comportamiento de caída y equivalencia hidráulica de los bioclastos organo-fosfáticos	71
3.3.3.2. Comparación entre las metodologías de cálculo del coeficiente de arrastre (Cd)	72
3.3.3.3. Coeficiente de arrastre de los bioclastos organo-fosfáticos	74
3.3.3.4. Régimen de flujo y trayectorias de caída	75
3.4. Velocidad friccional crítica para el inicio del movimiento	77
3.4.1. Metodología	77
3.4.1.1. Canal de flujo unidireccional	77
3.4.1.2. Protocolo experimental	78
3.4.1.3. Mediciones con velocimetría acústica Doppler (ADV)	80
3.4.1.4. Parámetros hidrodinámicos	86

3.4.2.	Resultados	88
3.4.2.1.	Inicio del transporte y comportamiento de los bioclastos a velocidades subcríticas	88
3.4.2.2.	Velocidad friccional crítica (u_c^*)	93
3.4.2.3.	Movilidad: relación entre u_c^* y w_s	95
3.4.3.	Discusión	97
3.4.3.1.	Control de la forma sobre la velocidad friccional crítica	97
3.4.3.2.	Relación entre w_s y u_c^* : movilidad de los bioclastos, com- portamiento dual	101
3.5.	Experimentos de segregación	103
3.5.1.	Metodología	103
3.5.2.	Resultados	104
3.5.2.1.	$S_{25}B_{75}$	106
3.5.2.2.	$S_{75}B_{25}$	108
3.5.2.3.	$S_{50}B_{50}$	114
3.5.3.	Discusión	119
3.5.3.1.	Morfología de las formas de lecho: control del aporte se- dimentario	119
3.5.3.2.	Procesos de segregación	121
4.	Fosforitas granulares del NOA	125
4.1.	Introducción	125
4.1.1.	Área de estudio	125
4.1.2.	Marco geológico	127
4.1.3.	Sedimentitas marinas del Grupo Santa Victoria	128
4.2.	Metodología	132
4.2.1.	Muestreo de fosforitas y levantamiento de perfiles sedimentarios	132
4.2.2.	Descripciones petrográficas	132
4.3.	Resultados	135
4.3.1.	Análisis de facies: Quebrada del Arenal	135
4.3.1.1.	Asociación de facies 1 (F1, F2):	140
4.3.1.2.	Asociación de facies 2 (F1, F2, F3, F4):	141
4.3.1.3.	Asociación de facies 3 (F1, F5):	145
4.3.1.4.	Asociación de facies 4 (F6):	148
4.3.1.5.	Asociación de facies 5 (F1, F5, F6):	150

4.3.1.6.	Procesos, subambientes y sistema depositacional	152
4.3.2.	Componentes intracuencales	156
4.3.2.1.	Bioclastos fosfáticos laminares	156
4.3.2.2.	Bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados	160
4.3.2.3.	Intraclastos fosfáticos	163
4.3.2.4.	Bioclastos carbonáticos	164
4.3.3.	Microfacies	166
4.3.3.1.	Quebrada del Arenal	166
4.3.3.2.	Alto de la Sierra	171
4.3.3.3.	Abra de Santa Laura	178
4.3.4.	Microestratigrafía de las fosforitas bioclásticas	188
4.3.4.1.	Quebrada del Arenal	188
4.3.4.2.	Alto de la Sierra	194
4.3.4.3.	Abra de Santa Laura	200
4.4.	Discusión	205
4.4.1.	Analogía entre <i>Lingula anatina</i> Lamarck y braquiópodos linguliformes ordovícicos	205
4.4.2.	Bioestratinomía y diagénesis temprana de los bioclastos organofosfáticos	207
4.4.3.	Comportamiento hidrodinámico de los bioclastos	210
4.4.4.	Tafonomía y estratigrafía de las acumulaciones bioclásticas	216
4.4.5.	Controles estratigráficos, paleoecológicos y sedimentológicos sobre la formación de las fosforitas bioclásticas	220
5.	Conclusiones	225
	Bibliografía	231
	Anexos	256
A.	Influencia de la densidad sobre los parámetros morfométricos e hidrodinámicos	257
B.	Velocidad de sedimentación: parámetros morfométricos e hidrodinámicos	261
C.	Velocidad crítica de transporte: parámetros hidrodinámicos	268
D.	Microfacies: mediciones sobre composición, textura y fábrica	270

Agradecimientos

A la UBA y el CONICET (sobre todo, a los trabajadores que los sostenemos).

Al Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación, el Ministerio de Educación y la Asociación Internacional de Sedimentología (IAS) por el financiamiento para desarrollar esta tesis.

A los jurados, Dres. Cichowolski, Marensi y Perillo por sus aportes y contribuciones a este trabajo.

A Robi, mi director de investigaciones desde la noche de los tiempos.

A Bernadette, Dominique y Pierre quienes me recibieron y enseñaron mucho en la Universidad de Caen, y todos quienes me hicieron sentir querida allá.

A Claudio Zucchini y a la Comunidad del Perchel, Jujuy, por compartir y dejarme trabajar en sus tierras (hoy amenazadas por la Reforma inconstitucional de Gerardo Morales).

A quienes me ayudaron con su trabajo y su curiosidad: A César Remesal, Gastón Angelini y Carlos Corvalán. A Alfo Tripaldi, Magu Gallo, Darío Lazo, Caro Gutiérrez.

A mis amigos y compañeros de ATE Conicet que me enseñaron que el trabajo y la organización son procesos colectivos.

A los pi de mi camada, la rancheada de la 110-41, a todos quienes traen alegría a los pasillos de la FCEN.

A mis amigos de los años y los años que siempre están y estuvieron. A Útera FC y la Scaloneta.

Al aquelarre Odriozola. A Pipo, Tati, Juli y memé (y los michis).

1. Introducción general

1.1. Temática de estudio

Las fosforitas han sido regularmente estudiadas en los últimos 40 años debido al interés que despiertan por la importancia del fósforo en los procesos biológicos presentes y pasados, la relevancia del ciclo del fósforo para la comprensión de cambios climáticos, ambientales y ecológicos a nivel global (Föllmi, 1996) y la posible utilización de las concentraciones fosfáticas para producir fertilizantes fosfatados. Dichas rocas se forman a partir de la precipitación de flúorapatita carbonática en los sedimentos y su posterior concentración por procesos sedimentarios. Las fosforitas bioclásticas representan un caso particular en el que la precipitación de fosfato se produce biológicamente en los tejidos de organismos, formando partes duras mineralizadas como conchillas o huesos de vertebrados; son estos materiales los que luego se concentran mecánicamente formando depósitos fosfáticos. La presente tesis se enfoca en las fosforitas bioclásticas conformadas por fragmentos de braquiópodos linguliformes, extendidas regionalmente en el Paleozoico del Noroeste Argentino. El objetivo de la tesis es determinar los mecanismos y procesos sedimentarios que produjeron la acumulación de las partículas fosfáticas en los depósitos fósiles. La importancia de su estudio reside en la singularidad de los bioclastos organo-fosfáticos, cuya baja densidad y forma aplanada definen un comportamiento hidrodinámico que hasta ahora no había sido investigado. Para ello, se estudió a las fosforitas desde un punto de vista tafonómico, sedimentológico-experimental y estratigráfico. Los estudios de campo y gabinete sobre las fosforitas paleozocias del Noroeste Argentino se realizaron en el Instituto de Geología Básica, Aplicada y Ambiental de Buenos Aires (IGEBA) dependiente de la Universidad de Buenos Aires y del CONICET, y los estudios experimentales sobre el comportamiento hidrodinámico de las partículas bioclásticas fosfáticas se desarrollaron en el Laboratorio de Morfodinámica Continental y Costera (M2C) dependiente de la Universidad de Caen y el CNRS (Francia).

1.2. Fosforitas granulares: modelos de formación

Las fosforitas granulares son depósitos ricos en partículas fosfáticas concentradas por procesos sedimentarios. Típicamente, estas partículas son clastos intracuencales formados a partir del retrabajo sedimentario de fosfatos precipitados en sedimentos marinos bajo condiciones físico-químicas particulares (Trappe, 1998). Estos intraclastos fosfáticos se caracterizan por tener densidades mayores a las de los materiales siliciclásticos y, en consecuencia, suelen conformar acumulaciones residuales a partir del lavado de sedimentos más finos y más livianos (Trappe, 1998; Scasso y Castro, 1999; Föllmi et al., 2005). En los ambientes marinos someros, la formación de las fosforitas se vincula a la acción mecánica de las olas de buen tiempo y de tormentas, de las corrientes marinas y de las corrientes de mareas (Trappe, 1998). Adicionalmente, la concentración de fosfatos suele estar ligada a erosión intracuencial en ambientes más someros que los de la formación primaria del fosfato autigénico (Trappe, 1998; Föllmi et al., 2005). Por ende, suele asociarse a cambios relativos del nivel del mar y discontinuidades del registro sedimentario, lo que hace a estos depósitos buenos indicadores de dichas discontinuidades (Glenn et al., 1994; Föllmi et al., 2005).

Las fosforitas granulares bioclásticas, objeto de la presente tesis de doctorado, son un caso atípico y poco estudiado en el que la generación del fosfato es biológica y ocurre en las conchillas de braquiópodos linguliformes, de composición organo-fosfática (*i.e.* Ilyin y Heinsalu 1990; Heinsalu et al. 1994; Emig y Gutiérrez-Marco 1997; Heinsalu y Raudsep 1998; Aceñolaza y Nieva 2001; Aceñolaza et al. 2003; Moya et al. 2012; Duperron et al. 2018). En este caso la forma, tamaño y densidad de los bioclastos define un comportamiento hidrodinámico particular y mecanismos de concentración potencialmente diferentes al de las partículas fosfáticas de origen autigénico. La estratigrafía y tafonomía de este tipo de acumulaciones han sido estudiadas en acumulaciones fósiles por analogía con la observación de especímenes y acumulaciones actuales (Emig, 1990; Kowalewski, 1996; Emig y Gutiérrez-Marco, 1997), proponiéndose para su formación un modelo de capas evento con bajo grado de retrabajo sedimentario generadas por episodios de mortandad masiva y enterramiento rápido. Sin embargo, este modelo no permite explicar el desarrollo de capas compuestas, con buen desarrollo de estructuras sedimentarias y evidencias de importante condensación, como las encontradas en Estonia (Ilyin y Heinsalu, 1990; Heinsalu et al., 1994; Heinsalu y Raudsep, 1998; Trappe, 1998) y en algunas localidades del Noroeste Argentino (Moya et al., 2012; Duperron et al., 2018).

1.3. Fosforitas del NOA

Las fosforitas granulares aquí estudiadas están compuestas por restos fragmentados de braquiópodos inarticulados con conchillas organo-fosfáticas. Si bien el registro cenozoico de estos organismos en la Argentina es muy escaso, con algunos taxones descritos en el Mioceno de Entre Ríos (*Discinisca* sp.; Pérez, 2013) y Chubut (*Discinisca messii* y *Discinisca porvenir*; Pérez et al., 2023), los mismos representaban componentes abundantes en las faunas del Paleozoico inferior del Noroeste Argentino (Benedetto et al., 2007; Benedetto y Muñoz, 2015; Benedetto et al., 2018). Bajo determinadas condiciones, los braquiópodos linguliformes conformaron acumulaciones monotáficas de considerable espesor y concentración que representan depósitos de interés por su contenido en fosfatos (Aceñolaza y Nieva, 2001; Aceñolaza et al., 2003; Moya et al., 2012). Dichos depósitos fueron estudiados por el Servicio Geológico y Minero de la Argentina en el Plan Fosforita del Noroeste Argentino, iniciado en el año 1969 (Leanza, 1972; Barrionuevo, 1976; Mastandrea et al., 1982; Sureda et al., 1986). Estos estudios prospectivos fueron posteriormente continuados por Mastandrea et al. (1982); Saiz Cobbe (2007); Moya et al. (2012); Eveling et al. (2015); Duperron et al. (2018). Por otro lado, Aceñolaza y Nieva (2001); Aceñolaza et al. (2003); Moya et al. (2012); Muñoz et al. (2012) avanzaron en el estudio paleoambiental de las sucesiones portadoras de fosfatos, e interpretaron a las acumulaciones de braquiópodos linguliformes intensamente fragmentados del NOA como capas evento asociadas a episodios de mortandad masiva relacionados con tormentas. Sin embargo, como se señaló anteriormente, no se han propuesto hasta el momento interpretaciones sobre estas acumulaciones que expliquen el importante grado de retrabajo sedimentario y condensación estratigráfica que las mismas presentan. Asimismo, en dichos trabajos no se han considerado los procesos sedimentarios específicos y los controles estratigráficos que permiten la acumulación de las conchillas organo-fosfáticas, necesarios para desarrollar un modelo genético similar a los ya existentes para las fosforitas granulares clásicas.

1.4. Comportamiento hidrodinámico de los sedimentos bioclásticos

Como se ha demostrado en diversos experimentos en canales de sedimentación, el comportamiento hidrodinámico de los sedimentos (*i.e.* velocidad de caída, resistencia a la erosión, tendencia al transporte por tracción o en suspensión) y los procesos de gene-

ración de formas de lecho son controlados por las características del agente de transporte y de las partículas movilizadas, variando en función del tamaño, forma y densidad de los clastos (Maiklem, 1968; Kench y McLean, 1996; Prager et al., 1996; Paphitis et al., 2002; Hassan y Ribberink, 2005; Komar, 2007; Weill et al., 2010; Flemming, 2017; Rieux et al., 2019). En sedimentos heterogéneos y notablemente en el caso de los sedimentos bioclásticos, esto genera el transporte preferencial de las distintas fracciones y, por ende, su segregación o selección (Komar 2007, Weill et al. 2013, Flemming 2017) a través de diferentes mecanismos tales como: incorporación selectiva al flujo, selección controlada por la topografía (*i.e.* sobre formas de lecho o lechos irregulares), depositación selectiva determinada por la velocidad de caída, etc. (Powell, 1998; Komar, 2007; Weill et al., 2013; Flemming, 2017). En general se comprueba que las características texturales y grado de concentración finales en los depósitos naturales son producto de varios de estos mecanismos actuando conjuntamente (Frihy, 2007; Komar, 2007). Los mecanismos de selección también están controlados por los procesos (oleaje, corrientes, mareas, tormentas) que ocurren en el ambiente depositacional y la interacción entre ellos, así como por las proporciones y características texturales iniciales de los sedimentos heterogéneos (Slingerland, 1977; Komar y Wang, 1984; Komar, 2007; Weill et al., 2013; Rieux et al., 2019). Resulta importante señalar que si los fenómenos de segregación y transporte diferencial y el efecto de la densidad sobre los mismos han sido poco estudiados, este déficit es mucho más notorio en relación al efecto de la forma de los clastos que ha recibido una atención aún menor; los estudios enfocados en granos de muscovita o bioclastos aplanados revelan que este aspecto define un comportamiento hidrodinámico muy particular y contrastante respecto a las matrices sedimentarias con las que se mezclan (Komar y Wang, 1984; Weill et al., 2013; Rieux et al., 2019).

En consecuencia, un análisis sedimentológico detallado de depósitos conformados por sedimentos mixtos debería basarse en estudios experimentales que permitan caracterizar el comportamiento hidrodinámico de los sedimentos involucrados. A la fecha, existen escasos trabajos que consideren este aspecto en la interpretación de depósitos sedimentarios siliciclásticos-bioclásticos recientes o actuales (Jorry et al., 2006; Chiarella y Longhitano, 2012; Weill et al., 2013; Flemming, 2017; Fick et al., 2020; Rieux et al., 2023).

En síntesis, existe un campo fértil de investigación sobre los procesos de segregación y transporte diferencial de los sedimentos heterogéneos; el efecto de la forma sobre estos procesos ha sido poco estudiado, y en el caso de las fosforitas no existen hasta el momento trabajos experimentales que lo aborden a pesar de la relevancia que estos tienen para la concentración de las partículas fosfáticas.

2. Tafonomía de *Lingula anatina* Lamarck, 1801

2.1. Introducción

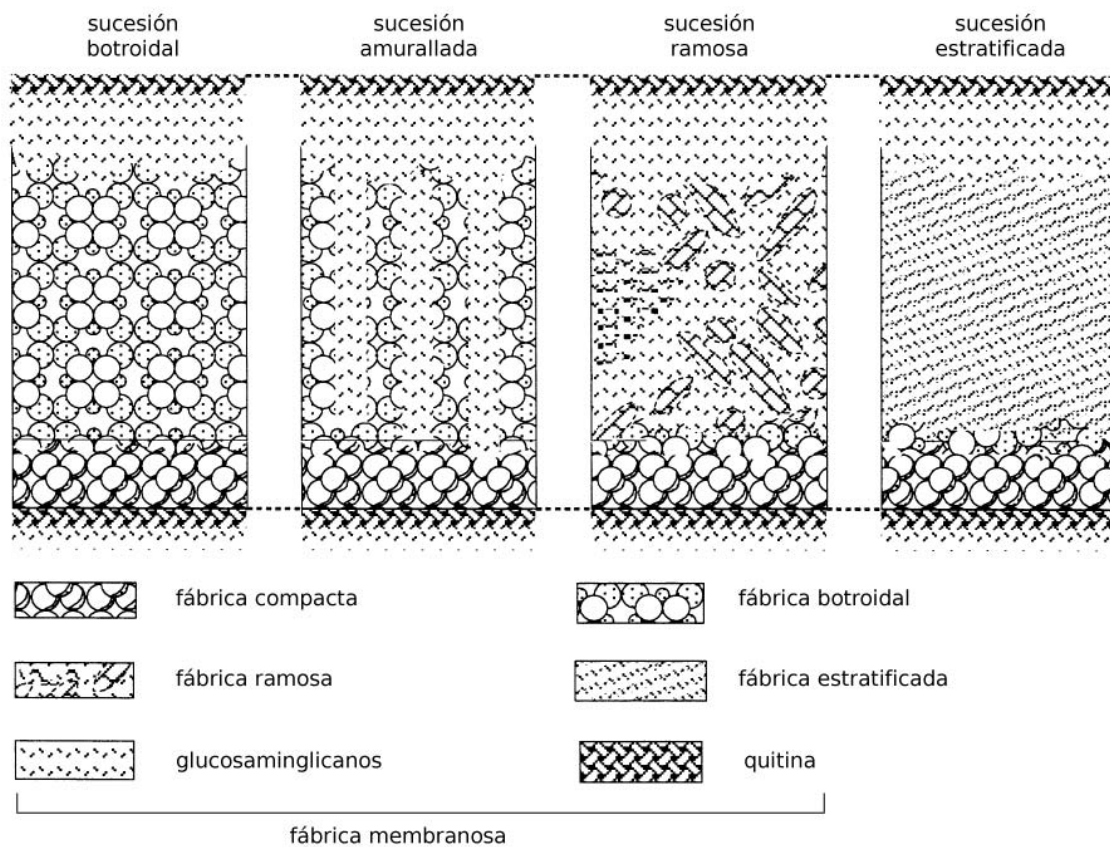
2.1.1. Microestructura y tafonomía de las conchillas de *Lingula anatina*

Las conchillas del género *Lingula* se caracterizan por su naturaleza organo-fosfática. La estructura estratiforme de las valvas se compone de láminas conformadas por agregados cristalinos de flúorapatita y componentes orgánicos (glucosaminglicanos o GAGs, quitina y colágeno mayormente; Iwata 1981; Williams et al. 1994; Cusack y Williams 1996). En el caso de *Lingula anatina* dichos componentes pueden distribuirse en proporciones variables, definiendo distintos tipos de fábricas internas (Iwata 1981; Williams et al. 1994; Cusack y Williams 1996; Fig. 2.1): A) fábricas homogéneas compuestas mayormente por componentes orgánicos (membranosas —*membranous*—); B) fábricas homogéneas compuestas mayoritariamente por agregados cristalinos de apatita densamente apretados (compactas —*compact*—); C) fábricas heterogéneas compuestas por agregados cristalinos de apatita inmersos en una matriz orgánica (botroidales —*botryoidal*—, amuralladas —*walled*—, o ramosas —*virgose* sensu Cusack y Williams, 1996—; dicho orden refleja la concentración decreciente de apatita entre dichos tipos de fábricas); D) fábricas heterogéneas compuestas por una alternancia de micro-láminas ricas y pobres en apatita (estratificadas —*stratified*—).

Internamente, cada una de las láminas que forman la microestructura se conforma por una sucesión rítmica de distintos tipos de fábricas. Estas sucesiones comienzan invariablemente con un intervalo de fábrica compacta (rico en apatita) sucedido por fábricas heterogéneas con menor contenido de apatita (botroidales, amuralladas o ramosas), y culminan con un intervalo de fábrica membranosa (pobre en apatita; Williams et al., 1994). Entre dos láminas sucesivas se genera entonces un contraste importante entre el

intervalo terminal con fábrica membranosa de la primera lámina y el intervalo basal con fábrica compacta de la lámina siguiente. Se registran a su vez zonas transversales a la estructura principal con un bajo grado de biomineralización correspondientes a canales o franjas rellenas por GAGs. La presencia de estos sectores con un marcado contraste en el grado de biomineralización favorece el desarrollo de rasgos de clivaje paralelo y transversal a la estructura laminada debido a la degradación de los componentes orgánicos (Williams et al., 1994; Cusack y Williams, 1996; Williams y Cusack, 1996)

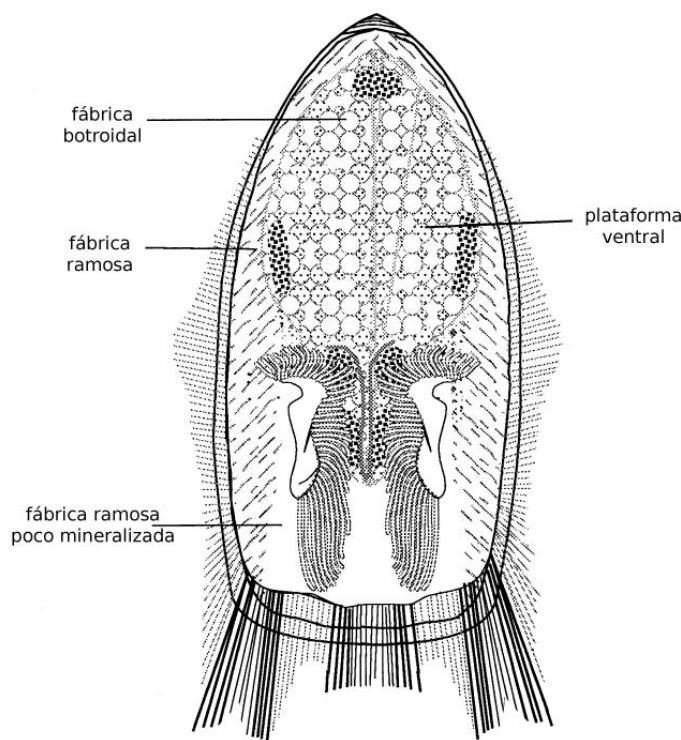
Figura 2.1.: Estructura interna de la conchilla de *Lingula anatina*. Distintos tipos de fábricas conformando sucesiones estratiformes con proporciones variables de apatita. Modificado de Williams et al. (1994).



La sucesión de láminas conformadas por distintos tipos de fábricas que pueden alternar o gradar entre sí lateral y verticalmente (Williams et al., 1994) define una microestructura muy compleja. En conchillas correspondientes a *Lingula anatina* y *Lingula unguis*, la estructura se caracteriza en términos generales por una mayor cantidad de láminas, mayor espesor de las mismas y preponderancia de fábricas internas más ricas en apatita (compactas, botroidales, amuralladas) en la zona central de la conchilla correspondiente

a la plataforma ventral; y menor cantidad de láminas, menor espesor y preponderancia de fábricas internas más ricas en componentes orgánicos (membranosas, ramosas) hacia la parte anterior y márgenes de la conchilla (Iwata, 1981; Williams et al., 1994; Forchielli et al., 2014; Fig. 2.2).

Figura 2.2.: Estructura interna de la conchilla de *Lingula anatina*. Distribución areal de las fábricas internas preponderantes. Modificado de Williams et al. (1994).



La importante proporción de componentes orgánicos en las conchillas de *Lingula anatina* las hace muy susceptibles a los procesos de degradación *post-mortem* (Worcester, 1969; Emig, 1990). De acuerdo con Worcester (1969); Emig (1990), luego de algunas semanas las conchillas de *Lingula anatina* depositadas sobre el fondo marino se desintegran debido a la descomposición microbiológica de los tejidos orgánicos y el retrabajo por oleaje y corrientes. El deterioro progresa rápidamente en las zonas marginales de la conchilla, ricas en componentes orgánicos, mientras que la parte central persiste por más tiempo (Emig, 1983, 1990; Fig. 2.3). Kowalewski (1996) realizó observaciones similares sobre la rápida degradación *post-mortem* de especímenes de *Glottidia palmeri* Dall es-

tudiados en planicies intermareales; además, entre los fragmentos encontrados, registró una mayor proporción de fragmentos centrales correspondientes a la parte más resistente de la conchilla.

La rápida fragmentación de las conchillas de los braquiópodos linguliformes en los ambientes marinos llevaron a Emig (1990) a concluir que la preservación de estos organismos requiere eventos de mortandad masiva o rápido enterramiento. Kowalewski (1996); Kowalewski y Flessa (1996) analizaron la distribución de braquiópodos linguliformes fósiles post-paleozoicos, y en función de su escasez y su ocurrencia casi exclusiva en depósitos de preservación excepcional afirmaron que dichos especímenes se ven sometidos a los mismos procesos tafonómicos que los braquiópodos linguliformes actuales presentando un muy bajo potencial de fosilización. Por el contrario, observaron una mayor abundancia y diversidad de modos de preservación en los braquiópodos linguliformes paleozoicos, por lo que afirmaron que estos debían presentar un mayor potencial de fosilización intrínseco. En paralelo, Cusack y Williams (1996) analizaron la micro-estructura de especímenes de *Lingula squamiformis* Phillips de edad carbonífera y observaron un mayor grado de mineralización en general y, en particular, sobre la región antero-media de las conchillas (en contraste con los especímenes actuales de *Lingula anatina* que presentan una baja proporción mineral en esta región), lo que fue apoyado por estudios geoquímicos sobre conchillas devónicas realizados por Zabini et al. (2012a). Sobre la base de dicho análisis plantearon la hipótesis de que los braquiópodos linguliformes paleozoicos presentarían un mayor potencial de fosilización que los actuales, y que no serían necesarios estrictamente eventos de enterramiento catastrófico para que se preserven. La variación en el potencial de fosilización de estos organismos comprendería entonces un mega-sesgo tafonómico (Kowalewski y Flessa, 1996).

Figura 2.3.: Especímenes enteros y fragmentos de *Lingula anatina* recolectados sobre el fondo marino; reproducido de Emig (1983).



2.2. Metodología

El material utilizado durante los experimentos consistió en conchillas de la especie actual *Lingula anatina*, provenientes de Japón y Tailandia. La mayor parte de las conchillas se preservó en etanol. Dicha sustancia se utiliza frecuentemente como conservante ya que elimina a los microorganismos descomponedores y deshidrata los tejidos orgánicos, ralentizando la descomposición enzimática; sin embargo, a altas concentraciones la deshidratación puede resultar excesiva alterando las propiedades físicas del tejido y favoreciendo la degradación morfológica (Schiller et al., 2014; Marquina et al., 2021). En consecuencia, se utilizaron concentraciones relativamente bajas de etanol (60–70 % en volumen) en frío (5°C) para lograr un compromiso entre una suficiente preservación de los tejidos orgánicos y un bajo grado de deshidratación hasta el comienzo de las mediciones de los parámetros morfométricos e hidrodinámicos involucrados en los experimentos (ver Sección 3.3.1.1). Adicionalmente, se tomó la precaución de rehidratar las valvas antes de realizar mediciones o ensayos para que sus propiedades físicas no se vieran alteradas al momento de la medición. De esta forma, una vez comenzadas las mediciones se almacenaba individualmente a las conchillas y fragmentos de conchillas en receptáculos numerados rellenos de agua que evitaban su deshidratación y permitían su identificación en el curso de las determinaciones. A pesar de los recaudos tomados para su conservación, se señala que algunas de las conchillas sufrieron degradación física como consecuencia del desarrollo de las sucesivas mediciones, ya que la utilización de técnicas diversas para determinar distintos parámetros sobre el mismo conjunto de especímenes (peso, área proyectada, densidad; ver Sección 3.3.1.6) implicaba su frecuente extracción y re-almacenamiento en los receptáculos numerados, repetida manipulación manual de las conchillas y ocurrencia de sucesivos ciclos de deshidratación y rehidratación (y, por ende, contracción y expansión).

Por otro lado, algunos de los especímenes provenientes de Japón habían sido originalmente sometidos a un proceso de desecado prolongado para preservar su material genético, lo que generó la degradación de los componentes orgánicos más lábiles (colágenos principalmente) y, por ende, la descomposición parcial de la matriz orgánica de la conchilla, con una consecuente alteración de sus propiedades físicas (T. Takeuchi, comunicación personal). Estos individuos se excluyeron de los estudios experimentales sobre comportamiento hidrodinámico, pero se utilizaron para realizar observaciones tafonómicas (ver más abajo).

Se describió la morfología, dimensiones y propiedades físicas de las conchillas en forma

cualitativa. Las valvas de *Lingula anatina* se caracterizan por una importante variación en su microestructura y grado de mineralización (y, en consecuencia, en su densidad) a lo largo de su extensión, así como entre diferentes especímenes. Por ello, se realizó una serie de mediciones de densidad en conchillas enteras y en fragmentos con el objetivo de acotar los rangos de densidades correspondientes a los distintos tipos de bioclastos organo-fosfáticos y caracterizar con detalle esta variabilidad. De este modo, dentro de cada población se midió la densidad de las conchillas de menor tamaño y las de mayor tamaño. Asimismo, se fragmentaron las conchillas y se midió la densidad en muestras de la parte anterior (con mayor contenido orgánico) y la parte central (con mayor contenido mineral).

Para la medición de la densidad se utilizó un picnómetro de acero de 100 ml (BYK-Gardner). El procedimiento consiste en introducir una muestra del material estudiado en el picnómetro, rellenarlo de agua hasta que el menisco sobrepase el límite superior del recipiente (agitando para remover las burbujas de aire que se introduzcan con el líquido), colocar la tapa del picnómetro de forma tal que el líquido excedente sea expulsado y se rellene precisamente el volumen nominal del instrumento, y secar el exterior del recipiente. Debe medirse la masa del picnómetro en los siguientes estados: vacío (m_1); con la muestra de material sedimentario (m_2); con la muestra de material sedimentario y relleno de agua (m_3); y relleno únicamente de agua (m_4). De esta forma se calcula la densidad del material sedimentario (δ_s) en función del volumen desplazado de agua (conociendo su densidad, δ_f), de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$\delta_s = \delta_f \times \frac{m_2 - m_1}{m_4 + m_2 - m_3 - m_1}$$

Adicionalmente, se realizaron observaciones tafonómicas sobre las conchillas para comprender mejor la progresión de la degradación mecánica y los patrones esperables de fragmentación. Se registró la degradación física sufrida durante el curso de los ensayos por las conchillas que presentaban originalmente un buen estado de conservación (ver más arriba). Por otro lado, se estudiaron los especímenes desecados que presentaban degradación parcial de la matriz orgánica. En estos especímenes se describieron las regiones más afectadas y el tipo de daño, y se definieron grados de degradación físico-química de acuerdo a los siguientes índices tafonómicos: alteración del color superficial, decoloración y adelgazamiento de la conchilla (degradación de la matriz orgánica), fragmentación y exfoliación. Además, se realizó un ensayo de fragmentación de las conchillas desecadas

bajo condiciones energéticas para producir su fragmentación, y se observaron los tipos de fragmentos producidos. Para ello se rehidrataron algunos especímenes y se colocaron en un vaso de precipitados lleno de agua con un mezclador magnético configurado para generar una agitación vigorosa del agua durante 10'. De esta manera las conchillas eran agitadas, y aleatoriamente impactaban contra el agitador produciéndose ocasionalmente su fragmentación.

Finalmente, para poder observar en detalle la estructura interna de las conchillas se tomaron fotografías en microscopio electrónico de barrido (modelo Zeiss EVO 40; Carl Zeiss AG, Alemania). Se capturaron imágenes correspondientes a dos conchillas en buen estado de preservación (con mayor y menor grado de mineralización), y a una conchilla desecada.

2.3. Resultados

2.3.1. Descripción macroscópica de las conchillas

Las conchillas tienen una forma oval elongada con lados sub-paralelos, una parte anterior de contorno recto y una parte posterior que se adelgaza adquiriendo un contorno en V (Fig. 2.4A-D); presentan largos entre 20–50 mm y anchos de 10–20 mm (Cuadro 2.1). Su color varía entre verde esmeralda o musgo en la parte anterior a tonos amarillentos o castaños en la parte posterior; las coloraciones castañas se asocian a la presencia de óxidos de hierro en el periostraco (Jope, 1965). Se destacan con respecto a las conchillas de otros moluscos biomineralizados por su flexibilidad y su naturaleza translúcida, que se deben al alto contenido orgánico en su microestructura (Jope, 1977; Williams et al., 1994; Schmahl et al., 2008). La superficie externa de la conchilla presenta líneas de crecimiento; en la superficie interna estas líneas son menos evidentes, y el rasgo más llamativo es la plataforma visceral, un área engrosada de contorno romboidal y coloración blanquecina donde se apoya la mayor parte de la masa visceral (Figs. 2.4B, D). Esta plataforma se encuentra en el sector central de la conchilla, correspondiente a la región con mayor grado de mineralización (Williams et al., 1994). En corte, se aprecia que el espesor de las conchillas es máximo en la zona central, reduciéndose hacia la zona posterior y particularmente la zona anterior (Fig. 2.4E, Cuadro 2.1). Se observa la misma tendencia en su estructura interna, con un mayor espesor de las láminas que la componen en la zona central de la conchilla (Figs. 2.4F, G; ver Sección 2.3.3).

Las conchillas presentan una gran variabilidad en sus propiedades físicas que se corre-

laciona con la variación en sus dimensiones. En general se observa que las conchillas de mayor tamaño son más espesas, rígidas y opacas, con un mayor desarrollo de la plataforma visceral tanto en su espesor como en su extensión sobre la superficie de la conchilla (comparar Figs. 2.4A, B y Figs. 2.4C, D). La población proveniente de Tailandia se compone mayoritariamente de conchillas robustas y de mayor tamaño, mientras que aquella proveniente de Japón presenta en general organismos de menores dimensiones, con algunos especímenes notablemente pequeños y poco desarrollados (Cuadro 2.1).

2.3.2. Densidad

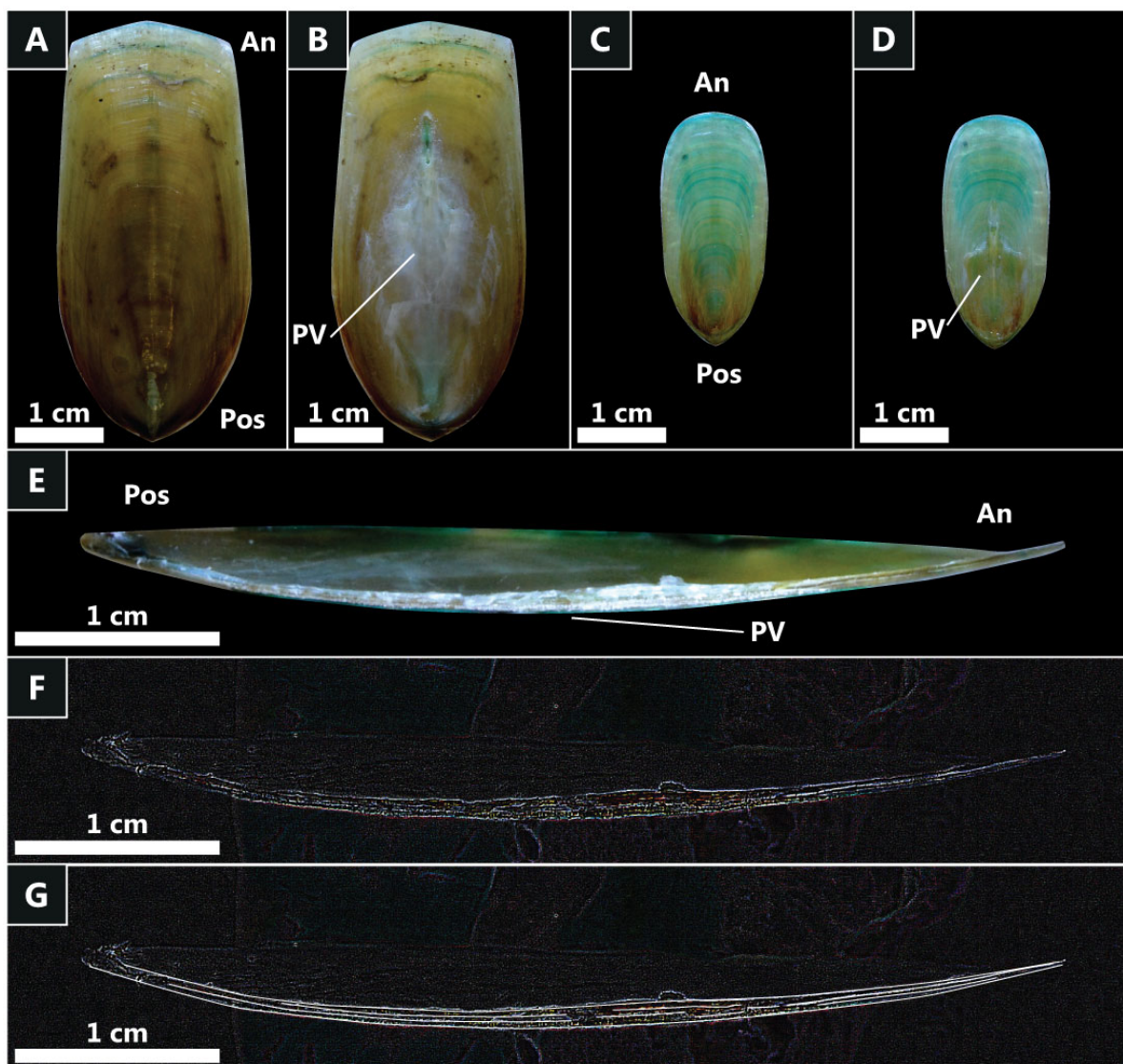
Globalmente, las conchillas y sus fragmentos presentan un amplio rango de densidades entre 1013 y 1734 kg/m³ (Cuadro 2.1). Estos valores resultan significativamente menores a aquellos presentados por las conchillas carbonáticas (generalmente 2600–2800 kg/m³ llegando a 2000 kg/m³ en algunas especies con microestructuras porosas, Maiklem, 1968; Smith y Cheung, 2003; Rieux et al., 2019). Los valores más elevados de densidad corresponden a los especímenes de mayor tamaño que presentan mayor rigidez, opacidad, y espesor de la zona central (Cuadro 2.1). Asimismo, la región central de la conchilla presenta densidades notablemente mayores que la región anterior (Cuadro 2.1).

Cuadro 2.1.: Propiedades de las conchillas de *Lingula anatina*.

	<i>L. anatina</i> Japón		<i>L. anatina</i> Tailandia	
Largo (mm)	20–35		35–50	
Ancho (mm)	10–15		15–20	
Espesor (mm)	Parte anterior 0.10–0.50	Parte central 0.50–0.90	Parte anterior 0.25–0.50	Parte central 0.50–1.20
Densidad valvas enteras (kg/m ³) ¹	1045–1350		1551–1740	
Densidad por región (kg/m ³)	Parte anterior 1013	Parte central 1330	Parte anterior 1369	Parte central 1734

¹Los valores límite que acotan los rangos corresponden respectivamente a las conchillas de menor y mayor tamaño.

Figura 2.4.: Morfología de las conchillas de *Lingula anatina*; An: anterior, Pos: posterior, PV: plataforma ventral.. A, B) Valva ventral de conchilla correspondiente a la población proveniente de Tailandia. C, D) Valva ventral de conchilla correspondiente a la población proveniente de Japón. E) Corte y vista lateral de valva ventral de una conchilla correspondiente a la población proveniente de Tailandia. F, G) Fotografía representada en E), modificada con un filtro de realce de bordes.



2.3.3. Microestructura

En las imágenes MEB se observa claramente la microestructura interna estratiforme, conformada por una sucesión compleja de láminas organo-fosfáticas caracterizadas por diferentes espesores y texturas cristalinas que se separan por planos de clivaje (Fig. 2.5). En general no es posible identificar con seguridad el tipo de ultra-estructura que caracteriza cada lámina dado que las superficies estudiadas no fueron tratadas químicamente para exponer la fábrica cristalina. Sin embargo, se diferencian texturas macizas y texturas porosas o cavernosas (Figs. 2.5A, B, C, D). Se interpreta que las primeras corresponden a fábricas relativamente homogéneas compuestas mayoritariamente por agregados cristalinos de apatita densamente apretados (láminas compactas o botroidales *sensu* Williams et al., 1994) o bien por componente orgánicos (láminas membranosas); mientras que las segundas corresponden a fábricas heterogéneas compuestas por agregados cristalinos de apatita dispersos en una matriz orgánica (láminas amuralladas *-walled-* o ramosas *-virgose-*, Williams et al., 1994; Cusack y Williams, 1996). Las láminas presentan espesores que varían ampliamente en un mismo espécimen, registrándose en las más delgadas espesores de algunos pocos micrones (Fig. 2.5 C, D). Se aprecian también conjuntos de láminas con una textura similar y separados nítidamente entre sí por planos de clivaje cuyos espesores oscilan entre los 25 μm y 250 μm (Figs. 2.5A, E).

La zona central de la conchilla se caracteriza por la presencia de láminas con texturas macizas y geometría lenticular o lentiforme (Figs. 2.5A, E); se pueden apreciar también conjuntos de láminas que se acuñan lateralmente (Fig. 2.5A). Hacia la periferia disminuye el espesor total de la conchilla, así como de las láminas y los conjuntos (Figs. 2.5A, B, E, F), y se hacen más frecuentes las texturas cavernosas (Figs. 2.5A, B, C, D).

En las imágenes MEB tomadas en una conchilla desecada (Fig. 2.6) se observa la exfoliación de las láminas y conjuntos de láminas que componen la microestructura a lo largo de planos de clivaje, así como la deformación y fragmentación de las delicadas laminillas así producidas.

2.3.4. Observaciones tafonómicas

2.3.4.1. Conchillas prístinas

Se describe en primer lugar la degradación física que sufrieron durante la manipulación aquellas conchillas que presentaban originalmente buen estado de preservación. Se observaron los siguientes rasgos (Fig. 2.7): A) modificación de bordes (fragmentación); B) abrasión del ápice del umbón; C) abrasión de los márgenes en la zona posterior

Figura 2.5.: Imágenes MEB de una conchilla prístina de *Lingula anatina* ilustrando su microestructura. A, B) Parte antero-medial de una conchilla. Se aprecia acuñaamiento y desaparición de láminas (A, flecha), adelgazamiento general de las sucesiones y mayor porosidad en la fábrica cristalina hacia la periferia (B). La conchilla se compone de láminas o conjuntos de láminas de 25–43 μm de espesor separadas por planos de clivaje. C, D) Parte media-marginal de una conchilla. Hacia el centro se aprecian texturas macizas (C), mientras que hacia la periferia se observan texturas cavernosas con mayor porosidad (D, flechas). Se aprecia la intercalación de láminas con diferentes texturas y espesores, con marcados planos de clivaje. E, F) Parte media de una conchilla. Hacia el centro se aprecian espesas sucesiones lenticulares conformadas por láminas tabulares o lenticulares (E, flechas); hacia la periferia las sucesiones tienen forma más tabular y las láminas presentan espesores menores (F). El espesor total de la conchilla se compone de láminas o conjuntos de láminas de 150–270 μm de espesor.

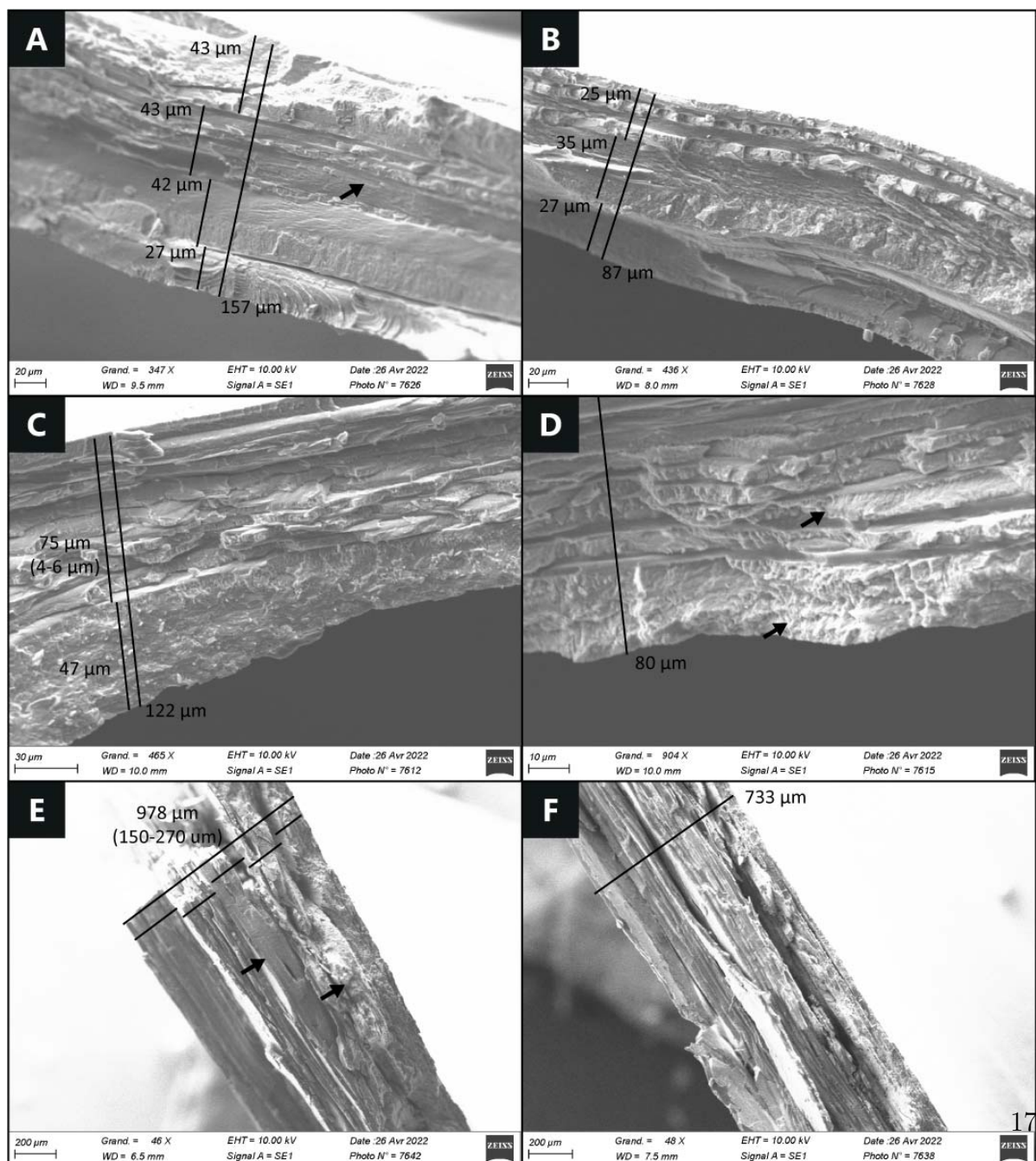
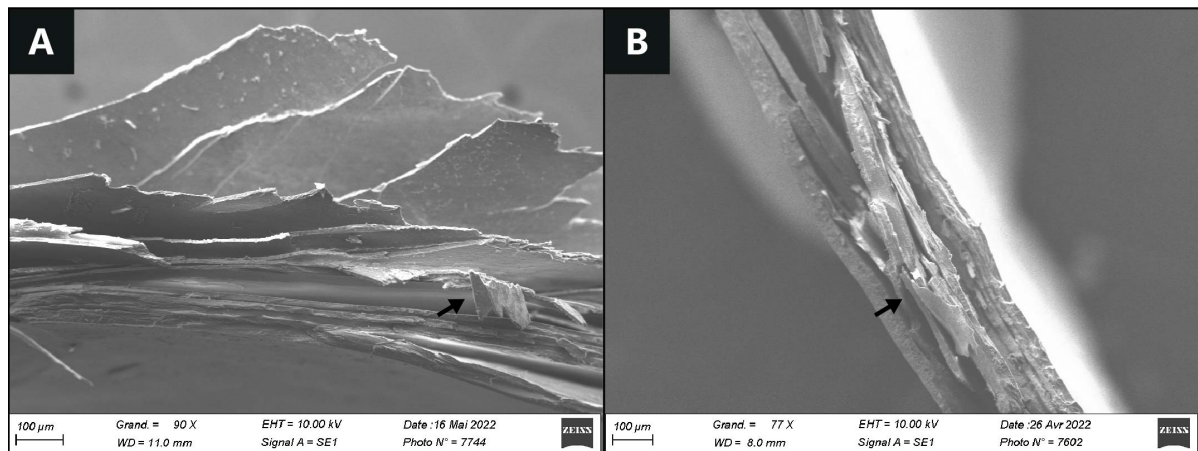


Figura 2.6.: Imágenes MEB de una conchilla desecada de *Lingula anatina*. Se observa la exfoliación a lo largo de planos de clivaje de delgadas láminas (A) y conjuntos de láminas (B) que aparecen flexuradas y deformadas (flechas).



(se observa oscurecimiento que evidencia cierto grado de biodegradación previa); D) fragmentación localizada en los márgenes, zona anterior o posterior; E) fragmentación extendida en la zona posterior. Se observa que en los especímenes con fragmentación y pérdida de la zona posterior (umbón y márgenes), la fragmentación se detiene en forma coincidente con el contorno de la plataforma visceral ubicada en la parte central.

Figura 2.7.: Degradación física sufrida por conchillas prístinas durante la manipulación manual. La fragmentación se concentra en general en la parte posterior y postero-marginal.

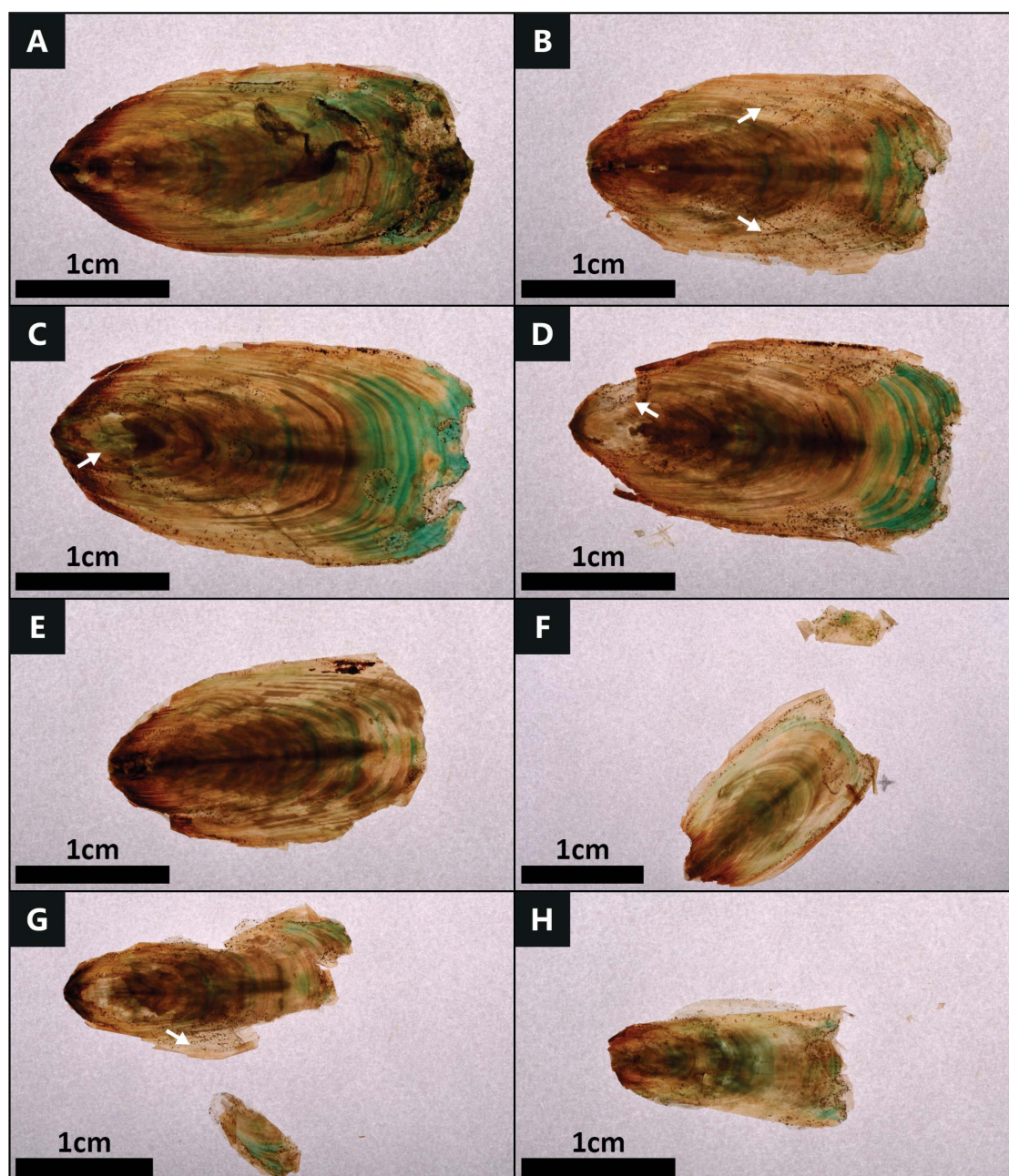


2.3.4.2. Conchillas desecadas

Los especímenes desecados muestran un grado variable de degradación físico-química (Fig. 2.8). Se registra un tipo particular de degradación que consiste en el oscurecimiento de la coloración verde esmeralda del periostraco a una tonalidad castaña, así como la decoloración, adelgazamiento y debilitamiento de la estructura en algunas regiones de la conchilla; se interpreta como producido por la descomposición parcial de la matriz orgánica (Fig. 2.8; cf. Kowalewski, 1996). Dicha descomposición puede darse en parches circulares con bordes castaños que se distribuyen homogéneamente sobre la superficie de la conchilla (Fig. 2.8A), o bien en forma más extensiva sobre la zona anterior, posterior y los márgenes de las valvas, progresando desde el borde hacia el interior (Fig. 2.8B, C, D). El umbón suele presentar además degradación física caracterizada por la exfoliación de la superficie externa de la conchilla en su ápice, revelando la estructura cristalina interna (Fig. 2.8C). Ocasionalmente se encuentra exfoliada la parte interna de la conchilla, preservándose únicamente la superficie externa (Fig. 2.8D, G). En los especímenes con un mayor deterioro se encuentra fragmentada y eliminada la parte anterior, los márgenes o el último tramo de la parte posterior correspondiente al umbón (Fig. 2.8E, F). Se observan algunos especímenes que consisten única o mayoritariamente en la parte central de la conchilla (Fig. 2.8G, H). Al manipular manualmente los especímenes, se observó que las áreas adelgazadas y descoloridas en la periferia de las valvas resultan muy lábiles al tacto («como papel mojado», como describiera los especímenes parcialmente degradados por maceración de *Glottidia palmieri* Kowalewski, 1996), debiendo tomarse extrema precaución para no separarlas del cuerpo de la conchilla, mientras que la parte central resulta más consistente. Asimismo, durante la manipulación resulta sencillo producir la exfoliación en láminas de la conchilla, tanto en las zonas periféricas como en la parte central. Esto contrasta con lo observado en las conchillas frescas, en las cuales la parte central resulta habitualmente maciza y competente.

Se definieron grados tafonómicos en función del grado de avance de la descomposición de la matriz orgánica, que controla el desarrollo de la exfoliación y fragmentación (Cuadro 2.2; Fig. 2.9). En general, las conchillas con bajo grado tafonómico presentan una leve descomposición por parches y bajo grado de exfoliación y fragmentación. Aquellas con grado tafonómico intermedio presentan descomposición moderada concentrada en los bordes de la conchilla, con rara exfoliación y fragmentación. Las que presentan un grado tafonómico alto se caracterizan por descomposición extendida sobre la superficie de la conchilla, tendencia a la exfoliación incluso en la parte central, y a la fragmentación de las áreas periféricas.

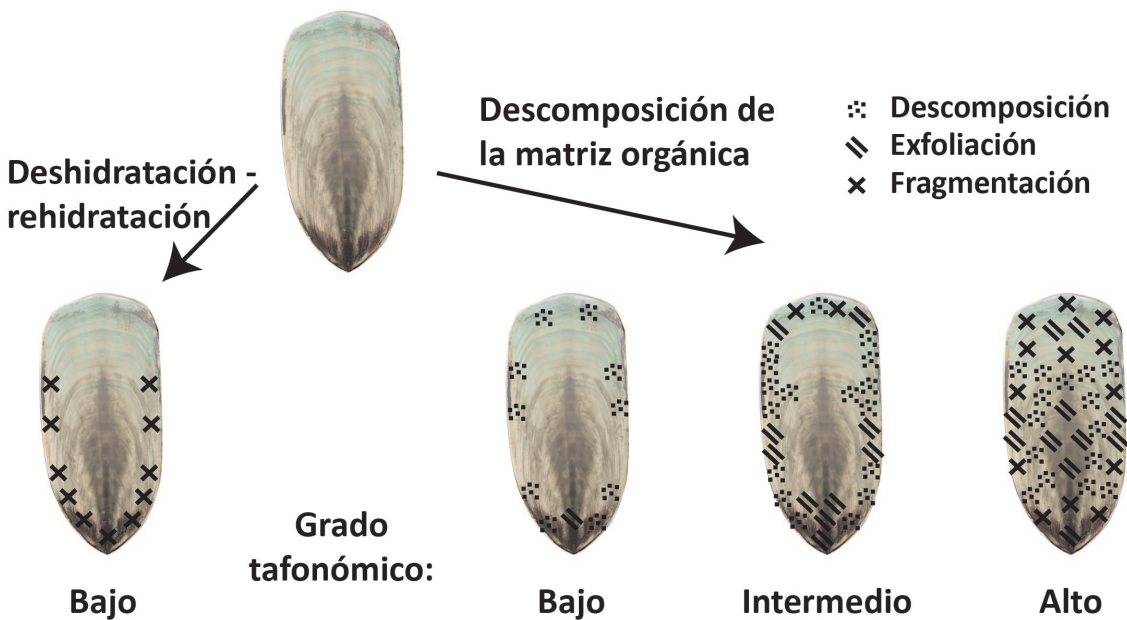
Figura 2.8.: Degradación físico-química observada en conchillas desecadas. A) Oscurecimiento del perióstraco, decoloración y adelgazamiento en parches en la zona anterior (descomposición de la matriz orgánica). Grado tafonómico bajo. B) Descomposición de la matriz orgánica en los márgenes (flechas), muescas en la parte anterior y margen derecho. Grado tafonómico intermedio. C) Descomposición de la matriz orgánica en los márgenes y parte anterior; muescas en parte anterior; exfoliación del ápice del umbrón revelando estructura cristalina interna (flecha). Grado tafonómico intermedio. D) Descomposición de la matriz orgánica en márgenes, parte anterior y posterior; muescas en parte anterior y posterior; exfoliación en parte posterior (flecha). Grado tafonómico intermedio. E) Muecas en márgenes y parte posterior, parte anterior y postero-marginal fragmentada. Grado tafonómico alto. F) Descomposición de la matriz orgánica en márgenes, parte anterior y posterior fragmentadas. Grado tafonómico alto. G) Descomposición de la matriz orgánica y exfoliación en márgenes (flecha); exfoliación del ápice del umbrón; márgenes y parte anterior fragmentadas. Grado tafonómico alto. H) Descomposición de la matriz orgánica extendida; parte anterior, posterior y márgenes fragmentadas. Preservación de la parte central. Grado tafonómico alto.



Cuadro 2.2.: Índices tafonómicos cualitativos.

	Conchillas prístinas	Conchillas desecadas		
Grado tafonómico	Bajo	Bajo	Intermedio	Alto
Alteración de color del periostraco	No	Moderada (preservación de color original)	Intensa (reemplazo de color original)	Intensa (reemplazo de color original)
Decoloración, adelgazamien- to, debilitamiento	No	Leve (parches poco distribuidos)	Moderada (márgenes, parte anterior y/o posterior)	Intensa (ídem + parte central)
Exfoliación	No	Ápice del umbón	Márgenes, parte anterior y/o posterior	Ídem + Parte central
Fragmentación	Márgenes, parte anterior y/o posterior	No	Bordes con muestras	Márgenes, parte anterior y/o posterior

Figura 2.9.: Tipos de daño en función del grado tafonómico, y distribución de los mismos sobre la conchilla.



2.3.4.3. Ensayo de fragmentación

Durante el ensayo de fragmentación se observó que en especímenes con un grado tafonómico bajo o intermedio las conchilla mantienen cierta flexibilidad y competencia, por lo que la fragmentación es moderada y se preserva buena parte de la superficie original de la conchilla. En ocasiones las zonas periféricas de la conchilla se fragmentan y separan del cuerpo principal, generando bioclastos correspondientes al umbón, márgenes, parte anterior y parte central; en algunos casos puede preservarse el cuerpo principal de la conchilla con sus bordes fragmentados (Fig. 2.10). Dichos bioclastos resultan competentes ya que conservan en buen grado sus propiedades físicas originales (Fig. 2.11A).

En los especímenes con alto grado tafonómico las áreas más degradadas de la periferia de la conchilla se separan rápidamente del cuerpo principal y tienden a sufrir exfoliación. Se generan escasos bioclastos competentes como los descritos anteriormente, y otros que consisten en: 1) fragmentos muy delgados y lábiles correspondientes a láminas exfoliadas de las zonas marginales, que reducen su tamaño progresivamente generando partículas finas y livianas (de menos de 1mm a 5 mm de largo, Fig. 2.11B); 2) fragmentos más resistentes y de mayor tamaño (5–10 mm de largo) correspondientes a láminas exfoliadas de la parte central de la conchilla (Fig. 2.11C).

Figura 2.10.: Vista macroscópica de conchillas fragmentadas y fragmentos medianos (≈ 10 mm de largo) de *Lingula anatina* producidos durante los ensayos de fragmentación. En las conchillas con grado tafonómico bajo o intermedio suele preservarse la mayor parte de la superficie original; si el deterioro es mayor, se preserva preferencialmente la parte central de la conchilla. Se observan fragmentos correspondientes al umbón, márgenes, parte anterior o antero-central y parte central.

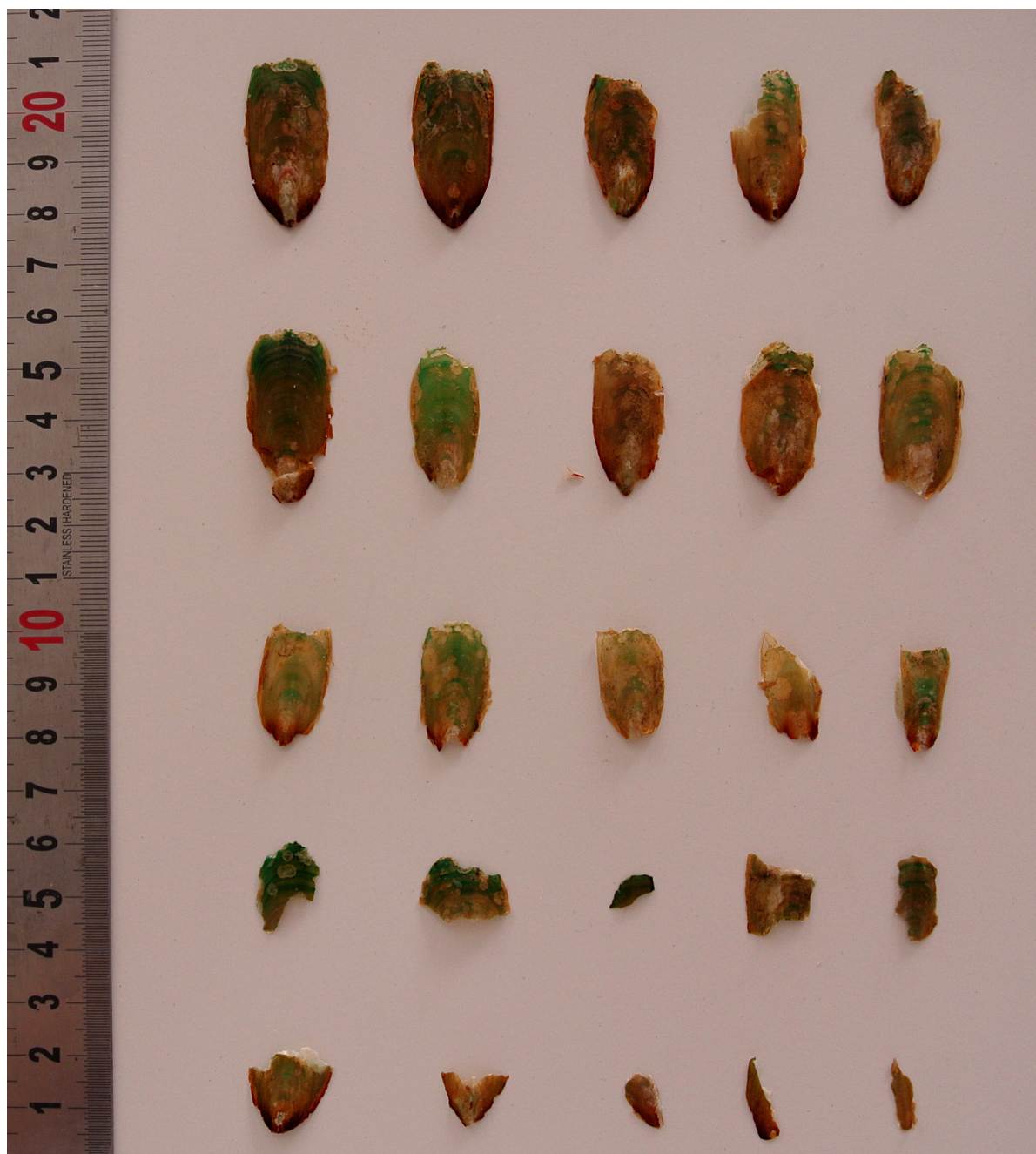
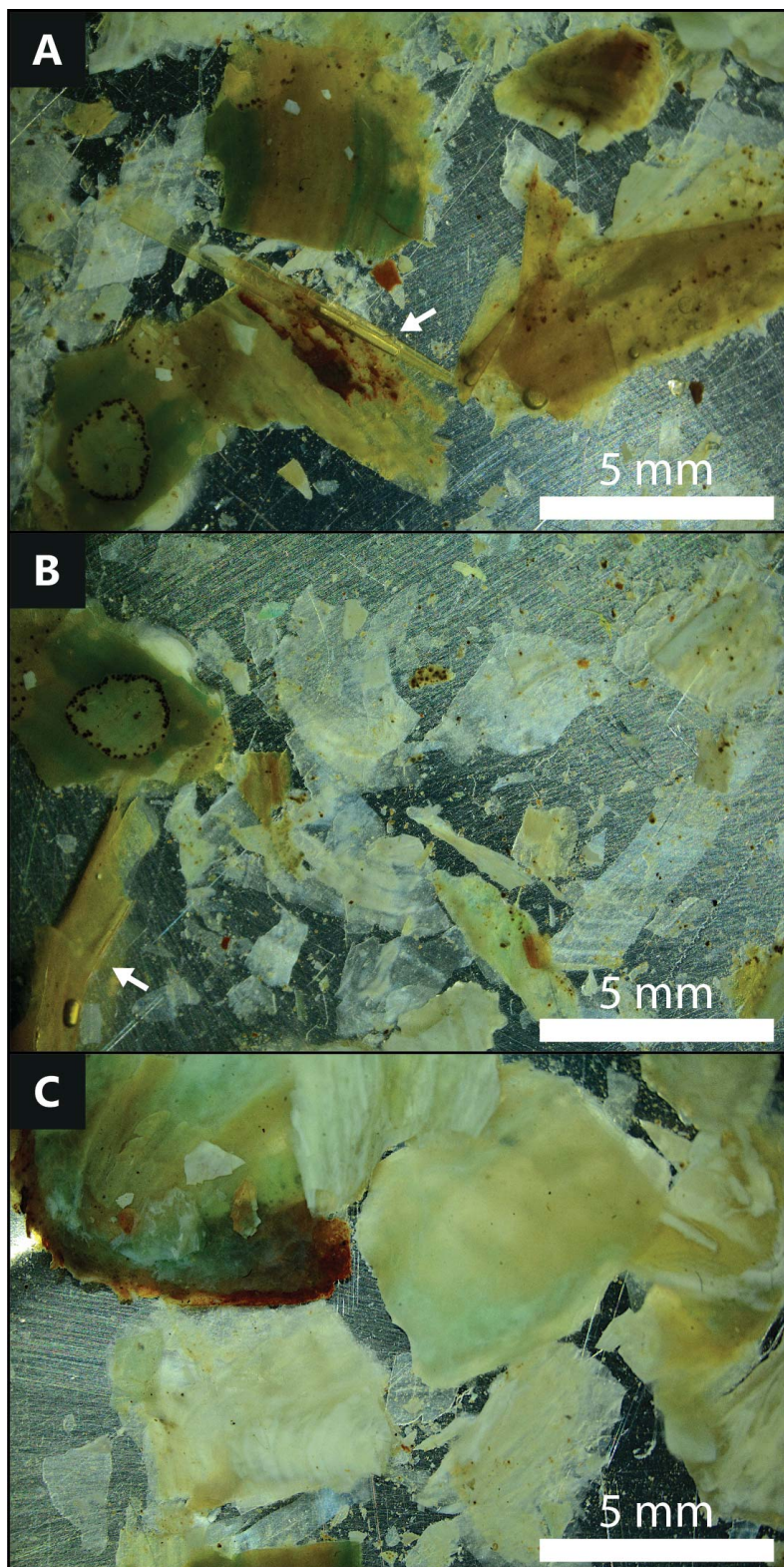


Figura 2.11.: Bioclastos de conchillas de *Lingula anatina* producidos durante los ensayos de fragmentación, vistos en lupa binocular de luz reflejada sobre fondo metálico. A) Fragmentos con periostraco preservado evidenciando bajo grado de descomposición de la matriz orgánica, producidos en conchillas con grado tafonómico bajo o intermedio. Se observa un fragmento castaño transparente enrollado, producido por exfoliación del periostraco (flecha). B) Fragmentos delgados y lábiles producidos por exfoliación de los márgenes o parte anterior en conchillas con alto grado tafonómico. Se observa un fragmento castaño oscuro transparente con el borde enrollado, producido por exfoliación del periostraco (flecha). C) Fragmentos más espesos producidos por exfoliación de la parte central en conchillas con alto grado tafonómico.



2.4. Discusión

2.4.1. Variabilidad en las conchillas de *Lingula anatina*

Se observó una importante variabilidad en las dimensiones y las propiedades físicas de las conchillas. La población proveniente de Japón consiste en general en conchillas de menor tamaño y robustez que aquella proveniente de Tailandia (ver Sección 2.3.1); aunque dentro de cada población se puede observar un alto grado de variabilidad. Los valores más altos de densidad que caracterizan a las valvas más robustas y macizas, con mayor desarrollo de la plataforma visceral, reflejan un mayor grado de biomineralización (Cuadro 2.1).

La variabilidad observada en las propiedades físicas y el grado de biomineralización entre diferentes poblaciones podría corresponder a un desarrollo diferente de las conchillas debido a factores ambientales, o bien reflejar diferentes estadios de crecimiento. En un estudio sobre la geoquímica y microestructura de las conchillas de braquiópodos linguliformes, Forchielli et al. (2014) no encontraron diferencias en la microestructura o la composición de especímenes de *Lingula anatina* correspondientes a diferentes regiones geográficas (Japón, Tailandia, China y Australia), por lo que las diferencias observadas en este estudio reflejan más probablemente diferencias ontogenéticas. El crecimiento en las conchillas de *Lingula anatina* genera la extensión de su superficie (Kenchington y Hammond, 1978) y también el aumento de su espesor mediante la acreción de capas biomineralizadas (Chuang, 1961; Williams et al., 1994). De acuerdo con los datos de tamaño-edad en *Lingula anatina* registrados por Kenchington y Hammond (1978), y en función de los tamaños de las conchillas aquí estudiadas, los especímenes provenientes de Japón tendrían 2 a 5 años de edad aproximadamente, mientras que aquellos provenientes de Tailandia corresponderían a especímenes de 5 a 10 años de edad. Kenchington y Hammond (1978) estudiaron las distribuciones de tamaño de *Lingula anatina* de la costa de North Queensland, Australia; en cada uno de los sitios estudiados encontraron distribuciones polimodales debido a la presencia de diferentes cohortes de braquiópodos. En varias de las muestras se encontraron rangos de largos de conchilla entre 10 y 50 mm, similares al rango comprendido por los especímenes analizados en este estudio (Cuadro 2.1). Es decir que la variabilidad de tamaños (y por ende en el grado de mineralización de las conchillas) comprendida por las poblaciones japonesa y tailandesa aquí estudiadas se corresponde con aquella encontrada en las comunidades de braquiópodos linguliformes en el ambiente natural. Resulta esperable que los restos fósiles producidos a partir de dichas comunidades presenten entonces una variabilidad análoga en sus propiedades fí-

sicas y densidades, a partir de la muerte de los organismos y el desarrollo de los procesos bioestratinómicos.

2.4.2. Control de la estructura interna sobre la degradación de las conchillas

En conchillas prístinas, la degradación física se produce mecánicamente progresando desde los márgenes de la conchilla. Se observa generalmente mayor fragmentación en la zona posterior (umbón y márgenes); esto se debe probablemente a la importante curvatura de la conchilla en esta zona y al contraste reológico con respecto a la zona central (que resulta maciza y se deforma en menor grado durante la deshidratación en virtud de su menor contenido de materia orgánica), lo que genera mayor susceptibilidad frente a los ciclos de expansión-contracción. En los especímenes observados, la parte anterior suele sufrir menor fragmentación y astillamiento que la parte posterior y marginal. El alto contenido de materia orgánica en esta región de la conchilla le otorga mayor flexibilidad (Williams et al., 1994; Schmahl et al., 2008; Merkel et al., 2009), lo que explica su mayor resistencia a la degradación mecánica. En conchillas prístinas con mayor progreso de la fragmentación, se observa que esta se detiene generalmente en el contorno de la plataforma visceral.

En las conchillas desecadas, la fragmentación se ve fuertemente controlada por el progreso de la descomposición de la matriz orgánica; esta es más intensa generalmente en las áreas periféricas en virtud de su mayor contenido de componentes orgánicos. Cuando este proceso es moderado, los bioclastos producidos durante la fragmentación preservan sus propiedades físicas originales. Sin embargo, cuando este proceso es más intenso, la estructura interna tiende a exfoliarse generando bioclastos de un espesor reducido en comparación al espesor total de la conchilla. Como se observó en las fotografías MEB (ver Sección 2.3.3) la exfoliación se da a lo largo de planos de clivaje entre láminas o conjuntos de láminas. Los espesores de dichos conjuntos varían entre algunos micrones a decenas de micrones en las zonas periféricas, y centenas de micrones en la zona central. Por ello, las láminas exfoliadas de la zona central son en general más competentes y espesas que aquellas correspondientes a las zonas periféricas. Esto se asemeja a lo que ocurre con otros organismos de conchilla biomineralizada con un contenido importante de materia orgánica en su microestructura, donde la degradación de la matriz orgánica genera la desagregación estructural y la producción de bioclastos correspondientes a subunidades esqueléticas (Trewin y Welsh, 1976; Collins, 1986; Emig, 1990; Glover y

Kidwell, 1993; Tomašových y Rothfus, 2005).

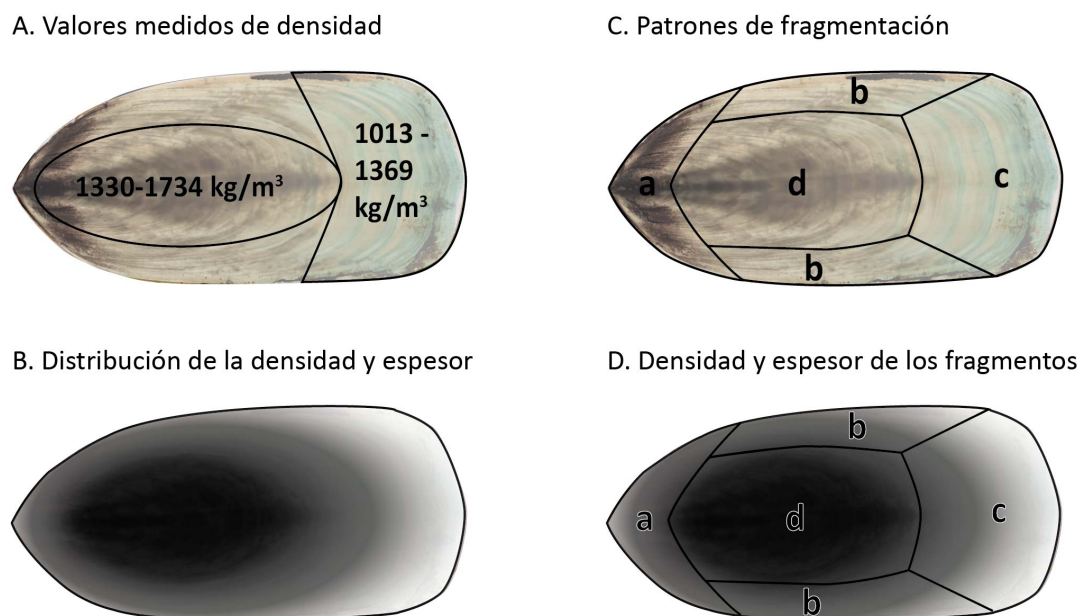
En síntesis, las observaciones y ensayos realizados sobre la fragmentación de conchillas prístinas y desecadas muestran que las conchillas tienden a fragmentarse a lo largo de zonas de debilidad generadas por el contraste composicional y reológico entre la parte central y las zonas periféricas. En especímenes más intensamente degradados, la exfoliación de las láminas que componen la estructura estratiforme de la conchilla produce bioclastos de espesores variables pero significativamente menores al espesor total de la conchilla.

2.4.3. Patrones experimentales de fragmentación

Las observaciones sobre la morfología y microestructura de las conchillas de *Lingula anatina* corresponden con aquellas realizadas por otros autores sobre la estructura de la conchilla y la distribución de las áreas más mineralizadas. Se interpreta a las fábricas macizas halladas preferentemente hacia la zona central de las conchillas (Fig. 2.5) como fábricas con mayor proporción de agregados cristalinos fosfáticos en relación a la matriz orgánica. Esto, en conjunto con el mayor espesor de las láminas internas, es coherente con lo registrado por otros autores y evidencia el mayor grado de mineralización en esta región de la conchilla asociado a un mayor desarrollo de láminas ricas en francolita en la plataforma visceral (Williams et al., 1994; Forchielli et al., 2014). Esta distribución de las láminas con mayor grado de mineralización se ve reflejada asimismo en los mayores valores de densidad y espesores en relación a la parte anterior de la conchilla (Cuadro 2.1, Fig. 2.12A, B).

Como se desarrolló anteriormente, la fragmentación está controlada por la estructura interna y por la distribución de las regiones mineralizadas a lo largo de la conchilla. Este proceso tiende a generar bioclastos correspondientes al umbón, márgenes, parte anterior y parte central de la conchilla (Fig. 2.12C); dada la estructura de la conchilla, dichas partículas presentan propiedades físicas (densidad y espesor) características según el tipo de fragmento (Fig. 2.12D). Dado que el comportamiento hidrodinámico de las partículas se ve fuertemente afectado por su forma y densidad, resulta probable que los distintos tipos de fragmentos generados presenten comportamientos variables.

Figura 2.12.: Estructura y patrones de fragmentación en las conchillas de *Lingula anatina*.



2.4.4. Analogía con la fragmentación en el ambiente natural

Las conchillas desecadas presentan alteración del color, debilitamiento de la estructura, tendencia a la exfoliación y fragmentación debido a la descomposición de la matriz orgánica (en este caso por el proceso de desecado que se utilizó para preservarlas). De acuerdo con lo registrado por Kowalewski (1996), las conchillas que sufren enterramiento *in situ* y maceración dentro del sedimento presentan condiciones comparables. Se observa una diferencia en las tonalidades producidas por la alteración del color, castañas en las conchillas deshidratadas y negras en las conchillas enterradas *in situ*, probablemente debido a que la descomposición se produce en condiciones oxidantes y reductoras respectivamente. A pesar de que la matriz orgánica se descompone por procesos diferentes, en ambos casos el resultado sobre las propiedades físicas —en particular, la fragilidad de las conchillas— es similar.

Las conchillas expuestas sobre el fondo en el ambiente submareal (Emig, 1983, 1990) sufren el mismo proceso de descomposición, en conjunto con un vigoroso retrabajo sedimentario a través de olas y corrientes, lo que produce su rápida fragmentación (en un período de 2–3 semanas según Emig, 1990) con la preservación preferencial de frag-

mentos correspondientes a la zona central de la conchilla. Los procesos sufridos y la condición de las conchillas se asemejan a aquellos de las conchillas desecadas sometidas a ensayos de fragmentación, que presentan descomposición de la matriz orgánica junto con fragmentación y exfoliación asociadas al retrabajo mecánico, especialmente en las zonas periféricas. La exhumación de conchillas enterradas *in situ* podría generar una secuencia similar de procesos bioestratinómicos, dando origen a fragmentos de conchillas con condiciones similares.

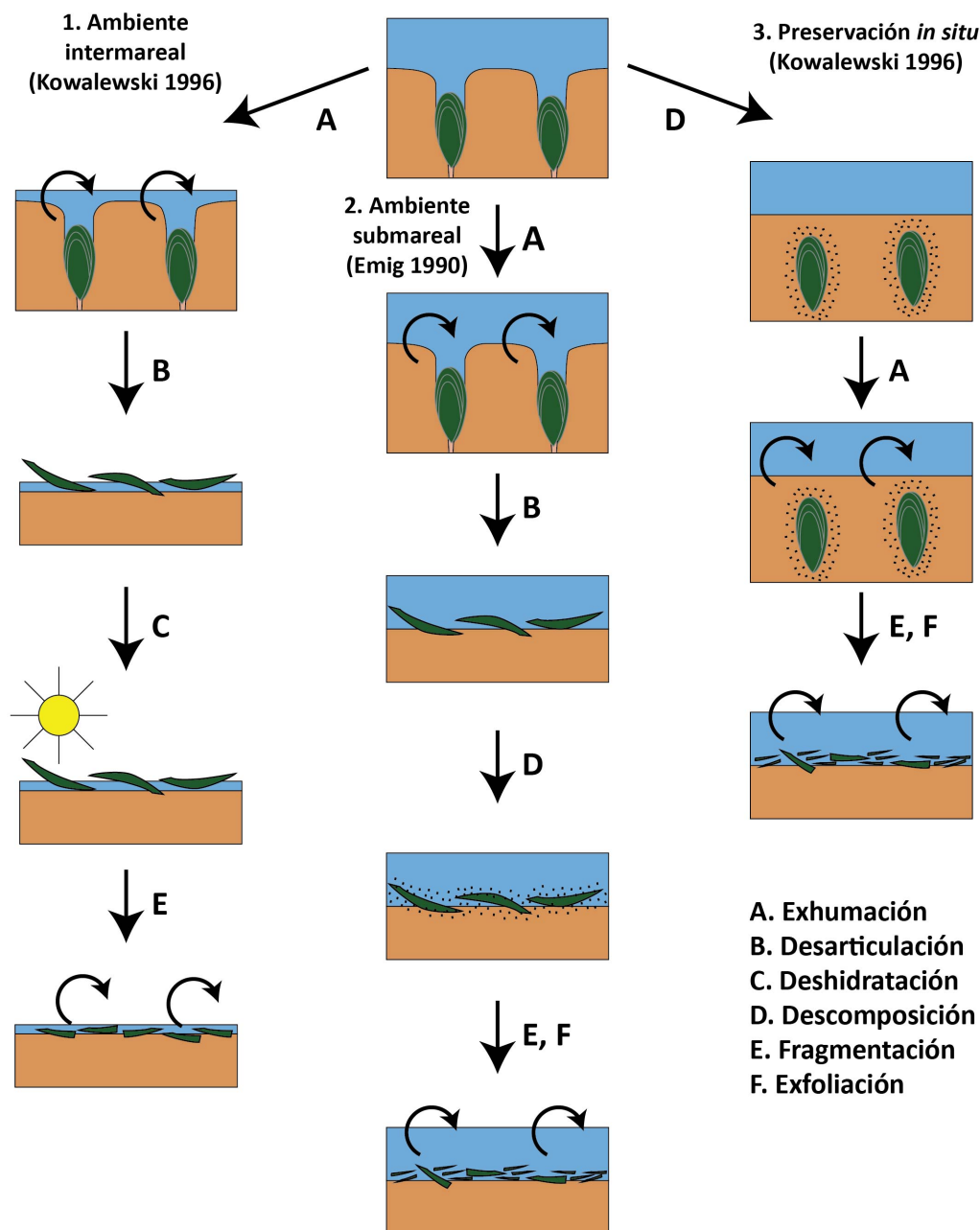
Por otro lado, las conchillas prístinas presentan degradación física asociada exclusivamente al estrés mecánico producido por los ciclos de deshidratación-hidratación (y por ende contracción-expansión) y a la manipulación durante los ensayos. La matriz orgánica no sufre descomposición, por lo que las conchillas y los fragmentos producidos conservan sus propiedades físicas originales. Esto resulta comparable con lo registrado por Kowalewski (1996) en braquiópodos linguliformes de planicies intermareales. Las conchillas desenterradas en dichos ambientes sufren retrabajo por olas y corrientes, lo que genera su astillamiento y fragmentación a lo largo de los bordes (Fig. 4 de Kowalewski 1996); sin embargo, las valvas preservan su coloración original y propiedades físicas generales, lo que indica la ausencia de un proceso de maceración (Kowalewski, 1996). Dicho proceso podría ocurrir dentro del sedimento, como es el caso de las conchillas preservadas *in situ*, o bien fuera de él, como ocurre en el ambiente submareal; el hecho de que no se registre en el ambiente intermareal probablemente se debe a la frecuente exposición subaérea que inhibe la degradación biológica de la materia orgánica. Kowalewski (1996) destacó la fragilidad de las conchillas expuestas en el ambiente intermareal que resulta llamativa ya que, en su estado original, estas ofrecen cierta resistencia mecánica en función de su plasticidad. Probablemente, los ciclos periódicos de desecación en el ambiente intermareal generen una sucesiva degradación y debilitamiento de la estructura de la conchilla aún a pesar de no registrarse descomposición de la matriz orgánica. De este modo, se considera a las conchillas prístinas fragmentadas durante la manipulación como análogas a aquellas expuestas sobre la superficie en ambientes intermareales; aunque en dichos ambientes el constante retrabajo sedimentario y exposición a ciclos de hidratación-deshidratación generará un mayor grado de fragmentación. Gracias a la preservación de la matriz orgánica probablemente se generen fragmentos prístinos que conserven su espesor original.

En síntesis, la degradación observada en conchillas prístinas y conchillas desecadas se asimila a aquella sufrida por las conchillas en el ambiente natural. Los procesos bioestratinómicos que generan la degradación y fragmentación de las conchillas de bra-

quiópodos linguliformes pueden resumirse en: A) exhumación y muerte del organismo; B) desarticulación; C) debilitamiento de las conchillas por deshidratación-hidratación; D) descomposición de la matriz orgánica; E) fragmentación por retrabajo sedimentario; F) exfoliación por retrabajo sedimentario (únicamente en conchillas con matriz orgánica degradada). A partir de los estudios experimentales y de campo, se identifican dos vías tafonómicas productoras de bioclastos (Fig. 2.13): 1) degradación de las conchillas expuestas sobre la superficie del sedimento en el ambiente intermareal; 2) degradación de las conchillas expuestas sobre la superficie del sedimento en el ambiente submareal. Hipotéticamente, podría producirse una tercera vía correspondiente a la exhumación de conchillas enterradas *in situ* (Fig. 2.13).

En los ensayos de fragmentación se observó que los bioclastos producidos difieren en función del grado tafonómico de las conchillas: aquellas en las que la descomposición es leve o moderada generan bioclastos que mantienen las propiedades físicas y espesores originales (fragmentos prístinos), mientras que en los especímenes con descomposición intensa se generan bioclastos más lábiles y delgados debido a exfoliación de la estructura interna (fragmentos degradados). En los ambientes naturales pueden encontrarse asociaciones conformadas por especímenes con diferentes grados de avance de la descomposición, debido a la mezcla temporal de organismos con períodos disímiles de exposición *postmortem*, o bien sujetos a diferentes vías tafonómicas. Kowalewski (1996) registró la presencia de conchillas de braquiópodos linguliformes enterradas *in situ* con diferentes grados de deterioro correspondientes a especímenes con tiempos de exposición *postmortem* de entre 1 y 3 años. Dichos restos fósiles coexistían, a unos escasos 20 cm de diferencia vertical, con los restos enteros y fragmentados de las conchillas expuestas sobre la superficie del sedimento. Asociaciones similares entre conchillas preservadas *in situ* y dispuestas horizontalmente sobre el sustrato han sido registrados asimismo en depósitos fósiles (Craig, 1952; Ferguson, 1963; Zabini et al., 2010), así como asociaciones conformadas por valvas con diferentes grados de preservación (Rodland y Bottjer, 2001; Zabini et al., 2010). Este fenómeno también ha sido descrito en restos de bivalvos del género *Mytilus* (caracterizados por su estructura rica en materia orgánica) encontrados en planicies fangosas estuarinas, donde coexisten fragmentos frescos sobre la superficie con fragmentos muy degradados y lábiles dentro del lecho sedimentario (Trewin y Welsh, 1976). El retrabajo sedimentario de asociaciones de este tipo generaría sedimentos bioclásticos conformados por ambos tipos de bioclastos (prístinos y degradados), que durante el transporte se seleccionarían en función de su comportamiento hidrodinámico.

Figura 2.13.: Vías tafonómicas generadoras de bioclastos organo-fosfáticos. 1. Conchillas expuestas sobre la superficie del sedimento en el ambiente intermareal; 2. Conchillas expuestas sobre la superficie del sedimento en el ambiente submareal; 3. Conchillas maceradas dentro del sedimento y exhumadas.



3. Sedimentología experimental

3.1. Introducción

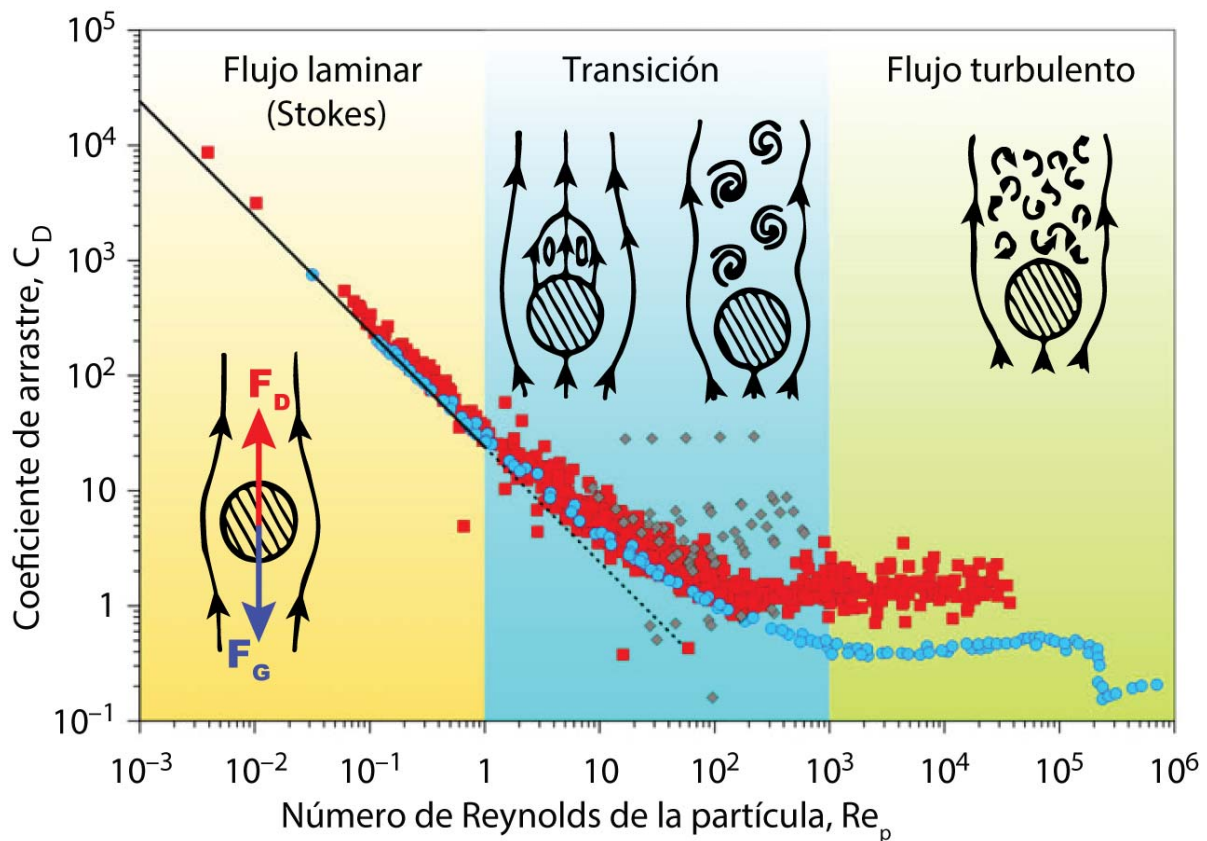
3.1.1. Comportamiento hidrodinámico de las partículas: velocidad de caída y velocidad friccional crítica

El comportamiento hidrodinámico de las partículas es un problema tan complejo y variado como las condiciones de flujo a las que se puede exponer a dichas partículas. Su estudio busca sintetizar este universo de posibilidades a través de la simplificación, generando experimentos bajo regímenes de flujo relativamente simples (que pueden no representar directamente a muchas de las situaciones típicas de los ambientes naturales); y a través de la comparación con diferentes tipos de sedimentos cuyo comportamiento se conozca en cierta medida. Bajo esta premisa, existen dos experimentos clásicos que se han utilizado en diferentes tipos de sedimentos a lo largo del siglo XX para arribar a una primera aproximación de su comportamiento hidrodinámico: los experimentos de velocidad de caída y los de velocidad friccional crítica para el inicio del movimiento. La velocidad de caída se relaciona con la facilidad de un sedimento de permanecer suspendido y/o transportarse como carga de lecho en un flujo turbulento (o, por el contrario, su tendencia a depositarse); mientras que la velocidad friccional crítica para el inicio del movimiento (o simplemente velocidad friccional crítica) permite estimar la resistencia a la erosión que presentará este tipo de sedimentos (Van Rijn, 1993; Dey y Ali, 2019b; Dey et al., 2019).

La velocidad de caída se refiere a la velocidad que alcanza una partícula al caer en un cuerpo de agua estacionario, una vez que las fuerzas verticales a las que la misma se ve sometida en el seno del fluido se equilibran y la aceleración es nula. Dichas fuerzas consisten en la fuerza gravitatoria y la fuerza de arrastre del fluido, contraria a la anterior (Fig. 3.1; ver Sección 3.3.1.2). La velocidad de caída depende de las características del fluido (densidad y viscosidad) y de las partículas (tamaño, densidad, forma y textura superficial, Allen 1982a p. 75), así como del régimen de turbulencia del flujo en torno a

las mismas que se expresa a través del número de Reynolds de partícula (Re_p ; Fig. 3.1). Aquellas partículas de mayor tamaño o densidad son sometidas a una fuerza gravitatoria de mayor magnitud, por lo que presentan velocidades de sedimentación más elevadas. Por el contrario, las partículas con formas más irregulares generan mayor arrastre y se asocian a velocidades de sedimentación más bajas.

Figura 3.1.: Variación del coeficiente de arrastre en función del régimen de flujo para diferentes tipos de partículas: esferas (rojo), arena silíceo (turquesa), bioclastos carbonáticos (gris). Ilustración: Balance de fuerzas (F_G fuerza gravitatoria, F_D fuerza de arrastre) y flujo alrededor de una esfera. Modificado de Allen (1985); Dey et al. (2019).

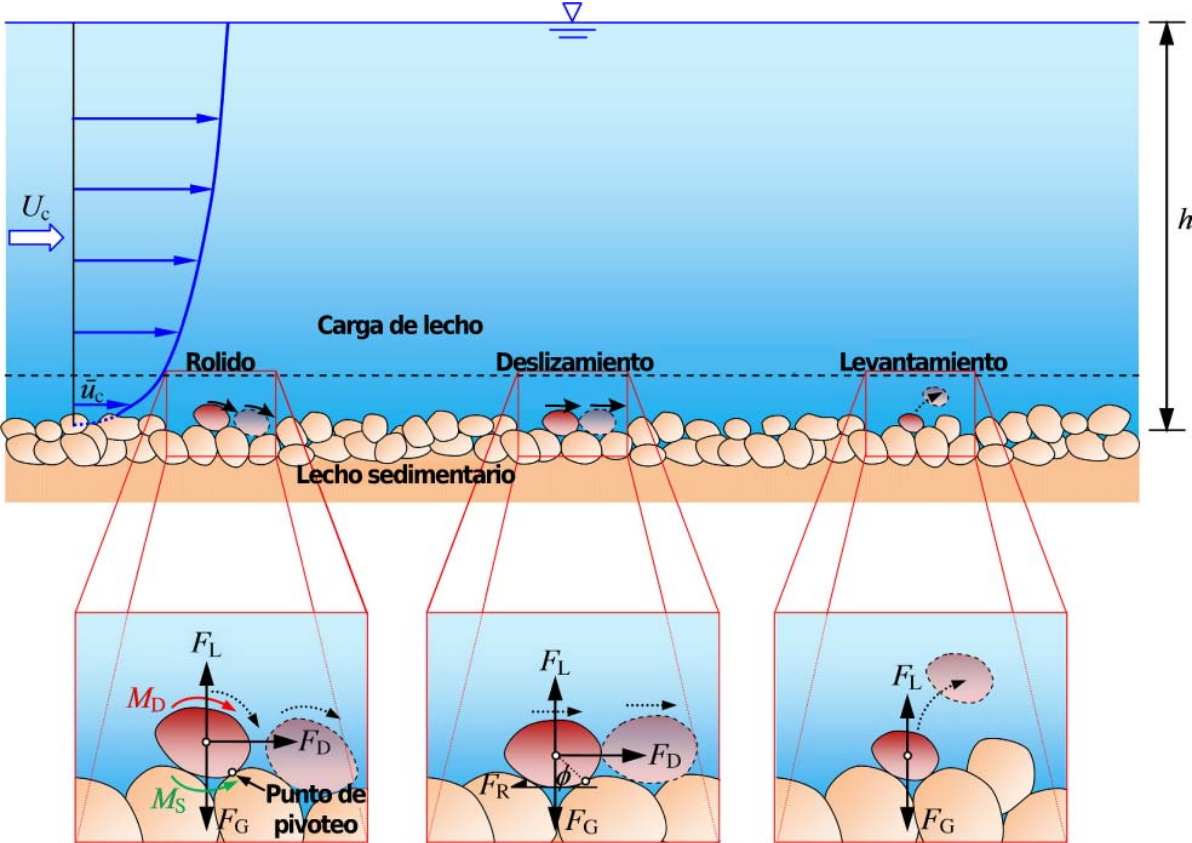


La velocidad friccional crítica representa la velocidad de corriente al nivel de la superficie del lecho sedimentario a la cual el mismo comienza a ser erosionado; es decir que las partículas que componen el lecho son puestas en movimiento e incorporadas en el flujo. Al analizar una partícula en forma individual, dicha situación ocurre cuando las fuerzas estabilizadoras (gravitatoria y de fricción) que la mantienen apoyada en el lecho son superadas por las fuerzas desestabilizadoras (hidrodinámicas) que tienden a desplazarla hacia arriba y en la dirección del flujo (para una descripción detallada del balance de fuerzas ver Allen 1982a pp. 62–66, Van Rijn 1993 pp. 4.1–4.4). Las fuerzas

hidrodinámicas consisten en la fuerza de arrastre paralela al flujo y producida por el esfuerzo de cizalla que ejerce el mismo, y la fuerza de empuje dirigida hacia arriba y producida por el gradiente de presión que se genera por encima de la partícula (también conocida como fuerza de sustentación); ambas fuerzas aumentan con la velocidad de la corriente. Existen tres mecanismos por los cuales puede darse la incorporación de una partícula al flujo, en virtud del balance entre estas fuerzas (Dey y Ali, 2019a, Fig. 3.2): A) Rolido, en el cual el momento de las fuerzas hidrodinámicas excede al momento de las fuerzas gravitatorias sobre el punto de pivoteo (es decir, el contacto inter-partícula sobre el que se da el movimiento); B) Deslizamiento, en el cual la fuerza de arrastre excede a la fuerza de fricción en los puntos de contacto; C) Levantamiento, en el cual la fuerza de empuje excede a la fuerza gravitatoria. En los modos de rolido y deslizamiento la magnitud de las fuerzas estabilizadoras depende en parte del ángulo de pivoteo, que consiste en el ángulo entre la vertical y el vector que conecta el centro de masa de la partícula desplazada con el punto de apoyo sobre la partícula adyacente en la dirección del flujo (o punto de pivoteo; Fig. 3.2).

En términos generales, las partículas de mayor tamaño y densidad presentan mayor peso aparente y, por ende, velocidades críticas de transporte más altas. Por otro lado, las velocidades críticas también dependen de la estructura del lecho sedimentario definida por el empaquetamiento, la forma y selección de las partículas que determina en qué medida las mismas están expuestas al flujo, y la resistencia que ofrecen al mismo gracias a los contactos inter-partículas y a su capacidad de pivoteo (Paphitis, 2001; Dey y Ali, 2019b). Este problema de gran complejidad está lejos de ser resuelto (Dey y Ali, 2019b), sobre todo en el caso de sedimentos no uniformes con formas no esféricas.

La complejidad involucrada en los mecanismos de incorporación de las partículas al flujo vuelve a aparecer al analizar el lecho sedimentario en su conjunto: dada la naturaleza continua y estocástica de estos mecanismos, no existe en realidad un estado definido del lecho a partir del cual inicia inequívocamente este proceso en toda su superficie, sino más bien un estado en el que aumentan las probabilidades de que esto ocurra en buena parte de la misma (Van Rijn 1993 p. 4.8, Dey y Ali 2019b). Por ello la definición de la velocidad friccional crítica ha resultado polémica a lo largo del tiempo, ya que existen diferentes criterios para definir el momento o el método con el que debe medirse (ver discusión en Lavelle y Mofjeld, 1987; Paphitis, 2001). Sin embargo, existe suficiente coherencia entre los resultados obtenidos a lo largo de las décadas como para continuar utilizando la velocidad friccional crítica en el estudio del comportamiento hidrodinámico de los sedimentos, considerando que dichos resultados definen un rango de valores críticos que



refleja adecuadamente la naturaleza estocástica del proceso (Paphitis, 2001).

El comportamiento hidrodinámico de los sedimentos de composición silíceo (naturales y artificiales) ha sido ampliamente estudiado a lo largo del siglo XX (ver revisión en Dey et al., 2019). Las curvas y fórmulas empíricas de velocidad de caída desarrolladas por Gibbs et al. (1971) resultan notables por su practicidad, ya que permiten predecir con buena precisión la velocidad de caída en función del diámetro para sedimentos siliciclásticos. Por otro lado, Paphitis (2001) realizó una importante compilación de experimentos sobre la condición crítica de transporte de sedimentos silíceos; incluyó en la misma una amplia selección de datos obtenidos a lo largo del siglo XX por diferentes investigadores, y estudió los parámetros más comúnmente utilizados para describir la condición crítica de transporte (velocidad y esfuerzo crítico de cizalla, parámetro de Shields, número de movilidad, etc.). A partir de este trabajo definió curvas medias y envolventes para los distintos parámetros que sirven como referencia sobre la condición crítica de transporte en sedimentos siliciclásticos.

Por otro lado, los sedimentos bioclásticos han recibido relativamente menor atención a pesar de su abundancia en el registro sedimentario moderno y fósil. La mayoría de los estudios sobre velocidad de caída y velocidad friccional crítica de sedimentos biogénicos corresponden a bioclastos carbonáticos, cuya enorme diversidad morfológica y estructural (forma y microestructura, porosidad, etc.) genera una importante variedad de comportamientos hidrodinámicos (Maiklem, 1968; Braithwaite, 1973; Kench y McLean, 1996; Prager et al., 1996; Paphitis et al., 2002; Smith y Cheung, 2003, 2004; Weill et al., 2010; Flemming, 2017; Rieux et al., 2019; Li et al., 2020). Con respecto a su velocidad de caída, los sedimentos bioclásticos tienden a presentar velocidades menores que los siliciclásticos en virtud de sus formas irregulares en muchos casos aplanadas (Paphitis et al., 2002; Weill et al., 2013; Rieux et al., 2019; Li et al., 2020), y en el caso de aquellos con micro-estructuras porosas o parcialmente orgánicas, de su menor densidad (Rieux et al., 2019). Sin embargo, al analizar la velocidad friccional crítica, los sedimentos bioclásticos carbonáticos presentan valores similares o aún mayores a los de sedimentos siliciclásticos de diámetros comparables (Paphitis et al., 2002; Weill et al., 2010; Rieux et al., 2019). La resistencia a la erosión de este tipo de sedimentos es aún más pronunciada cuando el lecho sedimentario es expuesto a velocidades por debajo de la velocidad friccional crítica por cierto tiempo, lo que genera un acorazamiento del lecho que se ve favorecido por las formas irregulares de los clastos (Paphitis y Collins, 2005; Weill et al., 2010). La combinación de bajas velocidades de sedimentación y velocidades críticas de transporte relativamente elevadas reflejan un comportamiento hidrodinámico dual, diferente al de

los sedimentos no cohesivos más típicos (Weill et al., 2010).

Con respecto a los bioclastos producidos por la fragmentación de braquiópodos linguliformes, distintivos por su naturaleza organo-fosfática que les confiere valores de densidad menores a la mayoría de los materiales sedimentarios más conocidos, la presente tesis representa el primer estudio sobre su comportamiento hidrodinámico.

3.1.2. Procesos de segregación

En sedimentos mixtos heterogéneos, los contrastes en el comportamiento hidrodinámico de las diferentes fracciones sedimentarias generan su segregación y transporte diferencial (Komar, 2007; Weill et al., 2010, 2013; Flemming, 2017). Esto puede suceder a través de diferentes mecanismos: incorporación selectiva al flujo, selección durante el transporte controlada por la topografía (*i.e.* por formas de lecho o lechos irregulares), depositación selectiva determinada por la velocidad de caída, etc. (Slingerland, 1984; Powell, 1998; Tomkins et al., 2003; Komar, 2007; Weill et al., 2010). En general se comprueba que las características texturales y el grado de segregación final en los depósitos naturales son producto de varios de estos mecanismos actuando conjuntamente (Frihy, 2007; Komar, 2007). Los mecanismos de selección están controladas tanto por los procesos (oleaje, corrientes, marea) que ocurren en el ambiente depositacional (Hassan y Ribberink, 2005; Komar, 2007; Weill et al., 2010), como por la composición y características texturales iniciales de los sedimentos heterogéneos (Slingerland, 1977; Komar y Wang, 1984; Hassan y Ribberink, 2005). Si los fenómenos de segregación y transporte diferencial y el efecto de la densidad sobre los mismos han sido poco estudiados, el efecto de la forma de los clastos ha recibido una atención todavía menor (Komar y Wang, 1984; Komar, 2007). Los estudios enfocados en bioclastos aplanados revelan que este aspecto define un comportamiento hidrodinámico muy particular y contrastante respecto a las matrices sedimentarias con las que se mezclan, que tiende a favorecer su segregación (Weill et al., 2010; Rieux et al., 2019).

3.2. Material sedimentario

Se utilizaron conchillas prístinas de la especie *Lingula anatina* Lamarck, descritas en la sección 2.3.1. En los experimentos de velocidad de caída se estudiaron las partículas en forma individual, mientras que en los de velocidad friccional crítica y los de segregación se estudiaron lechos sedimentarios conformados por cantidades considerables de partícu-

las. Por ello, los primeros presentaron menores limitaciones en cuanto a la cantidad de material sedimentario y el tiempo de preparación del mismo. Esto permitió hacer un tratamiento más complejo del material en las determinaciones de velocidad de caída, y así realizar un estudio detallado sobre los distintos tipos de fragmentos y sus características físicas y morfométricas que no fue posible realizar en los otros experimentos.

Para los experimentos de velocidad de caída se fragmentaron las conchillas a mano, siguiendo los patrones de fragmentación definidos anteriormente (ver Sección 2.4.3). De esta forma se produjeron varios tipos diferentes de bioclastos correspondientes a la región central, anterior, antero-central, márgenes y umbón (Fig. 3.3). La densidad de los fragmentos correspondientes a la región central y anterior se había medido con anterioridad (Tabla 2.1). Estos valores se tomaron como extremos de una serie y se utilizaron para estimar la densidad de los fragmentos de características intermedias (correspondientes a la región antero-central, márgenes y umbón; tabla 3.1).

Cuadro 3.1.: Densidades medidas y estimadas según el tipo de fragmento.

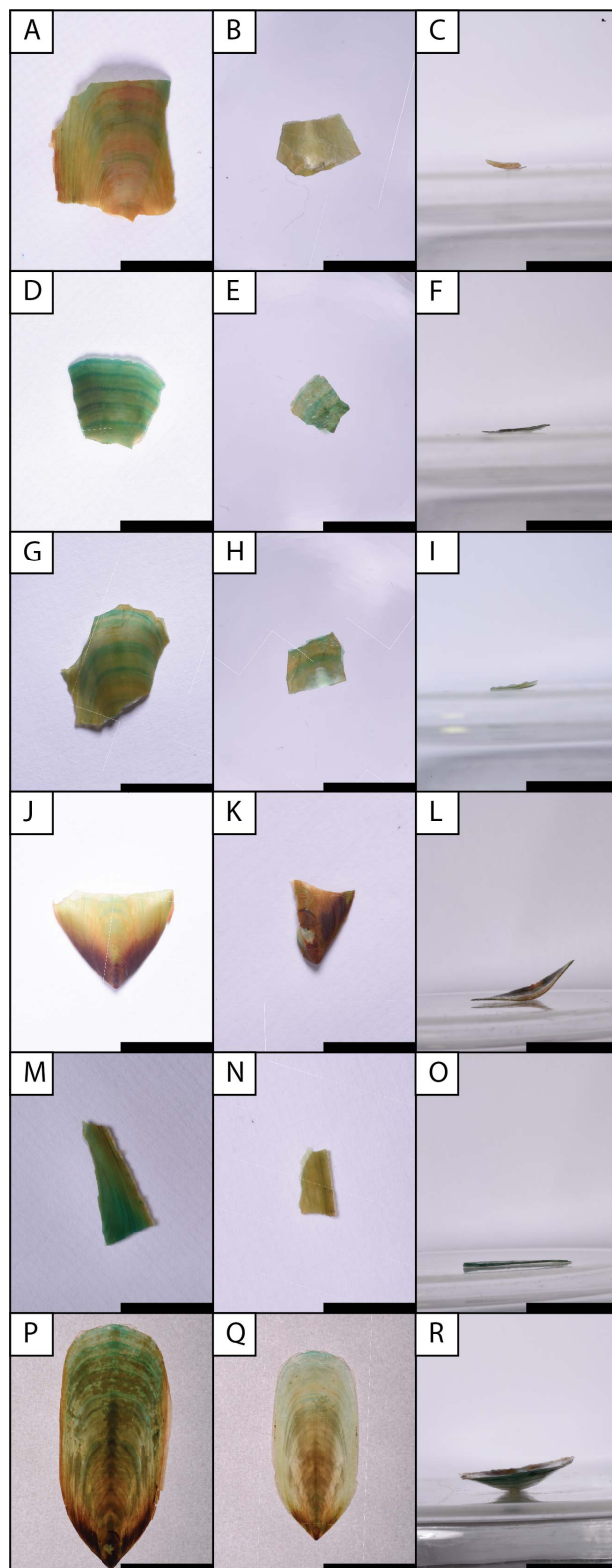
Población	Tipo de fragmento	Densidad (kg/m ³)
Tailandesa	Central	1734
Tailandesa	Anterior	1369
Japonesa	Central	1330
Japonesa	Anterior	1013
Japonesa	Antero-central	1172 ¹
Japonesa	Margen	1172 ¹
Japonesa	Umbón	1172 ¹

Los experimentos de velocidad friccional crítica y de segregación requerían la utilización de todo el volumen de material sedimentario disponible, por lo que no fue posible separar al mismo en diferentes fracciones según el tipo de bioclasto. Asimismo, para poder realizar experiencias con diferentes fracciones granulométricas fue necesario realizar etapas sucesivas de fragmentación seguida por experimentación (disminuyendo la granulometría progresivamente).

El proceso de fragmentación consistió en: A) secado a 40°C hasta que las conchillas perdieran su flexibilidad → B) fragmentación manual utilizando un mortero → C) tamizado y selección de la fracción granulométrica deseada → D) fragmentación del material

¹Valor medio entre región central y anterior de las conchillas japonesas.

Figura 3.3.: Tipos de bioclastos de *Lingula anatina* utilizados en las determinaciones de velocidad de caída, correspondientes a conchillas enteras y fragmentos producidos a mano; vistas ventrales, dorsales y en corte. Fragmentos correspondientes a la región central (A-C), anterior (D-F), antero-central (G-I), umbones (J-L), márgenes (M-O), y conchillas enteras (P-R).



que excediera dicho tamaño. Este proceso se repetía hasta que todo el material se encontrara dentro del intervalo granulométrico deseado, luego de lo cual se realizaban los experimentos correspondientes y se volvía a repetir todo el proceso ($A \rightarrow D$).

3.3. Velocidad de caída

3.3.1. Metodología

3.3.1.1. Parámetros morfométricos

Para poder caracterizar las partículas con respecto a sus dimensiones y forma se midieron su masa (M) y área máxima proyectada (A_p). Se realizaron mediciones del eje menor (D_c) pero la metodología utilizada no resultó satisfactoria para obtener resultados exactos, por lo que los valores obtenidos no se tuvieron en cuenta (ver Sección 3.3.1.6).

Se calculó el diámetro proyectado (D_p), definido como el diámetro de un círculo con un área equivalente a la superficie de máxima proyección (A_p) de la partícula (Wadell, 1935):

$$D_p = \sqrt{\frac{4A_p}{\pi}} \quad (3.1)$$

Se calculó además el diámetro nominal (D_n) definido como el diámetro de una esfera cuyo volumen (V) es igual al de la partícula (Wadell, 1932). Este volumen suele calcularse en función de D_l , D_i y D_c ; sin embargo, dado que no se cuenta con valores exactos del último parámetro, el volumen se calculó a partir de la relación entre la masa de las partículas y su densidad (δ_s):

$$D_n = \sqrt[3]{\frac{6V}{\pi}} \quad (3.2)$$

$$V = \frac{\pi}{6} D_l D_i D_c = \frac{m}{\delta_s} \quad (3.3)$$

Además, para poder comparar los resultados de las mediciones de velocidad de caída con las de velocidad friccional crítica, se calculó el diámetro de tamiz (D_{sv}) utilizando

la relación entre D_{sv} y D_p calculada por Li et al. (2020) para partículas bioclásticas aplanadas de dimensiones comparables:

$$D_{sv} = 0,867 * D_p$$

El factor de forma de Corey (FFC, Corey 1949) se define como la relación entre el eje menor y los ejes mayor e intermedio; es decir que permite comparar el espesor de las partículas contra su área proyectada, dando una idea de cuán aplanada es la partícula. Si se aproxima $D_p = \sqrt{D_l * D_i}$, esta ecuación puede reescribirse en función de los diámetros nominal y proyectado:

$$FFC = \frac{D_c}{\sqrt{D_l D_i}} = \frac{D_c}{\sqrt{4A_p/\pi}} = \left(\frac{D_n}{D_p} \right)^3 \quad (3.4)$$

Finalmente, se utilizó el parámetro $\frac{m}{A_p}$ que expresa la razón entre la masa de la partícula y su área proyectada, y depende tanto de la forma como de la densidad de la partícula: las partículas más densas y las menos aplanadas presentarán mayor masa en relación al área proyectada. Como se verá más adelante, este parámetro se relaciona directamente con la velocidad de caída (ver Sección 3.3.1.2).

Las curvas de velocidad de caída en función del diámetro de Gibbs et al. (1971) están construidas a partir de valores de diámetros medidos ópticamente. Dado que los autores verificaron la esfericidad de las partículas tanto mecánica como ópticamente, se considera que los diámetros informados por ellos son aptos para compararse con los valores de D_n y D_p medidos en este estudio y en el de Li et al. (2020).

3.3.1.2. Parámetros hidrodinámicos

Una partícula cayendo en un fluido se encuentra sujeta a dos fuerzas: la fuerza gravitatoria y la fuerza de arrastre que ejerce el fluido a su alrededor, contraria a la anterior.

$$F_G = mg(\delta_s - \delta_f)$$

$$F_D = \frac{1}{2}CdA_p\delta_f v^2$$

La fuerza gravitatoria depende de la masa de la partícula (m), de la constante gravitatoria (G), y de las densidades de la partícula y del fluido circundante (δ_s y δ_f). Por otro lado, la fuerza de arrastre depende de la velocidad de la partícula (v), su área máxima proyectada (A_p), el coeficiente de arrastre (Cd), y la densidad del fluido (δ_f). La fuerza de arrastre tiende a aumentar a medida que la partícula se acelera durante la caída, hasta que ambas fuerzas se equilibran y la aceleración se vuelve nula de forma tal que:

$$F_G = F_D$$

Y por ende:

$$mg(\delta_s - \delta_f) = \frac{1}{2}CdA_p\delta_f w_s^2$$

De esta forma, la velocidad alcanzada hasta ese momento se vuelve constante y se denomina velocidad de caída (W_s). Su valor depende de la magnitud inicial de F_G (controlada principalmente por m y δ_s), y del ritmo de crecimiento de F_D (controlado principalmente por A_p y C_D).

$$w_s = \sqrt{\frac{2g(\frac{\delta_s - \delta_f}{\delta_s * \delta_f})}{Cd} * \frac{m}{A_p}} \quad (3.5)$$

A partir de la velocidad de caída es posible calcular el diámetro equivalente de sedimentación (D_{eqs}), que corresponde al diámetro de una partícula esférica de cuarzo que tiene la misma velocidad de caída que la partícula estudiada. Este parámetro permite evaluar la equivalencia hidráulica durante el proceso de decantación de sedimentos de formas o densidades atípicas con respecto a sedimentos siliciclásticos (Rubey, 1933; Doyle et al., 1983; Komar et al., 1984; Komar y Wang, 1984). Se calculó D_{eqs} a través de la fórmula empírica de Gibbs et al. (1971; Ecuación 3.6). Se destaca que la misma debe utilizarse con unidades CGS (centímetro-gramo-segundo) ya que los coeficientes empíricos se encuentran calibrados para estas unidades; ν se refiere a la viscosidad cinemática,

expresada en la unidad Poise ($P = \frac{g}{cm*s}$).

$$r = \frac{0,055804w_s^2\delta_f + \sqrt{0,003114w_s^4\delta_f^2 + g(\delta_s - \delta_f)(4,5\nu w_s + 0,008705w_s^2\delta_f)}}{g(\delta_s - \delta_f)} \quad (3.6)$$

Por otro lado, el coeficiente de arrastre representa la resistencia ejercida por el fluido al desplazamiento de la partícula. La ecuación 3.5 puede reescribirse para representar Cd en función de las propiedades de la partícula y su velocidad terminal de sedimentación:

$$Cd_{MA} = \frac{2g(\frac{\delta_s - \delta_f}{\delta_s \delta_f})}{w_s^2} * \frac{m}{A_p} \quad (3.7)$$

Asímismo, esta relación puede expresarse en función del diámetro nominal de la partícula considerando que las mismas presentan forma esférica ($D_n = D_p$):

$$Cd_{Dn} = \frac{4g(\frac{\delta_s - \delta_f}{\delta_f})Dn}{3w_s^2} \quad (3.8)$$

Como veremos más adelante, en el caso de partículas de forma irregular este supuesto no es correcto y resulta necesario aplicar algún factor de forma para representar correctamente el comportamiento de las partículas. El coeficiente de arrastre depende entonces de la forma de la partícula (relación entre sus distintas dimensiones, angularidad, etc.), pero también del régimen de turbulencia del flujo en torno al grano expresado a través del número de Reynolds de partícula (Re_p). El mismo depende de la velocidad de caída, del diámetro de la partícula (D) y de la viscosidad cinemática (ν):

$$Re_p = \frac{w_s * D}{\nu}$$

En las partículas esféricas suele tomarse el diámetro de la esfera, mientras que para partículas con formas no ecuanter se utiliza el diámetro nominal (D_n , definido anteriormente).

$$Re_{Dn} = \frac{w_s * D_n}{\nu} \quad (3.9)$$

3.3.1.3. Incertidumbre en la densidad (δ_s) e influencia sobre el coeficiente de arrastre (C_d)

Debido al método de medición utilizado para la densidad (ver Sección 2.2), los valores de δ_s medidos ($\delta_{s,Picnómetro}$) para los distintos tipos de bioclastos representan un promedio que engloba realmente un rango de densidades en torno a dichos valores, generando una incertidumbre (ε) en la densidad real de cada partícula individual ($\delta_{s,Real}$):

$$\delta_{s,Real} = \delta_{s,Picnómetro} \pm \varepsilon$$

Dada la importante variabilidad intrínseca de la densidad dentro de las conchillas de *Lingula anatina* (ver Sección 2.3.1), dicha incertidumbre no es fácilmente acotable. Por ello y dado que el valor de δ_s está involucrado en el cálculo de gran parte de los parámetros morfométricos e hidrodinámicos estudiados (D_n , FFC, Re , C_D), se realizó un análisis de sensibilidad para evaluar el potencial efecto de esta incertidumbre sobre los mismos (ver Anexo A). En dicho análisis se encontró, considerando todo el rango de valores adoptado por δ_s (1040 y 1734 kg/m³), que la variación en dicho parámetro tiene poca influencia sobre los valores de D_n y Re (índice de sensibilidad, $IS = 0.157$); influencia moderada en los valores de FFC ($IS = 0.400$); y una fuerte influencia sobre los valores de C_D ($IS = 0.935$), comparable a la del resto de las variables independientes involucradas en su cálculo ($IS_{Ws}=0.953$, $IS_{Masa}=0.869$).

3.3.1.4. Cálculo del coeficiente de arrastre (C_d)

Dado que las partículas estudiadas presentan una forma irregular, se decidió calcular su coeficiente de arrastre a través de dos parámetros que dimensionan a la partícula y su forma de distintas maneras. Se calculó el coeficiente de arrastre basado en la razón entre la masa de la partícula y su área proyectada ($C_{d_{MA}}$), y el coeficiente de arrastre basado en el diámetro nominal de la partícula ($C_{d_{Dn}}$), según las ecuaciones 3.7 y 3.8. Por otro lado, dada la sensibilidad de ambos parámetros con respecto a la densidad, se probaron dos metodologías diferentes para su determinación. En primer lugar se calcularon los valores de $C_{d_{MA}}$ y $C_{d_{Dn}}$ individualmente para cada partícula según las ecuaciones, utilizando por un lado los parámetros de densidad determinados para cada tipo de fragmento ($\delta_s = 1040\text{--}1734$ kg/m³, Tabla 1) y por el otro el valor medio de densidad del conjunto de las partículas organo-fosfáticas ($\delta_s = 1.410$ kg/m³).

En segundo lugar, se realizó un ajuste de las ecuaciones 3.7 y 3.8 por regresión no-lineal de las curvas de W_s vs. $\frac{M}{A_p}$ y W_s vs. D_n utilizando el valor medio de densidad ($\delta_s = 1.410 \text{ kg/m}^3$). Para ello, se dividió a las partículas en poblaciones de acuerdo a sus valores de FFC con el objetivo de definir curvas de W_s vs. D_n y W_s vs. $\frac{M}{A_p}$ con un grado mínimo de dispersión. Para visualizar el grado de ajuste de C_d al rango total de densidades abarcado por las partículas y la sensibilidad con respecto a dicho parámetro, se computaron dos pares de líneas de tendencia para cada población fijando los valores de C_d calculados por regresión y variando el valor de δ_s . Para el primer par de líneas de tendencia se utilizaron los valores extremos de δ_s (1040 y 1734 kg/m^3), y para el segundo se aplicó a dichos valores una variación del 10 % del rango total de δ_s (1109 y 1665 kg/m^3). Cabe aclarar que el ajuste de un único valor de C_d a las curvas de W_s vs. D_n y W_s vs. $\frac{M}{A_p}$ se basa sobre el supuesto de que en el rango de Re involucrado en los experimentos el valor de C_d no varía significativamente; los resultados obtenidos por otros autores sugieren que para partículas bioclásticas con bajos factores de forma, estas condiciones son ciertas desde menores valores de Re ($Re = 100\text{--}1000$) que aquellos registrados para partículas de forma esférica (Smith y Cheung, 2003; Li et al., 2020).

3.3.1.5. Trayectorias de caída

Se realizaron observaciones sobre las trayectorias de caída de las partículas durante los ensayos, y a partir de las fotografías de cada una de ellas se asignó un tipo de trayectoria. Se utilizaron las siguientes categorías: recta, giratoria, helicoidal, oscilatoria regular, compleja e irregular. Las categorías «recta», «giratoria» y «helicoidal» fueron descritas por Braithwaite (1973) y la categoría «oscilatoria regular» por Stringham et al. (1969). La categoría «compleja» se utiliza aquí para designar a las trayectorias regulares que combinan desplazamientos oscilatorios y helicoidales, y corresponde a las trayectorias «transicionales» descritas por Zhong et al. (2011). La categoría «irregular» describe movimientos oscilatorios o complejos con importantes variaciones en las velocidades verticales instantáneas y baja periodicidad en la oscilación/rotación, resultando equivalente a las categorías «glide-tumble» y «tumble» descritas por Stringham et al. (1969).

3.3.1.6. Instrumental y metodología de medición

La masa de las partículas m se midió en una balanza analítica de precisión 0,0001 gr. Las partículas se mantenían inmersas en agua para evitar su desecación, y al momento de la medición se secaban con papel secante y se apoyaban en la balanza. El valor de

masa tendía a disminuir a medida que se evaporaba la humedad superficial residual de la partícula, por lo que se aguardaba hasta su estabilización para registrar el valor.

El parámetro A_p se midió a través de análisis de imagen realizado sobre fotografías digitales. El instrumental fotográfico consistió en una cámara Nikon D700 de formato completo y 12,1 megapíxeles, montada sobre un trípode y posicionada para capturar fotografías en el plano horizontal; además se utilizó un reflector como fuente de iluminación para optimizar la resolución de las fotografías. Las partículas se ubicaron sobre una superficie blanca, con el plano de máxima proyección naturalmente dispuesto de manera horizontal en virtud de su forma laminar. Se capturaron fotografías individuales de cada partícula, y luego se realizó el procesamiento de imágenes a través del programa Fiji-ImageJ2 (Schindelin et al., 2012; Schneider et al., 2012; Rueden et al., 2017), en el cual se generó una serie de comandos para realizar automáticamente el procesamiento. Este consistió en la calibración espacial de la imagen utilizando una escala de referencia; la aplicación de un umbral de color (definido por matiz, intensidad y saturación) que permite delimitar la superficie de las partículas, nítidamente contrastantes con el fondo blanco, y generar una máscara sobre dicha superficie; y finalmente la medición del parámetros A_p sobre la máscara.

Se realizaron también mediciones de D_c con un micrómetro tipo calibre, ubicando la mayor parte de la superficie de la partícula dentro de la sección de medición; sin embargo, dado que las partículas presentan espesores irregulares y en algunos casos curvatura pronunciada, se observó que los valores obtenidos por esta metodología tienden a estar sobre-estimados y en consecuencia no se los consideró válidos.

Las determinaciones de velocidad de caída se realizaron en un tubo de sedimentación siguiendo la metodología descrita en Weill et al. (2010); Rieux et al. (2019). El tubo de sedimentación utilizado tiene 20 cm de diámetro y 2 m de alto, y se encuentra montado en una estructura de acero con una escalera contigua que facilita su utilización. La medición se realizó mediante el análisis de fotografías estroboscópicas, en las que se retrató a las partículas en caída permitiendo visualizar su trayectoria con un adecuado nivel de definición. El instrumental fotográfico consiste en una cámara Nikon D700 de formato completo y 12,1 megapíxeles que permite captar fotografías con un alto nivel de resolución. La cámara está fijada en un trípode a una altura intermedia del tubo de sedimentación, junto con un dispositivo de flash Nikon Speedlight SB – 24 ubicado en forma lateral. Se utilizaron niveles bajos de sensibilidad ISO y se dispuso un fondo negro para maximizar la definición y el contraste de las partículas iluminadas con respecto al fondo. Con respecto al procedimiento de captura, se configuró la cámara fotográfica

con un tiempo de exposición largo (2,5 segundos), y se utilizaron frecuencias de flash de 3–5 Hz, correspondiente a períodos de 0,33–0,2 segundos. De esta forma, al disparar coordinadamente la cámara y el flash, se registran en una misma foto varias posiciones sucesivas de la partícula correspondientes a cada iluminación ocurrida durante el tiempo total de captura. El procedimiento general se inicia al depositar una partícula en reposo en el tope de la columna, por debajo del pelo de agua. Una vez que la partícula ingresa al campo de visión de la cámara (ya alcanzada la velocidad terminal), se disparan la captura y el flash. Con las imágenes obtenidas, se calcula la velocidad de caída: se registra la distancia recorrida por la partícula en el plano de la fotografía (Δd , medida desde su centro geométrico), se calcula la distancia vertical (Δh), y conociendo el período entre emisiones sucesivas del flash (Δt) se calcula la velocidad de caída instantánea para cada desplazamiento. Finalmente se calcula el promedio entre dichas velocidades instantáneas, obteniéndose la velocidad de caída promedio de la partícula (w_s).

Este procedimiento se repitió con 398 partículas, obteniéndose 170 mediciones de fragmentos y 47 de conchillas enteras. Las mediciones de las conchillas enteras se descartaron del análisis general por presentar formas y comportamientos no comparables con los de los fragmentos. De los fragmentos estudiados, se descartaron aquellos cuyo factor de forma supera el valor de 0.2 por tratarse de un bajo número de partículas (12 en total). Asimismo, se descartaron las mediciones de las partículas que en su trayectoria se desplazaron contra el borde del tubo de sedimentación generando una alteración en su velocidad de caída (21 partículas). De esta forma, se analizó un total de 137 valores de velocidad de caída.

3.3.2. Resultados

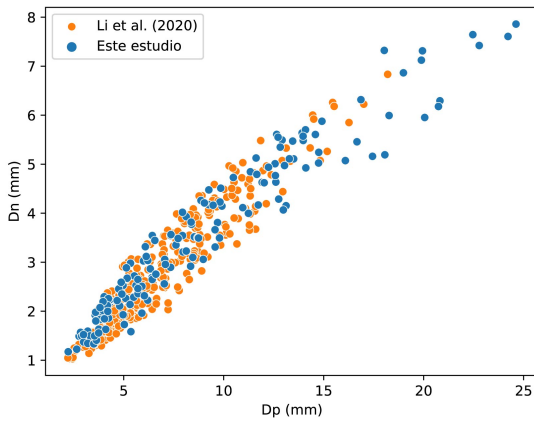
El conjunto de parámetros físicos, morfométricos e hidrodinámicos medidos se informa en el Anexo B; a continuación se presenta una descripción de los resultados obtenidos.

3.3.2.1. Parámetros morfométricos

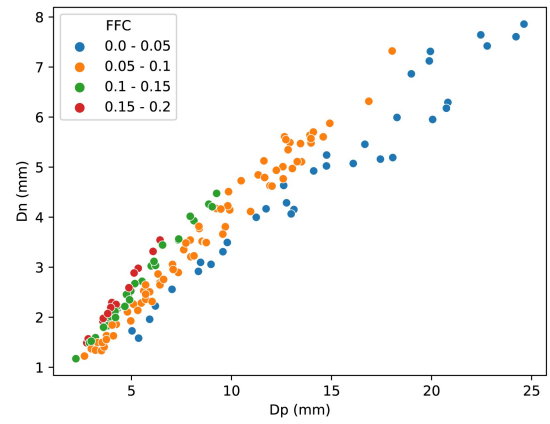
Se obtuvieron valores de diámetro proyectado (D_p) entre 1.9 y 24.6 mm, y de diámetro nominal (D_n) entre 1.2 y 7.9 mm. En la Figura 3.4A se observa la relación entre D_n y D_p para los bioclastos organo-fosfáticos comparados con los carbonáticos (Li et al., 2020). Se observa que los rangos de diámetros de las partículas estudiadas coinciden en buena medida entre sí, con los bioclastos organo-fosfáticos alcanzando diámetros ligeramente mayores. La pendiente general de la curva se vincula con el parámetro factor de forma de

Corey (FFC, ver Eq. 3.4): refleja la relación entre el espesor y la superficie de máxima proyección de las partículas y, por ende, su grado de aplanamiento. El solapamiento entre las curvas de ambos estudios indica que las formas de las partículas estudiadas son comparables (Fig. 3.4A); efectivamente, se obtuvieron valores de FFC entre 0.02 y 0.39 para los bioclastos organo-fosfáticos (con la mayoría de los bioclastos comprendidos en el rango entre 0.02 y 0.20), mientras que los bioclastos carbonáticos estudiados por Li et al. (2020) presentan FFC entre 0.02 y 0.20.

Figura 3.4.: Forma de la partícula (FFC) representada a través de la relación entre el diámetro proyectado (D_p) y el diámetro nominal (D_n).



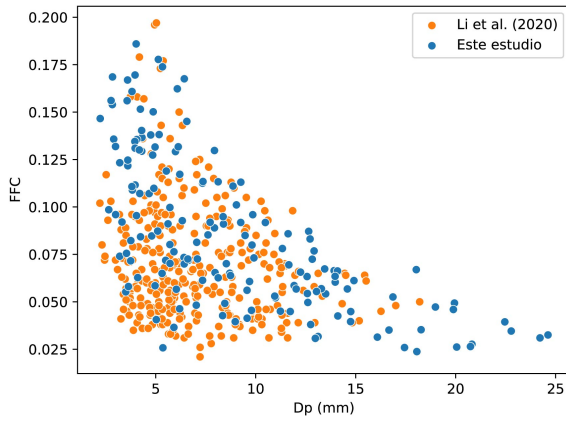
(A) D_n vs D_p , comparado entre bioclastos organo-fosfáticos (este estudio) y carbonáticos (Li et al., 2020).



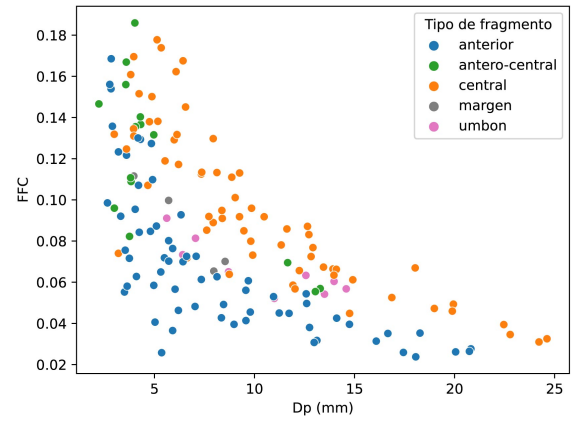
(B) Relación entre D_n y D_p de los bioclastos organo-fosfáticos, clasificados por FFC.

En la Figura 3.4B se pueden observar las partículas organo-fosfáticas clasificadas por su factor de forma de Corey (FFC). En el sector inferior del gráfico, a la izquierda, se aprecia la población de mayores factores de forma ($FFC > 0.20$) representada por un bajo número de partículas de pequeño diámetro. Esta distribución se debe al aumento del factor de forma a medida que disminuye el tamaño de las partículas, ya que se reduce su superficie pero el espesor tiende a mantenerse constante (Figs. 3.5 y 3.6). En el caso de los bioclastos organo-fosfáticos, la variación del espesor a lo largo de la conchilla genera bioclastos con diferentes características morfométricas: para un mismo diámetro, los fragmentos correspondientes a la parte central presentan mayor espesor y, por ende, mayor factor de forma, los fragmentos anteriores presentan los menores factores de forma, y los bioclastos correspondientes a las región antero-central, márgenes y umbones presentan factores de forma intermedios (Fig. 3.5B).

Figura 3.5.: Variación del factor de forma de Corey (FFC) en función del tamaño de las partículas, expresado como diámetro proyectado (D_p).

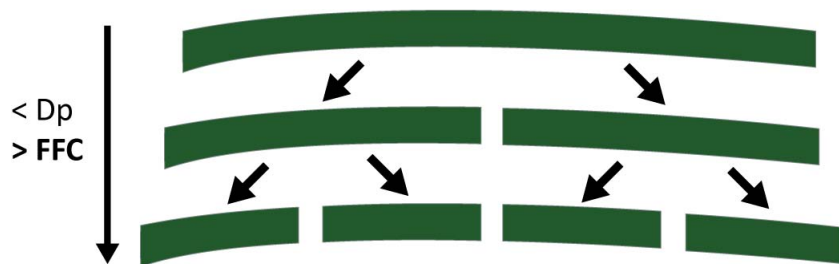


(A) FFC vs D_p , comparación entre bioclastos organo-fosfáticos (este estudio) y carbonáticos (Li et al., 2020).



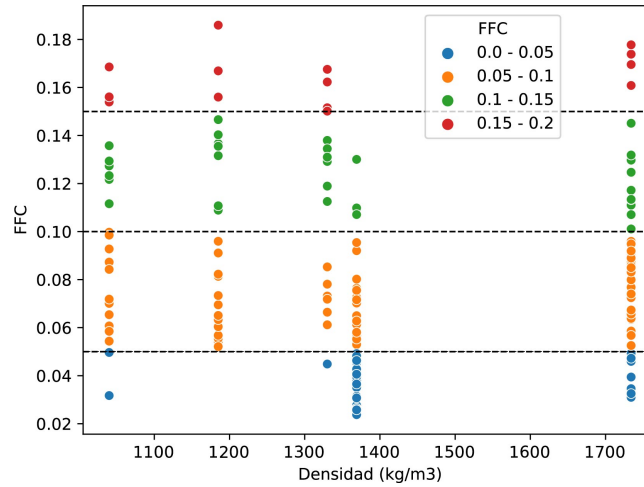
(B) FFC vs D_p , bioclastos organo-fosfáticos clasificados por tipo de fragmento.

Figura 3.6.: Efecto de la fragmentación sobre la forma: el espesor de las partículas se mantiene constante mientras que disminuyen su superficie (A_p) y diámetro proyectado (D_p), generando un aumento del factor de forma (FFC).



En la Figura 3.7 se presenta la distribución de valores de FFC con respecto a los valores de densidad para los bioclastos organo-fosfáticos (sin incluir a las partículas con $FFC > 0.20$). Se aprecia que todas las poblaciones definidas en función del factor de forma presentan densidades que varían entre 1013 y 1734 kg/m^3 , el rango total de densidades medidas, y de igual forma las poblaciones definidas por su densidad abarcan todo el rango de FFC (hasta 0.20). Es decir que existe una distribución compleja de formas y densidades dentro del conjunto de partículas estudiado.

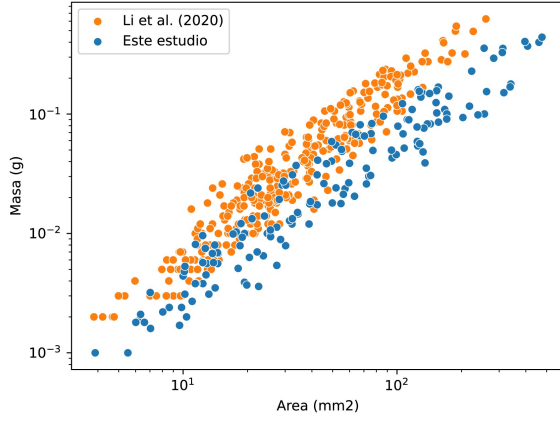
Figura 3.7.: Distribución de los valores de FFC y densidad en todo el conjunto de bioclastos estudiado. Las líneas punteadas marcan los intervalos de FFC utilizados para definir poblaciones.



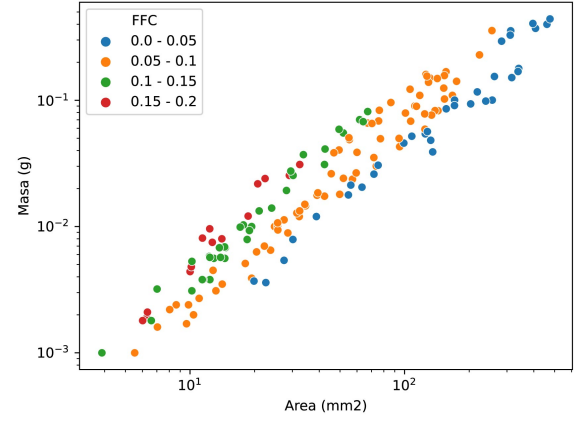
En la Figura 3.8 se observa la relación entre la masa y la superficie de máxima proyección ($\frac{m}{A_p}$) para los bioclastos organo-fosfáticos y carbonáticos: debido a su menor densidad, a iguales factores de forma los bioclastos organo-fosfáticos presentan menores valores de masa en relación a la superficie de máxima proyección. Se pueden observar diferencias en la tendencia de $\frac{m}{A_p}$ en función del factor de forma: a mayor FFC, mayor masa en relación a la superficie (Fig. 3.8B). En el caso de los bioclastos organo-fosfáticos la relación $\frac{m}{A_p}$ también varía en función de la densidad de las partículas, siendo mayor en aquellas con densidades más elevadas (Fig. 3.8C).

En la Figura 3.9 se observa la variación de la relación $\frac{m}{A_p}$ con el diámetro de los bioclastos: contrariamente a lo que sucede con FFC, $\frac{m}{A_p}$ tiende a aumentar junto con el diámetro. Se aprecian las tendencias descriptas anteriormente: para un mismo diámetro, la relación $\frac{m}{A_p}$ aumenta a mayor FFC y mayor densidad (Figs. 3.9A y 3.9B). Se destaca que los agrupamientos observados al clasificar las poblaciones según FFC y densidad no se distribuyen de la misma manera, presentando diferentes pendientes y localizaciones

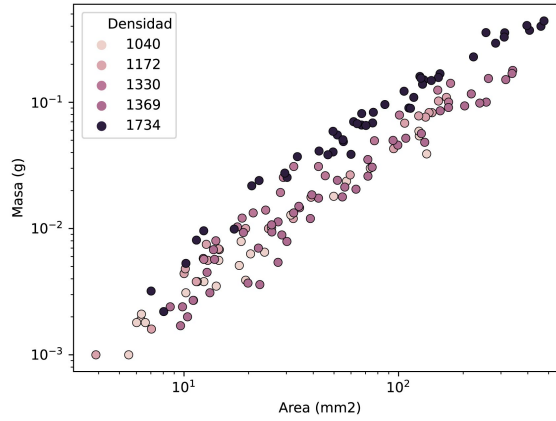
Figura 3.8.: Relación entre masa (M) y superficie de máxima proyección (A_p).



(A) Masa vs. Superficie de máxima proyección, comparada entre bioclastos organo-fosfáticos (este estudio) y carbonáticos (Li et al., 2020). Escala doble logarítmica.



(B) Masa vs. Superficie de máxima proyección, bioclastos organo-fosfáticos clasificados por FFC.



(C) Masa vs. Superficie de máxima proyección, bioclastos organo-fosfáticos clasificados por densidad.

en la Figura 3.9; esto refleja una relación compleja entre los efectos de la forma y la densidad sobre $\frac{m}{A_p}$.

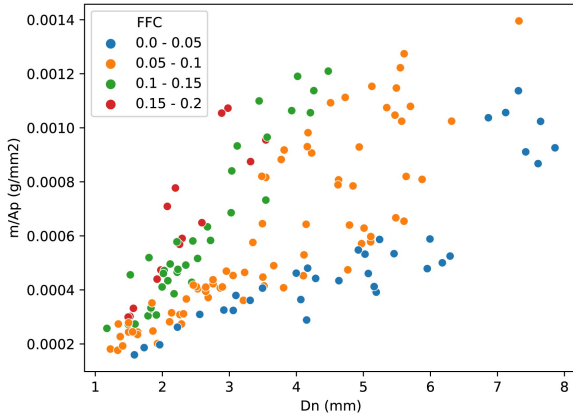
Al clasificar a las partículas en función del tipo de fragmento se observan agrupamientos característicos en el gráfico de dispersión: los bioclastos correspondientes a la región central de la conchilla (de mayor densidad y espesor) presentan mayores relaciones $\frac{m}{A_p}$ que aquellos correspondientes a la región anterior, con los bioclastos de características intermedias comprendidos entre ambas tendencias (Fig. 3.9C). En comparación con la clasificación en función de la densidad (Fig. 3.9B), la clasificación por tipo de fragmento parece resolver más claramente una población de bajas relaciones $\frac{m}{A_p}$ (fragmentos anteriores, antero-centrales, márgenes y umbones) y otra de altas relaciones $\frac{m}{A_p}$ (fragmentos centrales).

En la Figura 3.10 se observa la variación de la relación $\frac{m}{A_p}$ en función de la densidad. Comparando las conchillas de las poblaciones japonesa y tailandesa, se observa una tendencia creciente de $\frac{m}{A_p}$ con respecto a la densidad dentro cada población (Fig. 3.10A). Sin embargo, a pesar de presentar densidades medias comparables, existe un desfase importante entre las partículas más espesas de la población japonesa (fragmentos centrales, 0.50–0.90 mm de espesor) y las más delgadas de la población tailandesa (fragmentos anteriores, 0.25–0.50 mm de espesor; ver tablas 2.1 y 3.1, Fig. 3.10B). Más aún, al clasificar las partículas por tipo de fragmento se aprecia una importante coincidencia en los valores de $\frac{m}{A_p}$ dentro de cada clase, a pesar de las diferencias en las densidades de la población japonesa y la tailandesa (3.10B); esto se explica por el efecto del espesor, que presenta valores acotados para cada tipo de partícula (ver Tabla 2.1). Cabe destacar que al clasificar los bioclastos de acuerdo a su factor de forma, no se aprecian tendencias claras que permitan discriminar el efecto del espesor sobre el $\frac{m}{A_p}$ (Fig. 3.10C). Es decir que el espesor de la partícula tiene un importante efecto sobre la relación $\frac{m}{A_p}$, que no es representado correctamente por el factor de forma. La relación $\frac{m}{A_p}$ se ve afectada por la forma (FFC, espesor) y la densidad de los bioclastos organo-fosfáticos. La clasificación por tipo de fragmento permite distinguir poblaciones con diferentes relaciones $\frac{m}{A_p}$.

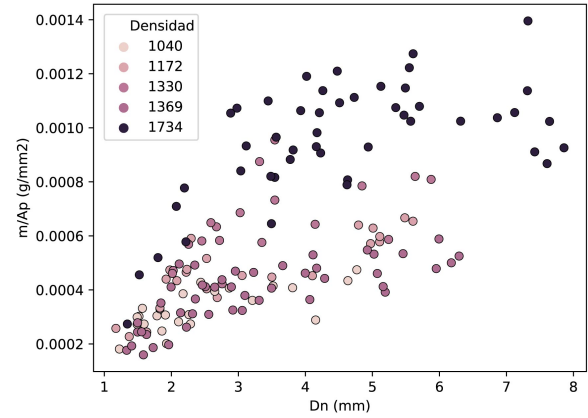
En síntesis, se aprecia que los bioclastos organo-fosfáticos presentan geometrías y dimensiones comparables a los bioclastos carbonáticos estudiados por Li et al. (2020) (Fig. 3.4A). Las partículas tienden a presentar formas menos aplanadas a medida que disminuye su tamaño debido al proceso de fragmentación (Fig. 3.5A).

Con respecto a la relación $\frac{m}{A_p}$, se observa que tiende a aumentar a mayores diámetros de partícula contrariamente a lo que sucede con FFC. Se comprobó que la misma se ve controlada conjuntamente por la forma y densidad de los bioclastos (Figs. 3.8B y 3.8C),

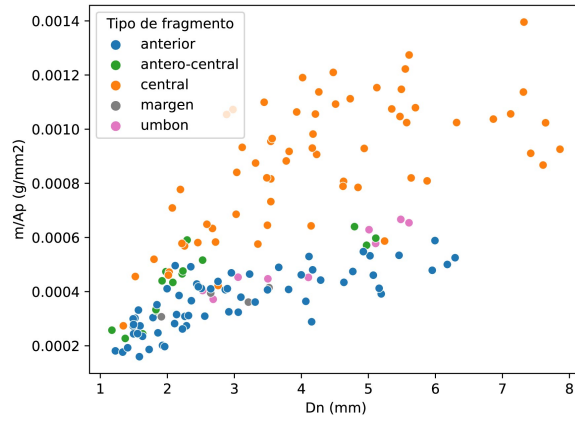
Figura 3.9.: Variación de $\frac{m}{A_p}$ con el diámetro de la partícula, en bioclastos organo-fosfáticos.



(A) $\frac{m}{A_p}$ vs. Dn, bioclastos organo-fosfáticos clasificados por FFC.

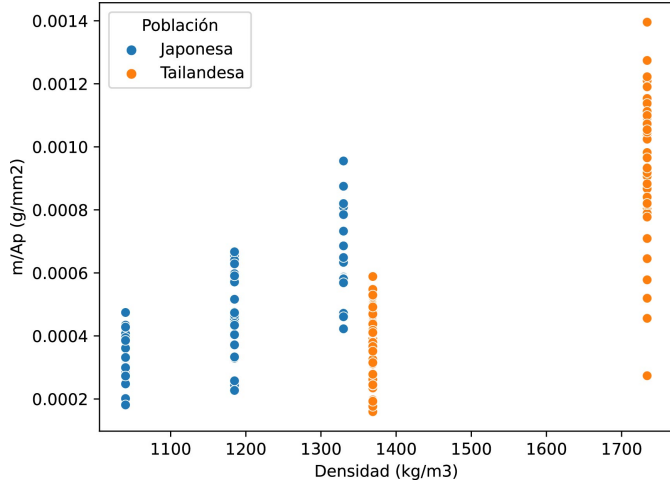


(B) $\frac{m}{A_p}$ vs. Dn, bioclastos organo-fosfáticos clasificados por densidad.

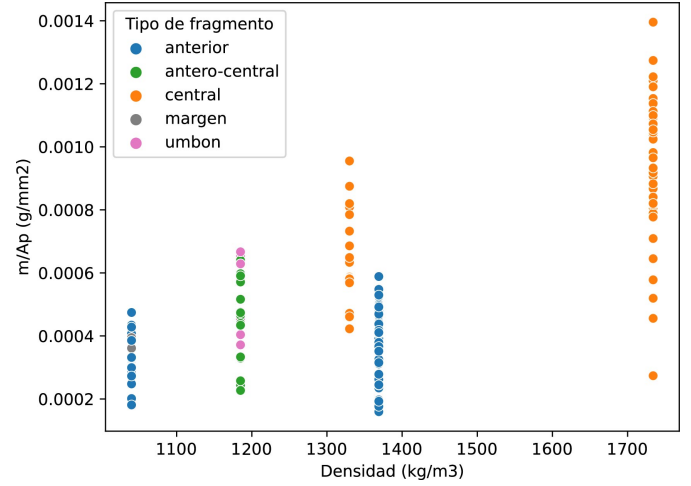


(C) $\frac{m}{A_p}$ vs. Dn, bioclastos organo-fosfáticos clasificados por tipo de fragmento.

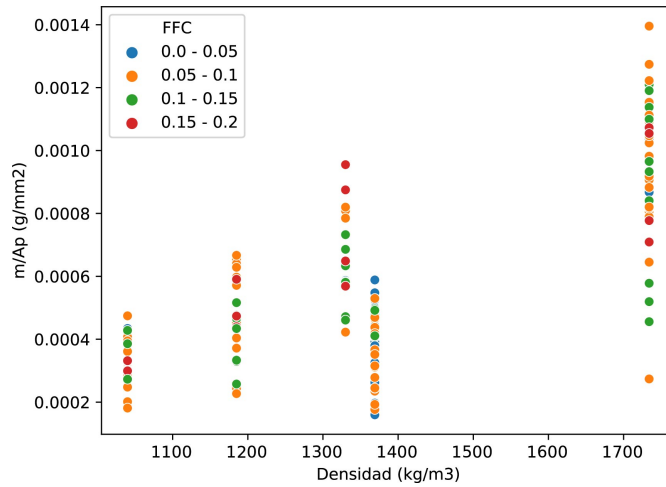
Figura 3.10.: Relación entre $\frac{m}{A_p}$ y densidad de los bioclastos organo-fosfáticos.



(A) $\frac{m}{A_p}$ vs. densidad, bioclastos clasificados por población de conchillas.



(B) $\frac{m}{A_p}$ vs. densidad, bioclastos clasificados por tipo de fragmento. La densidad de los fragmentos antero-centrales, márgenes y umbones es estimada.



(C) $\frac{m}{A_p}$ vs. densidad, bioclastos clasificados por FFC.

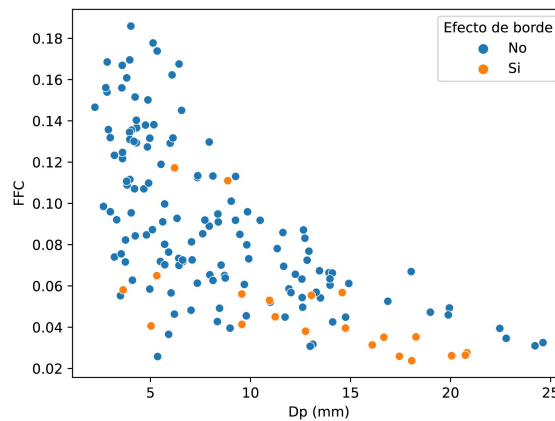
aunque resulta difícil separar y jerarquizar el efecto de dichos parámetros ya que ambos varían de forma compleja en el conjunto de partículas estudiadas (Figs. 3.7, y 3.9).

Los parámetros morfométricos analizados reflejan bien las características de los distintos tipos de bioclastos y permiten separar poblaciones con tendencias particulares. Para un determinado diámetro de partículas, los fragmentos centrales (de mayor espesor y densidad) presentan altos valores de FFC y $\frac{m}{A_p}$; los fragmentos anteriores presentan los menores valores de ambos parámetros; y los fragmentos antero-centrales, márgenes y umbones presentan valores intermedios (Figs. 3.5B y 3.9C).

3.3.2.2. Efectos de borde

Durante las mediciones de velocidad de caída se observaron 21 partículas que se desplazaron en contacto con el borde, a las que se excluyó del conjunto de resultados utilizados para el análisis de velocidad de caída (Fig. 3.11). Resulta notable la preponderancia de partículas de diámetro mayor a 10 mm y bajo factor de forma que presentaron efecto de borde: se observó que la mayoría presentaba trayectorias helicoidales de varios centímetros de diámetro que producían que las partículas se desplazaran en todo momento contra el borde. (Fig. 3.11). Dicho sesgo produjo un déficit en la cantidad de partículas de bajo factor de forma y $D_p > 10$ mm involucradas en el estudio.

Figura 3.11.: Partículas que presentaron efecto de borde.

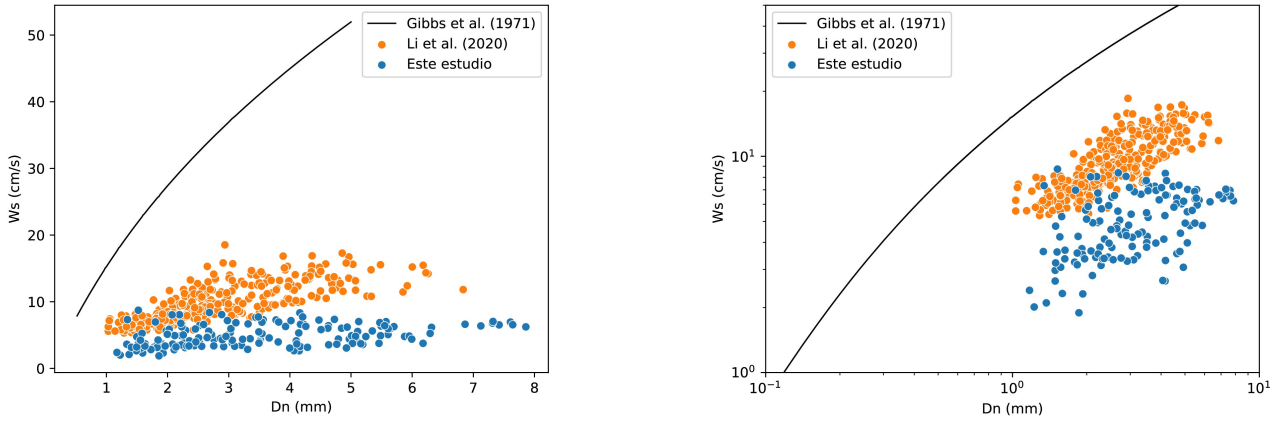


3.3.2.3. Velocidad de caída

En la Figura 3.12 se compara la curva de velocidad de caída (W_s) en función del diámetro nominal (D_n) para partículas siliciclásticas esféricas y bioclastos aplanados

carbonáticos y organo-fosfáticos. Se comprueba que las curvas de ambos tipos de bioclastos se encuentran por debajo de los valores calculados por Gibbs et al. (1971) para esferas siliciclásticas, incluidos los bioclastos carbonáticos estudiados por Li et al. (2020) que presentan densidades mayores que las esferas de vidrio (2.82 g/cm^3 vs. 2.65 g/cm^3 ; Gibbs et al. (1971); Li et al. (2020)). Los bioclastos organo-fosfáticos presentan valores de W_s aproximadamente del 20 % de las esferas siliciclásticas y 50 % de los bioclastos carbonáticos, con un importante nivel de dispersión en la curva W_s - D_n (Fig. 3.12).

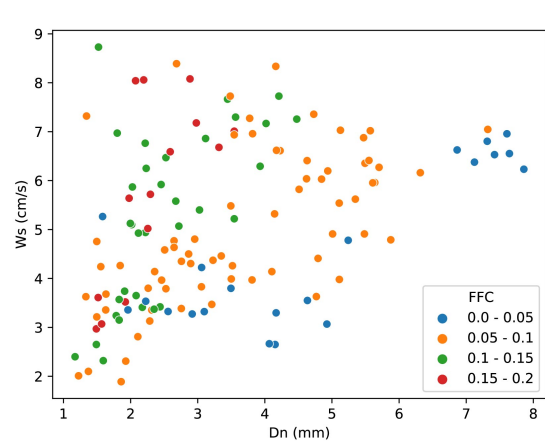
Figura 3.12.: Curvas de velocidad de caída (W_s) en función del diámetro, comparando 1. esferas de vidrio (negro), 2. bioclastos aplanados carbonáticos (azul) y 3. bioclastos aplanados organo-fosfáticos (naranja). Escala lineal (izquierda) y logarítmica (derecha).



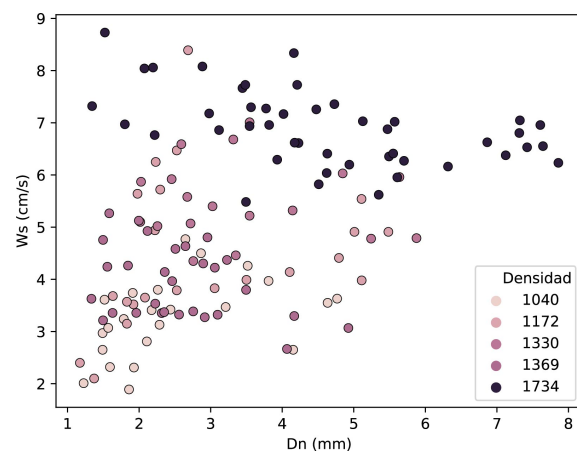
En la Figura 3.13 se representan los gráficos de W_s vs. D_n de los bioclastos organo-fosfáticos, clasificados en función de sus características morfométricas y propiedades físicas. La clasificación por factor de forma permite definir una serie de curvas W_s - D_n (Fig. 3.13A): aquellas correspondientes a las partículas con formas más aplanadas tienden a presentar menores valores de W_s para un mismo diámetro. Al clasificar las partículas de acuerdo a su densidad, se observa que los bioclastos más densos presentan mayores valores de W_s en forma independiente a su diámetro (Fig. 3.13B); esta misma relación se observa al clasificar los bioclastos por tipo de fragmento (Fig. 3.13C).

Contrariamente al diámetro, la relación $\frac{m}{A_p}$ se relaciona directamente con la velocidad de caída aún sin clasificar las partículas en función de su forma o densidad (Fig. 3.14). En la Figura 3.14A se representa la curva de velocidad de caída en función de $\frac{m}{A_p}$ para los bioclastos carbonáticos y organo-fosfáticos: ambos tipos de bioclastos registran la misma relación, con mayores valores de W_s para los bioclastos carbonáticos. No se observan

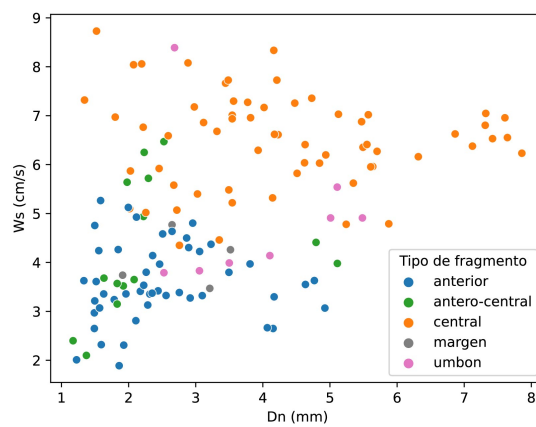
Figura 3.13.: Velocidad de caída (W_s) vs diámetro nominal (D_n), bioclastos organo-fosfáticos.



(A) W_s vs. D_n , bioclastos clasificados por FFC.



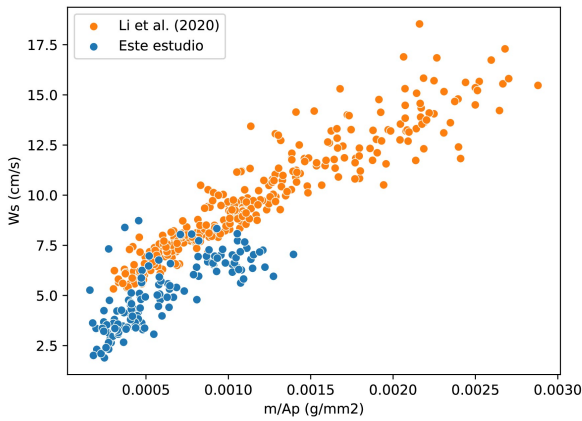
(B) W_s vs. D_n , bioclastos clasificados por densidad.



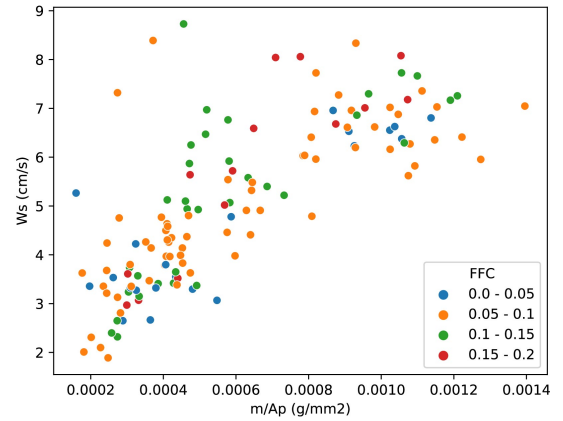
(C) W_s vs. D_n , bioclastos clasificados por tipo de fragmento.

agrupamientos al clasificar las partículas de acuerdo a su factor de forma (Fig. 3.14B). Con respecto a la densidad, se observa que las partículas más densas presentan mayores valores de $\frac{m}{A_p}$ y, por ende, de velocidad de caída (Fig. 3.14C). Se observa lo mismo al clasificar las partículas según el tipo de fragmento, con las partículas más densas y espesas (fragmentos centrales) presentando mayores valores de $\frac{m}{A_p}$ y W_s , los fragmentos anteriores valores mínimos, y los fragmentos antero-medios, márgenes y umbones valores intermedios.

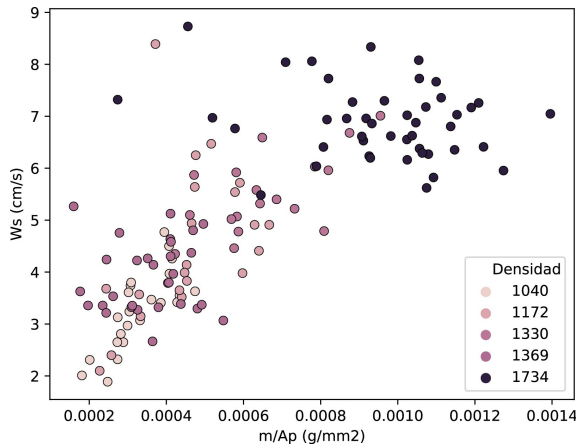
Figura 3.14.: Velocidad de caída (W_s) vs relación masa/superficie de máxima proyección ($\frac{m}{A_p}$).



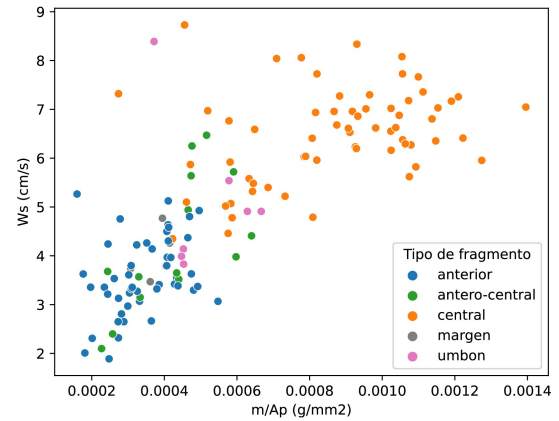
(A) W_s vs. $\frac{m}{A_p}$, comparada entre bioclastos organofosfáticos (este estudio) y carbonáticos (Li et al., 2020).



(B) W_s vs. $\frac{m}{A_p}$, bioclastos clasificados por FFC.



(C) W_s vs. $\frac{m}{A_p}$, bioclastos clasificados por densidad.



(D) W_s vs. $\frac{m}{A_p}$, bioclastos clasificados por tipo de fragmento.

3.3.2.4. Equivalencia hidráulica

En la Figura 3.15 se representa la equivalencia hidráulica entre los bioclastos organofosfáticos y los sedimentos cuarzosos a través de la relación entre el diámetro equivalente de cuarzo (D_{eq}) y el diámetro proyectado (D_p): la distribución de los valores de D_{eq} vs. D_p replica la distribución de valores de W_s vs. D_p (Fig. 3.16). El conjunto de partículas estudiadas se encuentra comprendido en un rango de $D_p = 2\text{--}25$ mm, correspondiente a gravas; sin embargo, su equivalente hidráulico de caída corresponde a sedimentos siliciclásticos tamaño arena fina a gruesa ($D_{eq} = 0.17\text{--}0.57$ mm). Se aprecia un límite claro entre los fragmentos correspondientes a la parte anterior y la central: los primeros presentan $D_{eq} = 0.17\text{--}0.36$ mm (arena fina a media), y los fragmentos de la parte central $D_{eq} = 0.31\text{--}0.57$ mm (arena media a gruesa).

Figura 3.15.: Relación entre el diámetro equivalente de cuarzo (D_{eq}) y el diámetro proyectado (D_p), con indicación de las clases granulométricas equivalentes (Ag: arena gruesa, Am: arena media, Af: arena fina). Partículas clasificadas según el tipo de fragmento. Escala lineal (izquierda) y logarítmica (derecha).

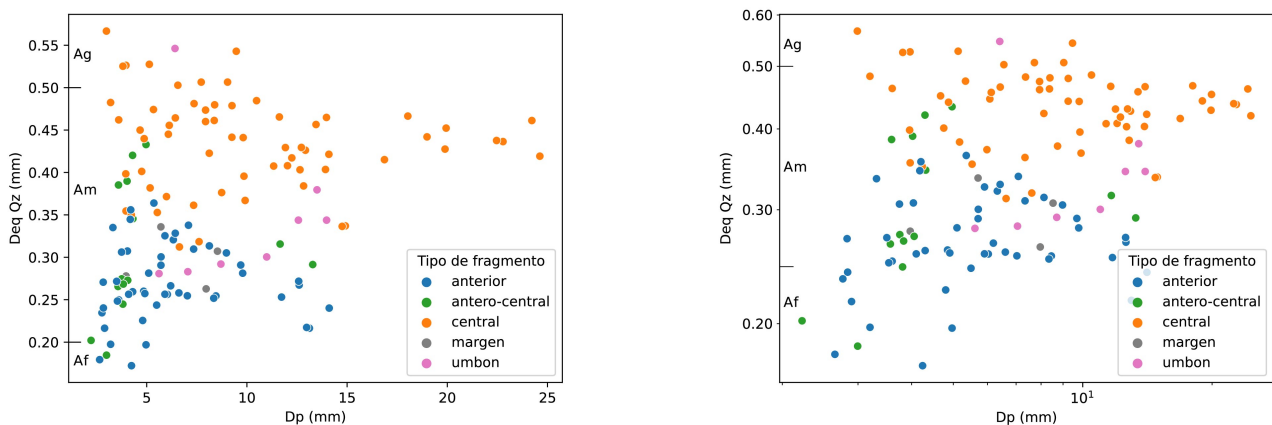
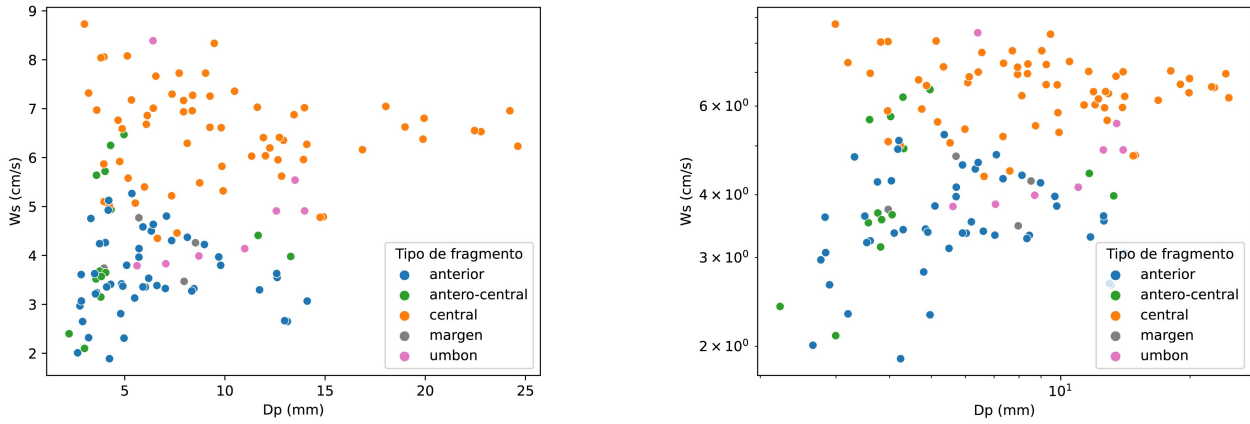


Figura 3.16.: W_s vs. D_p . Partículas clasificadas según el tipo de fragmento. Escala lineal (izquierda) y logarítmica (derecha).



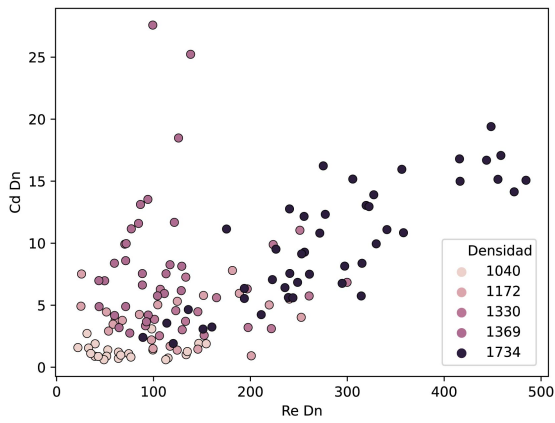
3.3.2.5. Coeficiente de arrastre

Relación entre el coeficiente de arrastre (C_d) y el número de Reynolds de partícula (Re_p): efecto de la densidad sobre las curvas obtenidas

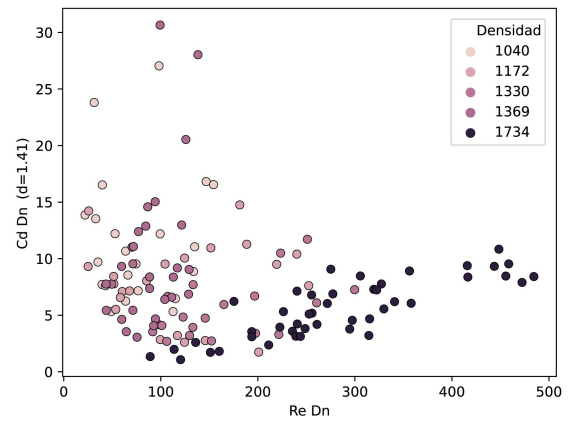
En la Figura 3.17A se representa la relación entre los coeficientes de arrastre calculados ($C_{d_{Dn}}$ y $C_{d_{MA}}$) y el número de Reynolds (Re_{Dn}). Se representa al C_d calculado con valores de δ_s variables correspondientes a cada tipo de fragmento ($\delta_s = 1040\text{--}1734 \text{ kg/m}^3$, Figs. 3.17A y 3.17C) y C_d calculado con el valor medio del conjunto de partículas estudiadas ($\delta_s = 1410 \text{ kg/m}^3$, Figs. 3.17B y 3.17D). Se observa una importante diferencia entre las curvas obtenidas a través de ambos métodos, con un efecto claro de la densidad sobre los valores de C_d . Las poblaciones con diferentes densidades se ven fuertemente desplazadas hacia valores mayores o menores de C_d en función del valor de δ_s utilizado. En el caso más extremo, la población de menor densidad presenta una variación en sus valores de $C_{d_{Dn}}$ de $0.6\text{--}3.1$ ($\delta_s = 1040 \text{ kg/m}^3$) a $5.32\text{--}27.0$ ($\delta_s = 1410 \text{ kg/m}^3$), y de $C_{d_{MA}}$ de $0.13\text{--}0.52$ ($\delta_s = 1040 \text{ kg/m}^3$) a $0.88\text{--}3.52$ ($\delta_s = 1410 \text{ kg/m}^3$). Dado que las poblaciones de mayor y menor densidad presentan valores máximos y mínimos de Re_{Dn} respectivamente, su desplazamiento en el gráfico afecta la forma general de la curva generando una aparente correlación positiva entre C_d y Re_{Dn} en las curvas calculadas con densidad variable (Figs. 3.17A y 3.17C) y negativa en aquellas calculadas con un valor fijo de densidad (Figs. 3.17B y 3.17D).

Al comparar las curvas de C_d vs Re_{Dn} de los bioclastos organo-fosfáticos generadas por ambos métodos con aquellas de los bioclastos carbonáticos estudiados por Li et al. (2020), se aprecia que las curvas generadas con valores variables de δ_s presentan tendencias

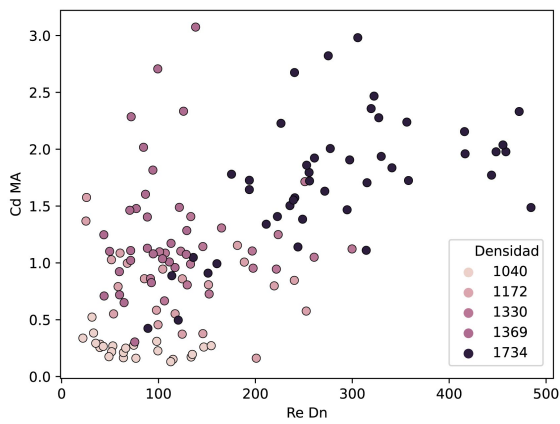
Figura 3.17.: Variación del coeficiente de arrastre (C_{Dn} y C_{MA}) en función del número de Reynolds (Re_{Dn}) en bioclastos organo-fosfáticos. Partículas clasificadas de acuerdo a su densidad.



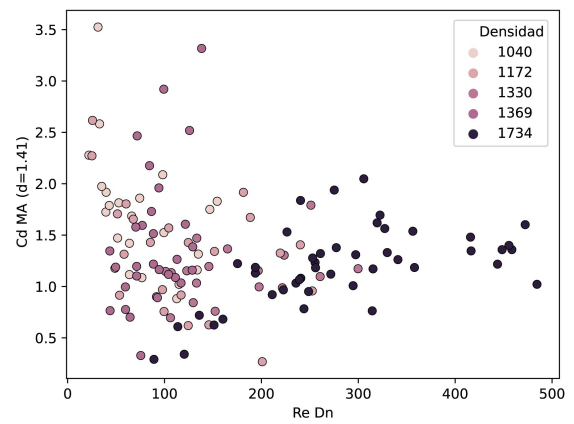
(A) C_{Dn} vs. Re_{Dn} , $\delta_s = 1040\text{--}1734 \text{ kg/m}^3$.



(B) C_{Dn} vs. Re_{Dn} , $\delta_s = 1410 \text{ kg/m}^3$.



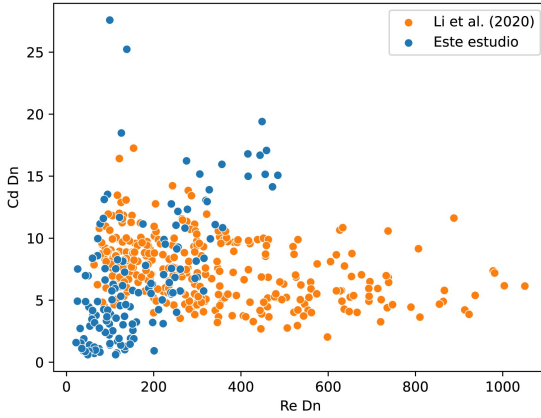
(C) C_{MA} vs. Re_{Dn} , $\delta_s = 1040\text{--}1734 \text{ kg/m}^3$.



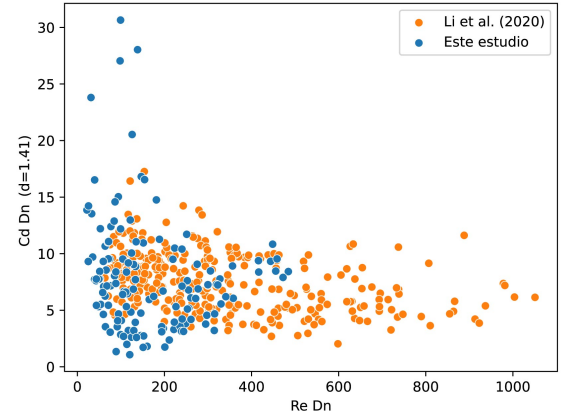
(D) C_{MA} vs. Re_{Dn} , $\delta_s = 1410 \text{ kg/m}^3$.

contrapuestas a las curvas de los bioclastos carbonáticos con un muy bajo grado de coincidencia (Figs. 3.18A y 3.18C). Por el contrario, las curvas generadas con valores fijos de δ_s parecen ajustar mejor a la curva de los bioclastos carbonáticos, con un mayor grado de coincidencia entre sus distribuciones (Figs. 3.18B y 3.18D). Las curvas de los bioclastos organo-fosfáticos presentan mayor dispersión y valores más extremos, especialmente para $Re_{Dn} < 200$.

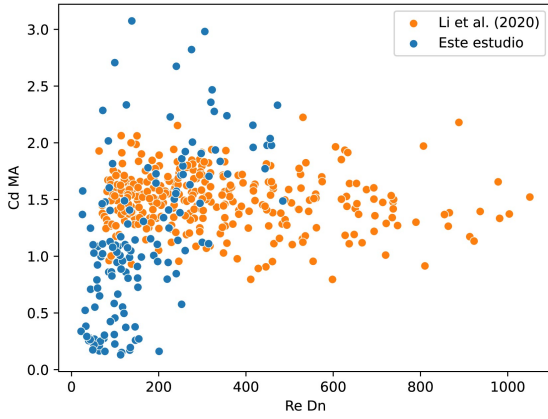
Figura 3.18.: Coeficiente de arrastre (Cd_{Dn}) en función del número de Reynolds (Re_{Dn}), comparación con bioclastos carbonáticos aplanados ($\delta_{sCa} = 2820 \text{ kg/m}^3$, Li et al. 2020).



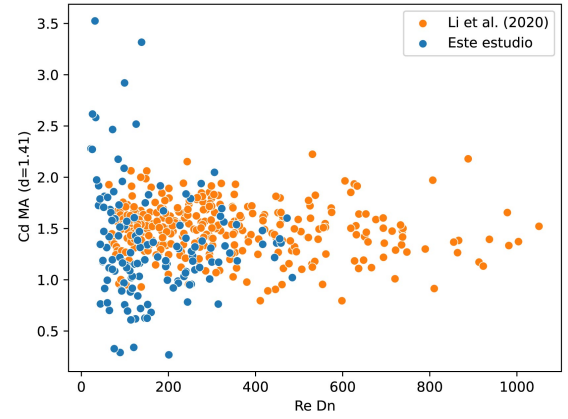
(A) Cd_{Dn} vs. Re_{Dn} , $\delta_s = 1040\text{--}1734 \text{ kg/m}^3$.



(B) Cd_{Dn} vs. Re_{Dn} , $\delta_s = 1410 \text{ kg/m}^3$.



(C) Cd_{MA} vs. Re_{Dn} , $\delta_s = 1040\text{--}1734 \text{ kg/m}^3$.



(D) Cd_{MA} vs. Re_{Dn} , $\delta_s = 1410 \text{ kg/m}^3$.

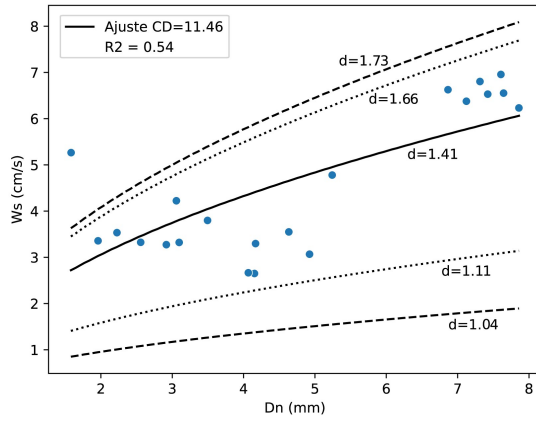
Regresión no lineal En las Figuras 3.19 y 3.20 se representa el ajuste realizado por regresión no-lineal a las curvas de velocidad de caída (Ws) en función del diámetro

nominal (D_n) y de la relación $\frac{m}{A_p}$ (ver en Tabla 3.2 los valores de Cd_{Dn} y Cd_{MA} obtenidos junto con sus coeficientes de regresión). Se aprecian en general mayores valores para Cd_{Dn} (3.59–11.46) que Cd_{MA} (1.04–1.45): los valores mínimos y máximos de ambos rangos corresponden a las poblaciones de mayor y menor factor de forma respectivamente. Las series de valores de Cd_{Dn} y Cd_{MA} resultan comparables a las obtenidas para los bioclastos carbonáticos (Tabla 3.2). Dada la importante dispersión en las curvas de los bioclastos organo-fosfáticos se observa en general un pobre grado de ajuste; sin embargo, se destaca que Cd_{MA} presenta coeficientes de regresión notablemente mayores que Cd_{Dn} ($R^2_{MA} = 0.58–0.76$ y $R^2_{Dn} = 0.35–0.54$). En las Figuras 3.19 y 3.20 se aprecia en general que el área definida entre las líneas de tendencia calculadas con los valores extremos de densidad (1040 y 1734 kg/m³) encierran la mayor parte de los datos, y que las líneas de tendencia calculadas con una variación del 10 % sobre los valores extremos (1109 y 1665 kg/m³) se ajustan más cercanamente a los datos. En general, los datos no comprendidos entre las líneas de tendencia presentan valores de velocidad de caída más elevados que los predichos. Se aprecia que las líneas de menor densidad (1040 y 1109 kg/m³) están notablemente más separadas entre sí que las de mayor densidad (1665 y 1734 kg/m³).

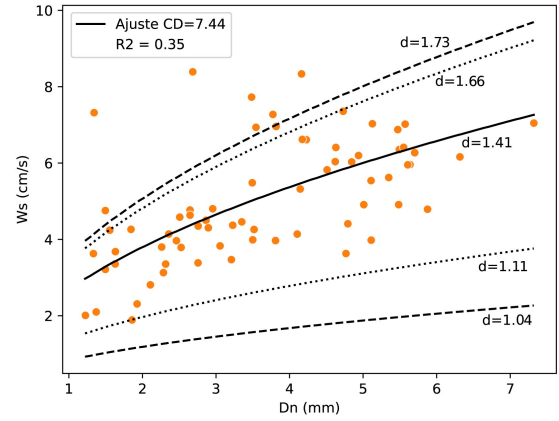
Cuadro 3.2.: Valores de Cd calculados por regresión.

FFC	Cd_{Dn} <i>Lingula</i> <i>anatina</i> ($\delta_s = 1410$ kg/m ³)	R^2	Cd_{MA} <i>Lingula</i> <i>anatina</i> ($\delta_s = 1410$ kg/m ³)	R^2	Cd_{DnLi} et al. (2020) ($\delta_s = 2820$ kg/m ³)	R^2	Cd_{MALi} et al. (2020) ($\delta_s = 2820$ kg/m ³)	R^2
0.00 - 0.05	11.46	0.54	1.45	0.67	9.94	0.86	1.59	0.90
0.05 - 0.10	7.44	0.35	1.31	0.59	6.42	0.77	1.45	0.87
0.10 - 0.15	4.67	0.35	1.14	0.58	4.55	0.77	1.35	0.85
0.15 - 0.20	3.59	0.48	1.04	0.76	3.13	0.49	1.18	0.61

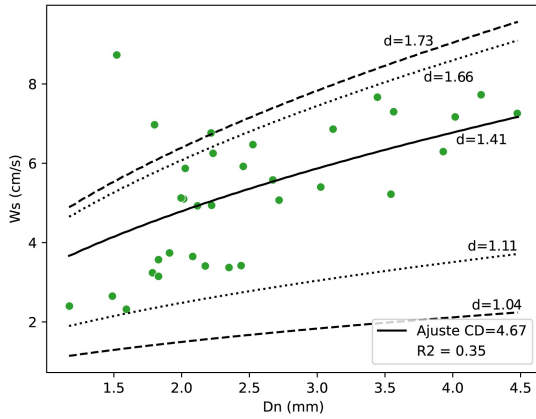
Figura 3.19.: Ajuste del coeficiente de arrastre (C_{Dn}) a las curvas de velocidad de caída (W_s) en función del diámetro nominal (D_n). Líneas de tendencia calculadas con el valor medio de densidad (línea plena), valores extremos (rayas) y valores extremos con una variación del 10 % del rango total de δ_s (puntos).



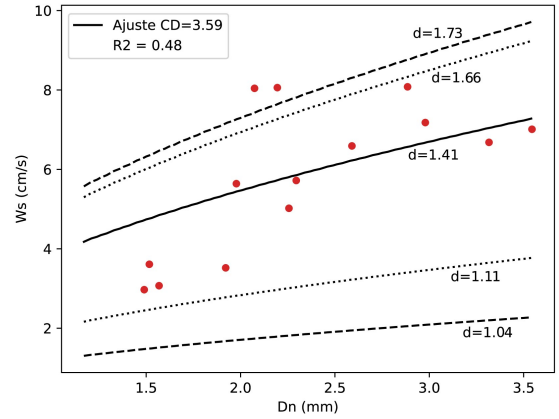
(A) FFC = 0.0 – 0.05.



(B) FFC = 0.05 – 0.10.

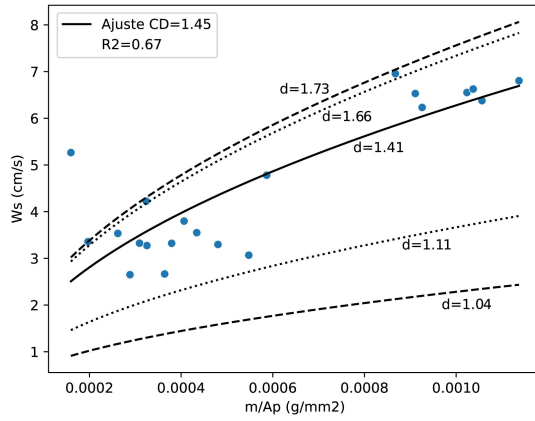


(C) FFC = 0.10 – 0.15.

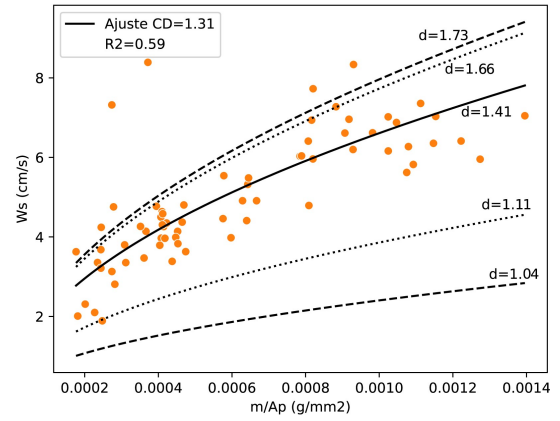


(D) FFC = 0.15 – 0.20.

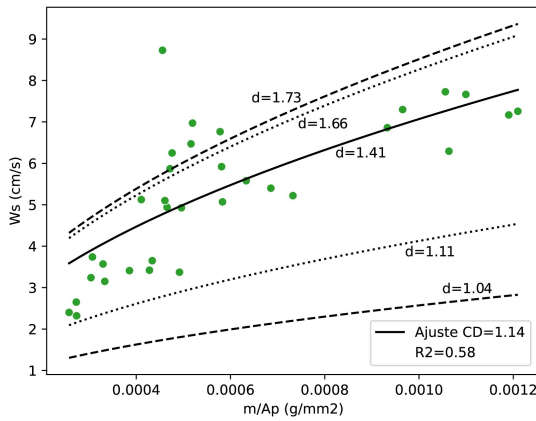
Figura 3.20.: Ajuste del coeficiente de arrastre (C_{dMA}) a las curvas de velocidad de caída (W_s) en función de la relación $\frac{m}{A_p}$. Líneas de tendencia calculadas con el valor medio de densidad (línea plena), valores extremos (rayas) y valores extremos con una variación del 10 % del rango total de δ_s (puntos).



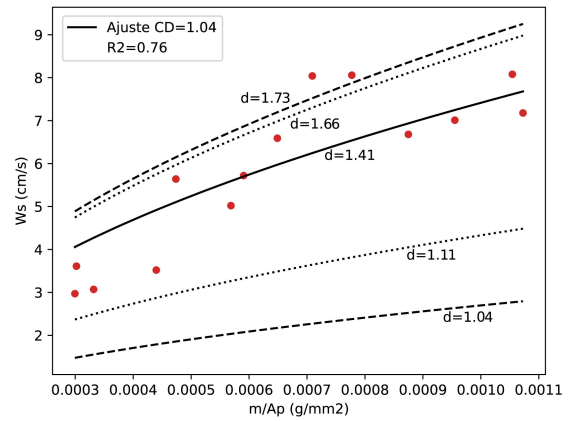
(A) FFC = 0.0 - 0.05.



(B) FFC = 0.05 - 0.10.



(C) FFC = 0.10 - 0.15.



(D) FFC = 0.15 - 0.20.

3.3.2.6. Trayectorias de caída

Durante las mediciones de la velocidad de caída se observaron los siguientes tipos de trayectorias (Fig. 3.21):

- Recta: la partícula cae definiendo una trayectoria recta.
- Giratoria: la partícula describe un movimiento giratorio, con un eje de rotación interno contenido en el perímetro de la partícula.
- Helicoidal: la partícula describe un movimiento giratorio, con un eje de rotación externo por fuera del perímetro de la partícula.
- Oscilatoria regular: la partícula describe un movimiento oscilatorio regular, en uno o dos planos de simetría.
- Compleja: la partícula describe un movimiento que combina desplazamientos oscilatorios y helicoidales, es decir que el plano de simetría de la oscilación gira sobre un eje de rotación.
- Irregular: la partícula describe un movimiento oscilatorio o complejo irregular, con importantes variaciones en las velocidades verticales instantáneas y baja periodicidad en la oscilación/rotación.

Las trayectorias rectas y giratorias se observaron exclusivamente en fragmentos de pequeño tamaño, independientemente de su factor de forma. Por el contrario, las trayectorias oscilatorias regulares, complejas e irregulares sólo se observaron a partir de diámetros mayores (Fig. 3.22). Las trayectorias helicoidales se observaron en todas las franjas de tamaños. A diámetros equivalentes, existe una transición desde trayectorias helicoidales a complejas y luego a irregulares a medida que aumenta el factor de forma (Fig. 3.22). Se observa la población de partículas de mayores tamaños ($D_p < 10$ mm) y bajo factor de forma con trayectorias helicoidales que presentaron efecto de borde dada la amplitud centimétrica de sus trayectorias, cuyo diámetro igualaba o excedía al del tubo de sedimentación (Figs. 3.11 y 3.22).

Al analizar la distribución de trayectorias según el número de Reynolds (Fig. 3.23) se observa una transición de trayectorias rectas y giratorias a oscilatorias regulares y complejas a $Re_{Dn} = 80-100$, y una segunda transición de trayectorias helicoidales y oscilatorias regulares a irregulares a $Re_{Dn} = 200$. Se destaca que las trayectorias helicoidales están presentes aún para bajos valores del número de Reynolds, encontrándose en un rango de $Re_{Dn} = 20-200$.

Figura 3.21.: Fotografías estroboscópicas de la caída de distintas partículas, ilustrando las siguientes trayectorias de caída: A. Recta, B. Giratoria, C. Helicoidal, D. Oscilatoria regular, E. Compleja, F. Irregular.

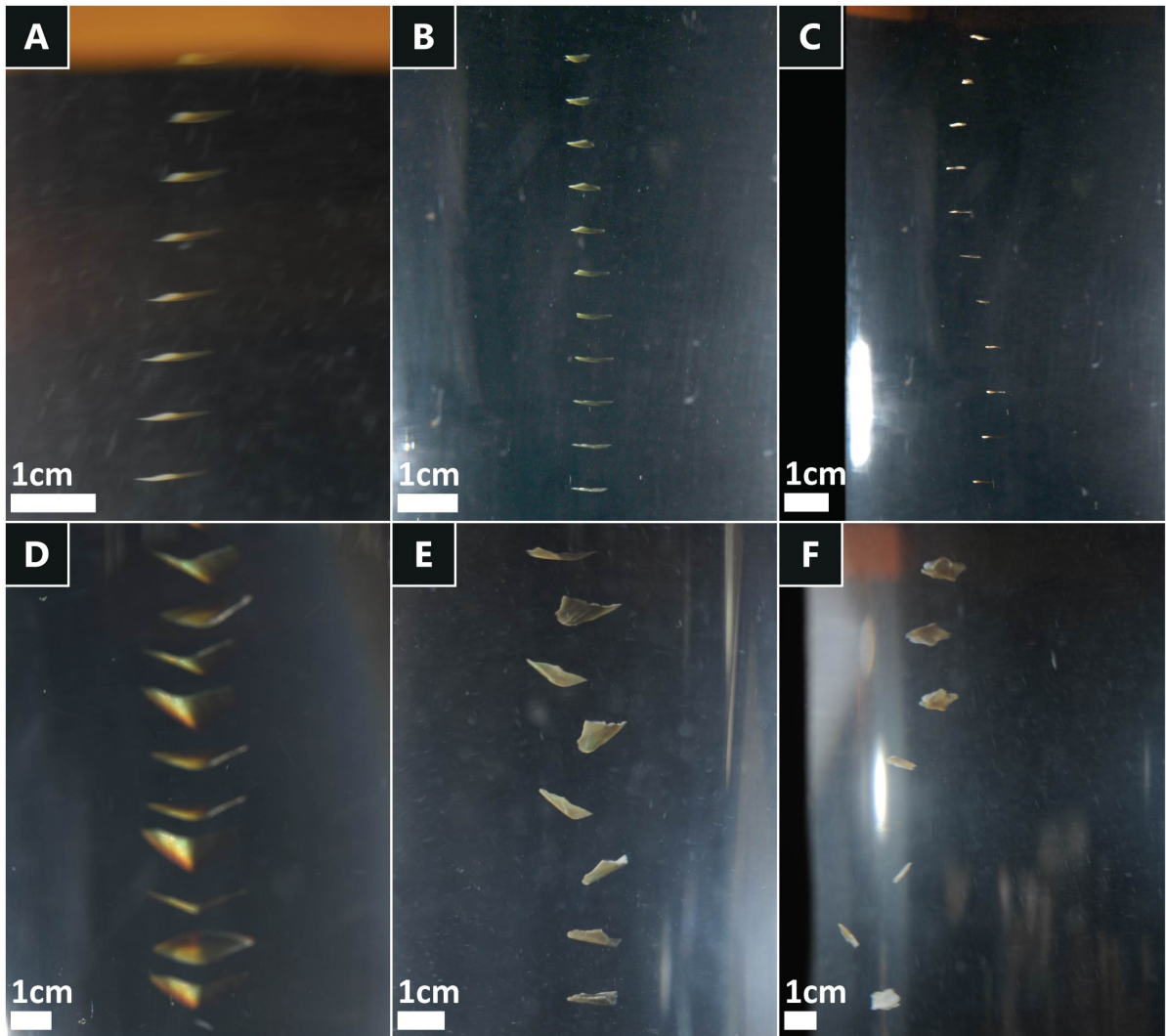


Figura 3.22.: Relación entre las trayectorias de caída y las dimensiones y forma de las partículas.

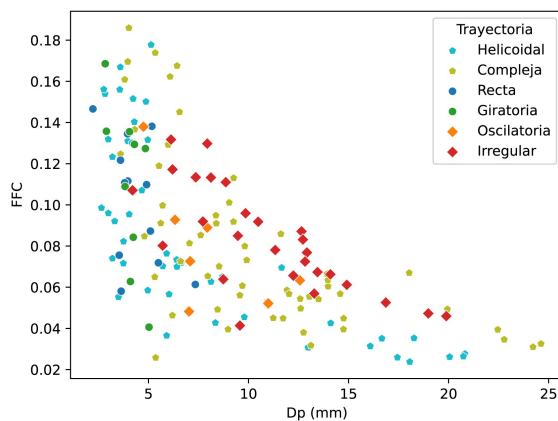
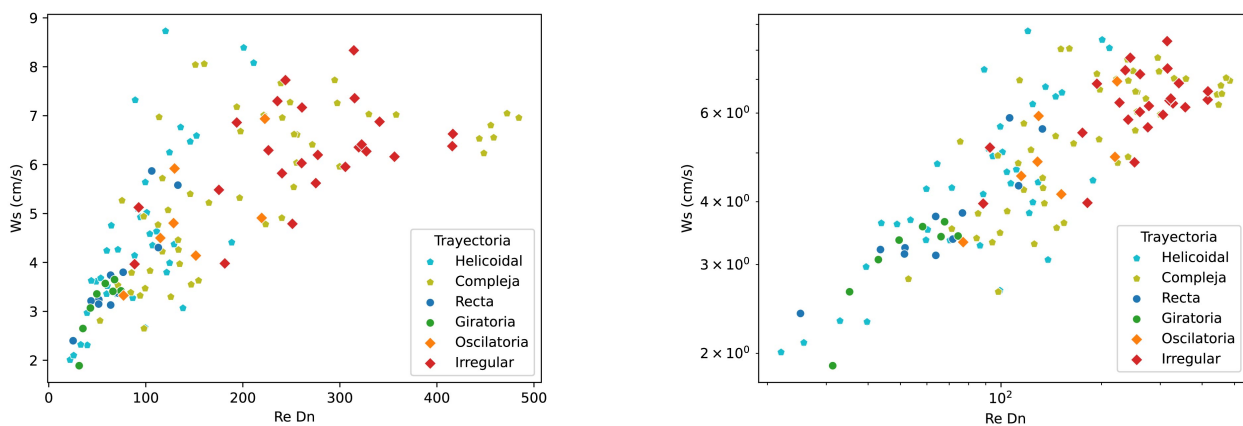
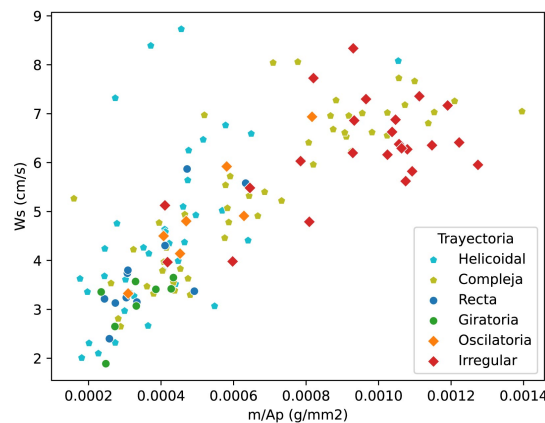


Figura 3.23.: Distribución de trayectorias de caída en la curva de velocidad de caída (W_s) en función del número de Reynolds (Re_{Dn}), escala lineal (izquierda) y logarítmica (derecha).



Al analizar la distribución de trayectorias en la curva de W_s vs. $\frac{m}{A_p}$ se observa que en su mayoría, los distintos tipos de trayectorias confluyen en la curva general. A similares relaciones $\frac{m}{A_p}$ las partículas con trayectorias irregulares tienden a presentar menores valores de W_s que el resto de las partículas, mientras que las trayectorias helicoidales suelen presentar mayores valores de W_s con valores anómalmamente altos en algunos casos.

Figura 3.24.: Distribución de trayectorias de caída en la curva de velocidad de caída (W_s) en función de la relación $\frac{m}{A_p}$.



3.3.3. Discusión

3.3.3.1. Comportamiento de caída y equivalencia hidráulica de los bioclastos organo-fosfáticos

Los resultados obtenidos reflejan la importante influencia de la forma y densidad de las partículas sobre su comportamiento de caída. Los bioclastos organo-fosfáticos presentan velocidades de caída aproximadamente 50 % inferiores a las de los bioclastos carbonáticos, de idéntica forma y el doble de densidad. El contraste es mucho más pronunciado al compararlos con sedimentos siliciclásticos esféricos, cuya mayor densidad y forma hidrodinámica les confieren valores de velocidad de caída 500 % superiores.

El conjunto de partículas organo-fosfáticas estudiadas presenta una compleja distribución de formas y densidades cuyo efecto sobre la velocidad de caída resulta difícil de discriminar ya que los distintos parámetros morfométricos se interrelacionan entre sí. La velocidad de caída presenta una relación directa con respecto a $\frac{m}{A_p}$, generando una única curva que condensa todas las poblaciones correspondientes a los distintos factores de forma (Figura 3.14B). Por el contrario, la relación entre la velocidad de caída y el

diámetro de las partículas es compleja. La curva de W_s vs. D_n presenta un alto grado de dispersión que dificulta establecer el tipo de relación entre ambos parámetros (Figuras 3.12 y 3.13). Tampoco se definen tendencias claras con respecto al diámetro al clasificar las partículas por densidad o por tipo de fragmento. Únicamente al clasificar las partículas de acuerdo a FFC se define una serie de curvas en las que la velocidad de caída presenta una relación directa con el diámetro, con mayor dispersión que en las curvas de W_s vs. $\frac{m}{A_p}$. Esto se debe a que en el caso de partículas con formas marcadamente aplanadas ($FFC < 0.2$), la idealización de la partícula como una esfera y el consecuente uso del diámetro nominal para representar sus dimensiones no resultan adecuados, y el mismo debe ser necesariamente complementado con el FFC.

La mayor parte de las propiedades características de las partículas se sintetiza cualitativamente en la clasificación por tipos de fragmentos, que permite distinguir poblaciones caracterizadas por su densidad y espesor y, por ende, por su relación $\frac{m}{A_p}$ y velocidad de caída (Figs. 3.9C, 3.13C y 3.14D).

3.3.3.2. Comparación entre las metodologías de cálculo del coeficiente de arrastre (C_d)

Curvas de C_d vs. Re_{Dn} Las curvas de C_{dDn}/C_{dMA} vs Re_{Dn} obtenidas utilizando valores variables y fijos de δ_s reflejan el alto grado de sensibilidad del Coeficiente de arrastre con respecto a la densidad. La sobre- o sub-estimación de la densidad real de cada partícula al utilizar los valores promedio medidos a través del picnómetro genera un error en el valor calculado de C_d que no resulta fácil de estimar a nivel individual, y que afecta la forma de la curva C_d vs. Re_{Dn} . Al utilizar valores diferentes de δ_s para los distintos tipos de fragmentos, (Figs. 3.17A y 3.17C) se introduce un sesgo que genera una separación discreta en los valores de C_d de las distintas poblaciones: este efecto se observa claramente en la Figura 3.17C, donde las poblaciones se agrupan en forma escalonada de acuerdo a su densidad.

Al utilizar un valor fijo de δ_s se elimina este efecto, produciendo transiciones más realistas entre los valores de C_d de las distintas poblaciones que responden a la variación real en δ_s (Figs. 3.17B y 3.17D). Sin embargo, se maximiza la sobre- o sub-estimación de δ_s en las partículas con densidades más cercanas a los límites del rango, lo que parece producir valores mínimos y máximos de C_d más extremos que al utilizar valores variables de δ_s . Por otro lado, con ambas metodologías la ocurrencia de valores extremos de C_d (tanto mínimos como máximos) parece ser más pronunciada para valores bajos de Re_{Dn} (< 200). Esto podría deberse a una mayor sensibilidad de las ecuaciones 3.8 y 3.7

a valores más pequeños de D_n y $\frac{m}{A_p}$ (positivamente relacionados con Re_{D_n}), o bien a que en este rango de Re_{D_n} se dé una mayor frecuencia de valores de densidad extremos. Los fragmentos de pequeño tamaño correspondientes a sectores relativamente puros de la conchilla (es decir, con un grado máximo o mínimo de biomineralización) podrían presentar valores de δ_s que excedan los mínimos y/o máximos medidos en fragmentos de mayor tamaño que incorporen regiones transicionales. De esta forma, se registrarían diferencias en la densidad en función del tamaño, en forma similar a la variación registrada en la densidad de partículas bioclásticas porosas (Oehmig, 1993; Kench y McLean, 1997; Kelham, 2011; de Kruijf et al., 2021).

En síntesis, los valores de Cd calculados con un valor fijo de δ_s parecen ser más realistas pero pronunciarían más los valores extremos que aquellos calculados con valores variables. En ambos casos el error individual en Cd es difícilmente estimable y afecta significativamente la forma de la curva de Cd vs. Re dada la distribución de las poblaciones de diferentes densidades, por lo que las curvas obtenidas no resultan lo suficientemente confiables para realizar un análisis sobre la relación entre el coeficiente de arrastre de las partículas en caída libre y su régimen de turbulencia.

Regresión no lineal El cálculo de Cd por regresión no-lineal sobre las curvas de Ws vs. D_n y Ws vs. $\frac{m}{A_p}$ resulta más realista que el cálculo individual del Cd presentado por cada partícula ya que la incertidumbre en δ_s se ve reflejada en forma general en la dispersión de los puntos en la curva, representada en el coeficiente de regresión; de esta forma, no se generan valores espúreos de Cd al sobre- o sub-estimar el valor de δ_s . Las líneas de tendencia generadas utilizando el valor de Cd ajustado y los valores extremos de δ_s encierran la mayor parte de los datos, con un mejor ajuste en el caso de las líneas de tendencia generadas con una variación del 10 % sobre los valores extremos (Figs. 3.19 y 3.20). La importante separación entre las líneas de menor densidad (1040 y 1109 kg/m³) refleja la mayor sensibilidad de las Ecuaciones 3.7 y 3.8 a las variaciones de δ_s en los valores cercanos a 1000 kg/m³, ya que los mismos aproximan el cociente $(\frac{\delta_s - \delta_f}{\delta_f})$ a la nulidad. Esto podría explicar el pobre ajuste del área definida por las líneas de tendencia en el rango inferior de densidades (Figs. 3.19 y 3.20). Por otro lado, se aprecia generalmente que los datos que se escapan del área definida entre las líneas de tendencia lo hacen por exceso: esto podría indicar una ligera subestimación de los valores de Cd calculados utilizando $\delta_s = 1410$ kg/m³.

Las curvas de Ws vs. D_n y Ws vs. $\frac{m}{A_p}$ producidas para diferentes valores de δ_s comprenden la mayor parte de los datos obtenidos experimentalmente, con un peor grado de

ajuste en torno a los valores de $\delta_s \simeq 1000 \text{ kg/m}^3$ debido a la mayor sensibilidad de las ecuaciones 3.7 y 3.8 a dichos valores. Este hecho, junto con la semejanza entre los valores de C_d obtenidos para los bioclastos organo-fosfáticos y los bioclastos carbonáticos de forma aplanada estudiados por Li et al. (2020), apoyan la validez de los resultados obtenidos por esta metodología. De esta forma, resulta posible calcular el Coeficiente de arrastre de partículas con una importante variabilidad intrínseca de δ_s , de difícil tratamiento dada la importante dispersión en los datos obtenidos experimentalmente y la sensibilidad de C_d con respecto a dicha variable.

$C_{d_{Dn}}$ vs. $C_{d_{MA}}$ Como se señaló previamente, en el gráfico de W_s vs. $\frac{m}{A_p}$ (Figs. 3.14B) las distintas poblaciones de FFC se condensan en una única curva. Este gráfico presenta notablemente menor dispersión que el de W_s vs. D_n , conformado por una serie de curvas definidas por su FFC (Fig. 3.13A). Este efecto se aprecia incluso dentro de las distintas curvas definidas por FFC, que presentan mayor dispersión al representarlas en función de D_n que de $\frac{m}{A_p}$. Por ende, $C_{d_{MA}}$ presenta mayores coeficientes de regresión y menor variabilidad según el factor de forma que $C_{d_{Dn}}$, por lo que permite calcular más precisamente W_s .

3.3.3.3. Coeficiente de arrastre de los bioclastos organo-fosfáticos

De acuerdo con los resultados obtenidos por Smith y Cheung (2003), las partículas bioclásticas de bajo factor de forma ($FFC = 0.2$) presentan valores casi constantes de C_d en el rango de $100 < Re < 1000$; los resultados obtenidos por Li et al. (2020) muestran una tendencia parecida, sobre todo para los valores de C_d calculados en base a $\frac{m}{A_p}$. Esto se asociaría a la preponderancia de trayectorias de caída con componentes rotacionales, cuyos patrones de vorticidad interferirían con el desarrollo pleno del flujo turbulento en torno a la partícula (Smith y Cheung, 2003). En los experimentos realizados, se observó la dominancia de este tipo de trayectorias en todo el rango de Re_{Dn} observado (ver Sección 3.3.3.4). Se considera entonces que los valores de C_d por regresión no lineal resultan válidos para el rango de $Re_{Dn} = 100\text{--}1000$, ya que C_d resultaría constante con respecto a Re_{Dn} .

Durante el presente estudio se buscó comparar el comportamiento de caída de los bioclastos organo-fosfáticos con respecto a los bioclastos carbonáticos. Si bien su forma general es comparable ($FFC = 0.02\text{--}0.2$), ambos tipos de partículas presentan diferentes densidades y potenciales variaciones con respecto a factores de forma secundarios (rugosidad, asimetría). Se ha demostrado que ambos elementos (efectos secundarios de forma,

relación de densidad) afectan el comportamiento hidrodinámico de los sedimentos, definiendo variaciones en sus trayectorias de caída, coeficiente de arrastre, etc. (Willmarth et al., 1964; Stringham et al., 1969; Braithwaite, 1973; Field et al., 1997; Smith y Cheung, 2003; Zhong et al., 2011; Auguste et al., 2013). Sin embargo, los valores de C_d obtenidos en este estudio mediante el método de regresión no-lineal resultan comparables a los calculados para los bioclastos carbonáticos estudiados por Li et al. (2020) (Tabla 3.2). Las diferencias en sus propiedades físicas no afectan en mayor grado su comportamiento de caída, que puede considerarse análogo entre sí.

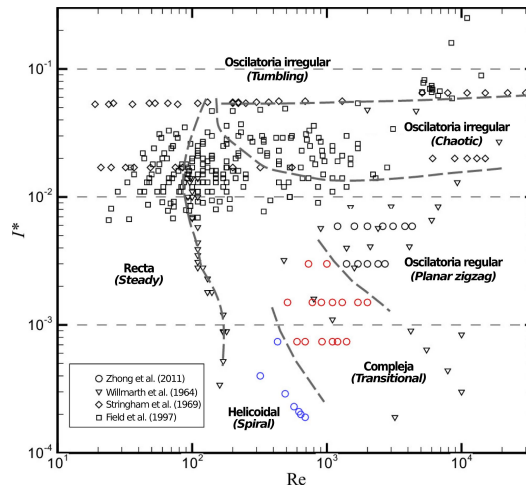
De esta forma, los valores obtenidos de C_d resultarían aplicables a partículas bioclásticas aplanadas ($FFC = 0.02-0.2$) con un rango de densidades de $\delta_s = 1040-2820 \text{ kg/m}^3$ dentro del régimen transicional de flujo ($Re_{Dn} = 100-1000$). Se destaca que dichas condiciones comprenden a sedimentos bioclásticos con microestructuras porosas que suelen presentar densidades relativamente bajas ($\delta_s < 2000 \text{ kg/m}^3$, de Kruijff et al., 2021). Más aún, el hecho de que dicha variedad de bioclastos aplanados presenten comportamientos de caída similares entre sí, con las diferencias en su velocidad de caída generadas principalmente por la variación en densidad, valida la aplicación de otras relaciones empíricas que permiten predecir la velocidad de caída de este tipo de partículas en el rango de densidades analizado (por ejemplo, las obtenidas por Li et al., 2020).

3.3.3.4. Régimen de flujo y trayectorias de caída

Las trayectorias de caída observadas permiten determinar el régimen de flujo imperante. El rango de valores de Re_{Dn} comprendido en este estudio, $Re_{Dn} = 20-500$, corresponde generalmente al régimen transicional de flujo ($1 < Re_{Dn} < 10^5$), que se compone de diferentes estadios. En el intervalo de $Re_{Dn} = 1-100$ el flujo alrededor de la partícula en caída se caracteriza por la producción de pequeños vórtices estables detrás de ella; las partículas que caen en este régimen presentan trayectorias verticales, con la superficie de máxima proyección de las partículas dispuesta horizontalmente (Willmarth et al., 1964; Stringham et al., 1969). En $Re_{Dn} = 100$ el flujo se vuelve inestable por el desarrollo de vórtices de mayor dimensión detrás de las partículas, que oscilan periódicamente en forma bi- o tri-dimensional. La orientación de las partículas en este régimen se caracteriza por cierta inclinación de su superficie de máxima proyección con respecto a la vertical y por su variación periódica en función del desarrollo de los vórtices. En estudios realizados sobre partículas artificiales con forma de discos o placas ($D_e \ll D_i$), distintos autores (Willmarth et al., 1964; Stringham et al., 1969; Field et al., 1997; Zhong et al., 2011) han registrado la transición entre distintos tipos de trayectorias en función del

número de Reynolds y del momento de inercia adimensional ($I^* = \frac{\pi \delta_s^* D_c}{64 \delta_f^* D_p}$; Fig. 3.25). En términos generales observaron la ocurrencia de trayectorias rectas, desarrolladas en el primer estadio del régimen transicional, hasta valores de $Re = 100$. Al aumentar I^* (es decir, al aumentar el espesor y/o la densidad de las partículas) y Re , registraron una transición de trayectorias helicoidales a transicionales (desplazamientos en espiral combinados con movimiento oscilatorio) y luego a oscilatorias regulares. A partir de ciertos umbrales de I^* , los autores mencionados registraron trayectorias caóticas e irregulares. Las trayectorias helicoidales y giratorias, que se registraron en forma minoritaria en el caso de partículas artificiales, fueron frecuentemente registradas por Maiklem (1968); Braithwaite (1973); Smith y Cheung (2003) al estudiar sedimentos bioclásticos. Smith y Cheung (2003) atribuyeron esta diferencia a la irregularidad y asimetría de los bioclastos estudiados, factores secundarios de forma que aparecen fuertemente pronunciados en las partículas bioclásticas naturales. Los autores afirmaron que el efecto de forma produce un importante aumento del coeficiente de arrastre de los bioclastos con respecto al de las partículas esféricas, y llevan el límite entre el régimen laminar y el transicional a valores de $Re < 100$. En las curvas de C_d vs. Re obtenidas por Smith y Cheung (2003); Li et al. (2020) para partículas bioclásticas con bajos factores de forma se aprecia una importante disminución de la pendiente para $100 < Re < 1000$, con valores relativamente constantes de C_d .

Figura 3.25.: Relación entre I^* y Re , modificado de Zhong et al. (2011). Se indican las categorías de trayectorias aquí utilizadas y las originales en inglés.



En los presentes experimentos se registró el límite entre las trayectorias verticales estables (recta y giratoria) y aquellas con inestabilidades vinculadas al desarrollo de vórtices (oscilatorias regulares y complejas) alrededor de $Re_{Dn} = 80-100$ (Fig. 3.23). Se registró

un segundo umbral para $Re_{Dn} = 200$ (Fig. 3.23), que marca el pasaje de trayectorias inestables periódicas (oscilatorias regulares y helicoidales) a caóticas (irregulares).

El pasaje de trayectorias helicoidales a complejas y luego irregulares observado para partículas de diámetro constante y factor de forma creciente (Fig. 3.22) se corresponde bien con la transición representada en la Figura 3.25 para valores crecientes de I^* . La aparición de una componente fuertemente oscilatoria en el desplazamiento se daría por las mayores fuerzas inerciales asociadas al aumento en el espesor y/o densidad de las partículas.

Resulta llamativa la dominancia de las trayectorias con una componente rotacional (giratorias, helicoidales y complejas), que ocurren incluso dentro del rango del régimen laminar ($Re_{Dn} < 100$) junto con las trayectorias rectas (Fig. 3.23). Se interpreta, de acuerdo con Smith y Cheung (2003), que la frecuente ocurrencia de estas trayectorias se debe a la importante irregularidad y asimetría de las partículas bioclásticas estudiadas. La asimetría en la distribución de la carga es más pronunciada aún en los bioclastos organo-fosfáticos estudiados dada la distribución fuertemente variable de densidad y espesor a lo largo de las conchillas.

3.4. Velocidad friccional crítica para el inicio del movimiento

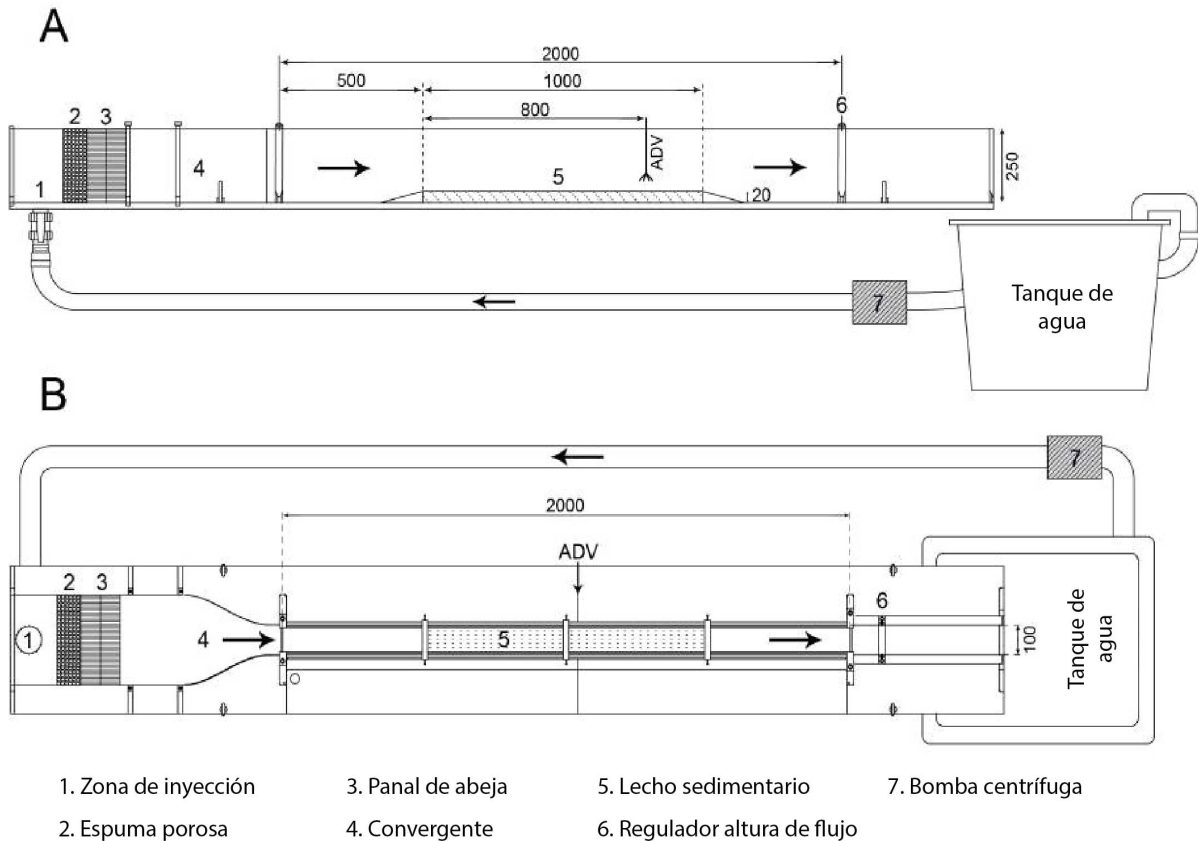
3.4.1. Metodología

3.4.1.1. Canal de flujo unidireccional

Se utilizó un canal abierto recirculante sin pendiente (Fig. 3.26) bajo condiciones de flujo unidireccional. La sección de ensayo donde se ubica el lecho sedimentario tiene 2 m de largo, 10 cm de ancho y 25 cm de altura. El agua es impulsada y recirculada por una bomba centrífuga apta para el tránsito de agua con sedimentos, con una capacidad máxima de $53 \text{ m}^3/\text{H}$. La zona de inyección de agua puede presentar una intensa turbulencia debido a la expansión del flujo. Para reducirla y estabilizar el flujo ingresante, el sector previo a la sección de ensayo se estructura de la siguiente forma: presenta un segmento relleno por espuma de poliuretano porosa, seguida por una serie de conductos elongados con sección en forma de panal de abeja, y por un segmento convergente de geometría aflautada (Fig. 3.26). Aguas abajo de la sección de ensayo, el canal tiene dos

hendidias laterales que permiten insertar una serie de piezas plásticas perforadas; estas actúan como barrera contra el flujo y permiten regular en forma general su velocidad y altura. El regulador de potencia de la bomba permite controlar más precisamente el caudal y, por ende, la velocidad.

Figura 3.26.: Esquema del canal recirculante, vista en sección (A) y en planta (B). Modificado de Rieux et al. (2019).



3.4.1.2. Protocolo experimental

Para cada experimento se conformó un lecho sedimentario de bioclastos organo-fosfáticos en la sección de ensayo. Este se formaba dejando caer manualmente los bioclastos para que se depositaran por decantación. Para ello se generaba una columna de agua con la menor velocidad de flujo posible, de la siguiente manera: se bloqueaba la salida del canal con piezas de espuma de poliuretano poco permeable y se regulaba la bomba a un bajo caudal ($2 \text{ m}^3/\text{H}$), formando una columna de agua de aproximadamente 20 cm de altura. El lecho sedimentario así formado tenía un largo de 70–90 cm y un espesor de 1.0–2.5

cm. En todos los experimentos se buscó maximizar las dimensiones del lecho en función del material sedimentario disponible para garantizar que el flujo se encontrara completamente desarrollado en el punto de medición de la velocidad de corriente (maximizando el largo del lecho), y que la señal recibida por el instrumental de medición fuera óptima (maximizando el espesor). La parte delantera del lecho se formaba con una geometría de rampa, aumentando su espesor progresivamente en los primeros 10 cm para reducir la turbulencia en el ingreso del flujo asociada al límite entre la superficie del canal y el lecho sedimentario. Más allá del segmento inicial en rampa, se medía el espesor del lecho sobre la pared del canal en diferentes puntos para comprobar que el mismo resultara uniforme. La parte trasera culminaba en una rampa de PVC. El instrumental de medición se situaba 10 cm antes del final del lecho, para garantizar que no hubiera un efecto en las velocidades de flujo medidas asociado a la presencia de la rampa de salida.

Los ensayos y mediciones de la velocidad friccional crítica consistían en la conformación del lecho sedimentario, seguida por el aumento progresivo de la velocidad de corriente hasta alcanzar la velocidad crítica. La situación de inicio del transporte se determinó visualmente a partir de la definición de estadios cualitativos de transporte (Kramer, 1935; Delft Hydraulics, 1972). Se realizaron observaciones sobre los primeros movimientos y desplazamientos realizados por los sedimentos bioclásticos organo-fosfáticos, con aumentos progresivos y escalonados de la velocidad de corriente, a partir de los cuales se realizó una adaptación de los estadios de transporte sedimentario clásicamente definidos por Kramer (1935).

Como han demostrado otros autores, la exposición prolongada del lecho a velocidades sub-críticas produce su acorazamiento y un aumento significativo de las velocidades críticas de transporte, debido al imbricamiento de las partículas entre sí y su acomodamiento hacia posiciones más estables (Paphitis y Collins, 2005; Weill et al., 2010; Rieux et al., 2019). Para garantizar bajos tiempos de exposición del lecho a velocidades sub-críticas, se realizaron ensayos previos para cada fracción granulométrica en los que se determinó en forma aproximada el rango de condiciones de flujo (caudal y altura de la columna de agua) correspondiente a la velocidad friccional crítica. Luego se procedía con las mediciones, en las que se mantenía fijo el caudal dentro del rango determinado y se reducía la altura de la columna de agua produciendo un aumento gradual de la velocidad hasta alcanzar la situación de inicio del transporte, punto en el cual se realizaba la medición del perfil de velocidad.

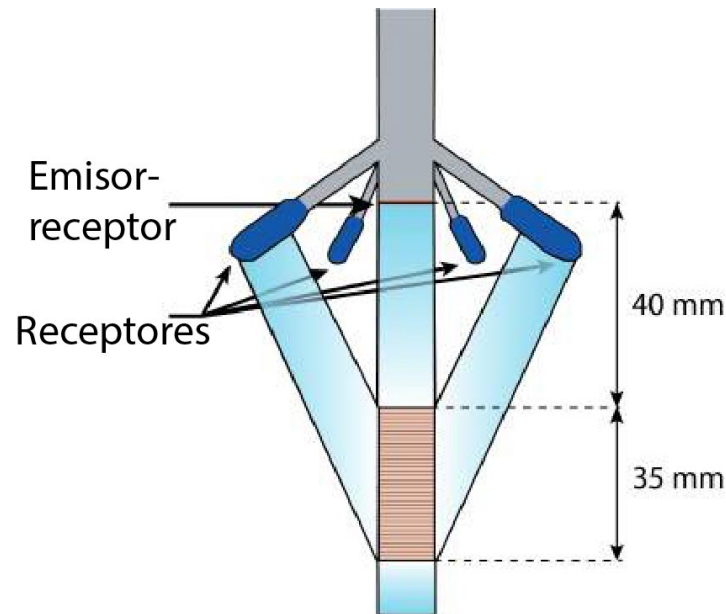
3.4.1.3. Mediciones con velocimetría acústica Doppler (ADV)

Principios de funcionamiento del instrumental Las velocidades críticas de transporte en el fondo fueron calculadas a partir de perfiles de velocidad próximos a la interfaz agua-sedimento (ver Sección 3.4.1.4). Las mediciones de los perfiles se realizaron con un velocímetro acústico Doppler (perfilador marca Nortek, modelo Vectrino). El sensor consiste en un emisor-receptor acústico central dispuesto verticalmente, rodeado por cuatro receptores a 90° entre sí que inclinan 30° con respecto a la horizontal (Fig. 3.27). El emisor envía una serie continua de impulsos a 10 MHz que se propaga por la columna de agua e impacta sobre las partículas en suspensión. Las mismas devuelven una señal que sufre un defasaje de frecuencia en función de su velocidad de desplazamiento (efecto Doppler); los sensores captan la señal que permite calcular la velocidad de las partículas, considerada equivalente a la del flujo. Los 4 receptores permiten calcular un vector de velocidad horizontal paralelo al flujo (u), otro horizontal perpendicular al flujo (v) y dos vectores verticales (w_1 y w_2), con una precisión de $\pm 0,5\%$ del valor medido (NortekAS).

El emisor-receptor central también registra la posición del lecho sedimentario en la vertical: para ello emite una señal a una frecuencia de 1 Hz y registra la profundidad de máxima intensidad del eco que recibe, identificada como la posición de la superficie rígida. De esta forma el instrumental registra simultáneamente las mediciones de velocidad y la posición vertical del lecho, que tomará como referencia para construir el perfil de velocidad.

Error en la medición generado por efectos espaciales El perfilador Vectrino permite obtener un perfil de velocidad de 35 mm de largo máximo, comprendido entre los 40 y 75 mm de distancia vertical al emisor-receptor. La calidad de la señal a lo largo del mismo es representada por el parámetro SNR («signal-to-noise ratio» o relación entre la señal y el ruido) que da una medida de la amplitud de la señal acústica en relación al ruido de fondo. Comúnmente el perfil vertical de SNR no es homogéneo, sino que registra una zona de máxima calidad de la señal a aproximadamente 50 mm de distancia del emisor (comúnmente denominada «sweet spot», Nortek; aquí denominada zona óptima de señal, ZOS) y un empeoramiento de la misma al alejarse de ella, definiendo una curva con forma de parábola (Brand et al., 2016). Esto se debe a la distribución espacial del ruido producida por la geometría del sensor, que genera una zona de máximo solapamiento de la señal entre los 4 receptores fuera de la cual empeora su calidad (Fig. 3.27). La distribución parabólica del ruido a lo largo del perfil puede afectar los perfiles de velocidad obtenidos, generando su desviación de los valores teóricos esperados o de aquellos

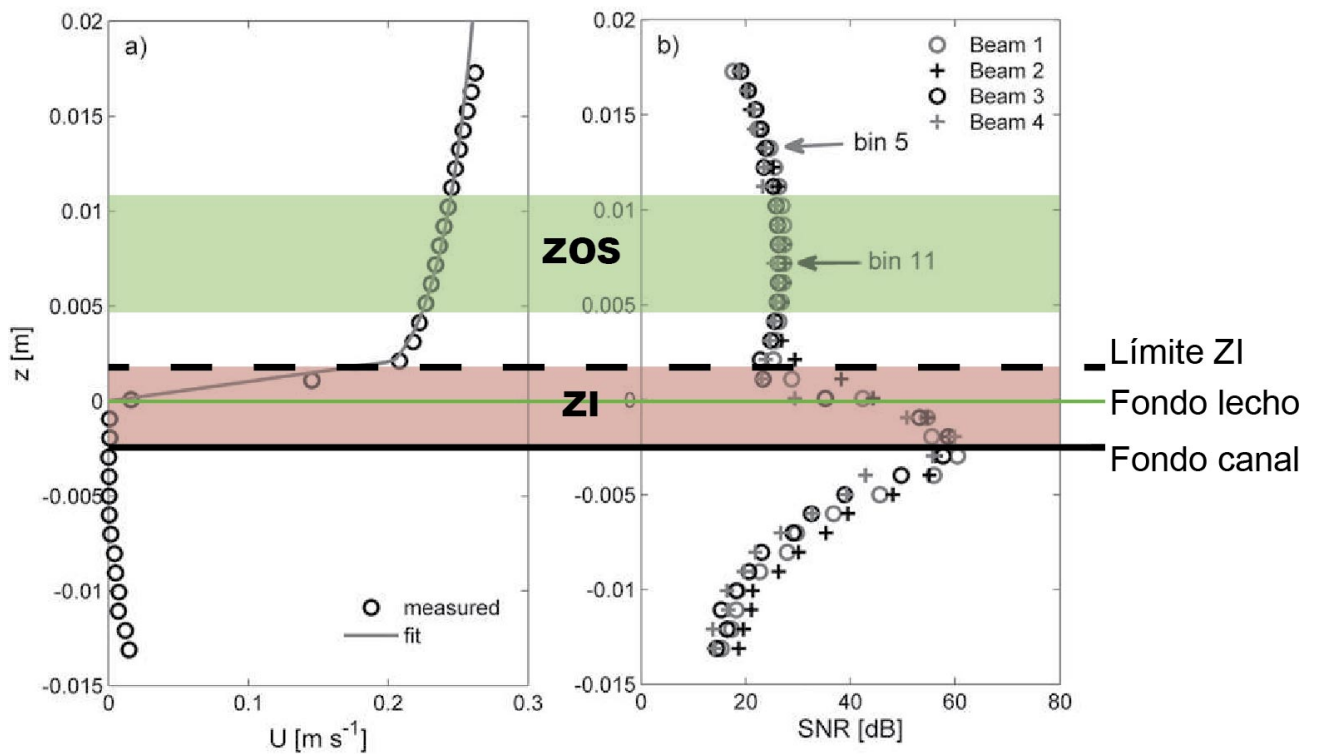
Figura 3.27.: Esquema del sensor del perfilador Nortek Vectrino, conformado por un emisor-receptor central y 4 receptores periféricos. Modificado de Rieux (2018).



medidos por otros instrumentos (*i.e.* Brand et al., 2016; Koca et al., 2017; Fig. 3.28).

Existen además ciertos fenómenos que pueden afectar la calidad de la señal al realizar mediciones en proximidad al lecho sedimentario. Las reflexiones en la interfaz agua-sedimento generan una zona de interferencia (ZI) que puede afectar tanto las mediciones de velocidad como la estimación de la distancia al fondo; esta zona presenta altos valores de SNR dado que la interferencia es captada por el sensor como señal y no como ruido, y su límite superior se marca por un mínimo de SNR (Thomas et al., 2017; Fig. 3.28). La extensión de la ZI depende del material que conforma el lecho. En los experimentos realizados por Koca et al. (2017) se encontró que los materiales más porosos generan ZI menos extensas por ser menos reflectivos, lo que produce menor error en las mediciones de velocidad cercanas al fondo. Sin embargo, esto implica que la señal penetra dentro del lecho por lo que la interfaz agua-sedimento queda pobremente definida, afectando las mediciones de la distancia vertical (Koca et al., 2017). Adicionalmente, en canales cuyas bases se componen de materiales muy reflectivos la reflexión sobre el fondo puede generar una señal más intensa que la interfaz agua-sedimento, generando ZI extensas o produciendo mediciones espúreas de distancia al fondo.

Figura 3.28.: Efectos espaciales en la medición, ilustrados en un perfil vertical de velocidad media (izquierda) y de calidad de la señal expresada como SNR («signal-to-noise ratio», razón entre la señal y el ruido medida en decibeles) tomados de Brand et al. (2016). En la parte superior del perfil se observa la ZOS (zona óptima de señal), caracterizada por valores altos de SNR y buena concordancia entre las velocidades medidas y los valores teóricos; fuera de la ZOS disminuyen los valores de SNR y se observa una divergencia con respecto a los valores teóricos de velocidad. En la parte inferior del perfil se observa la ZI (zona de interferencia), comprendida entre el seno y el pico del perfil de SNR, caracterizada por mayor dispersión en la curva de velocidad media.

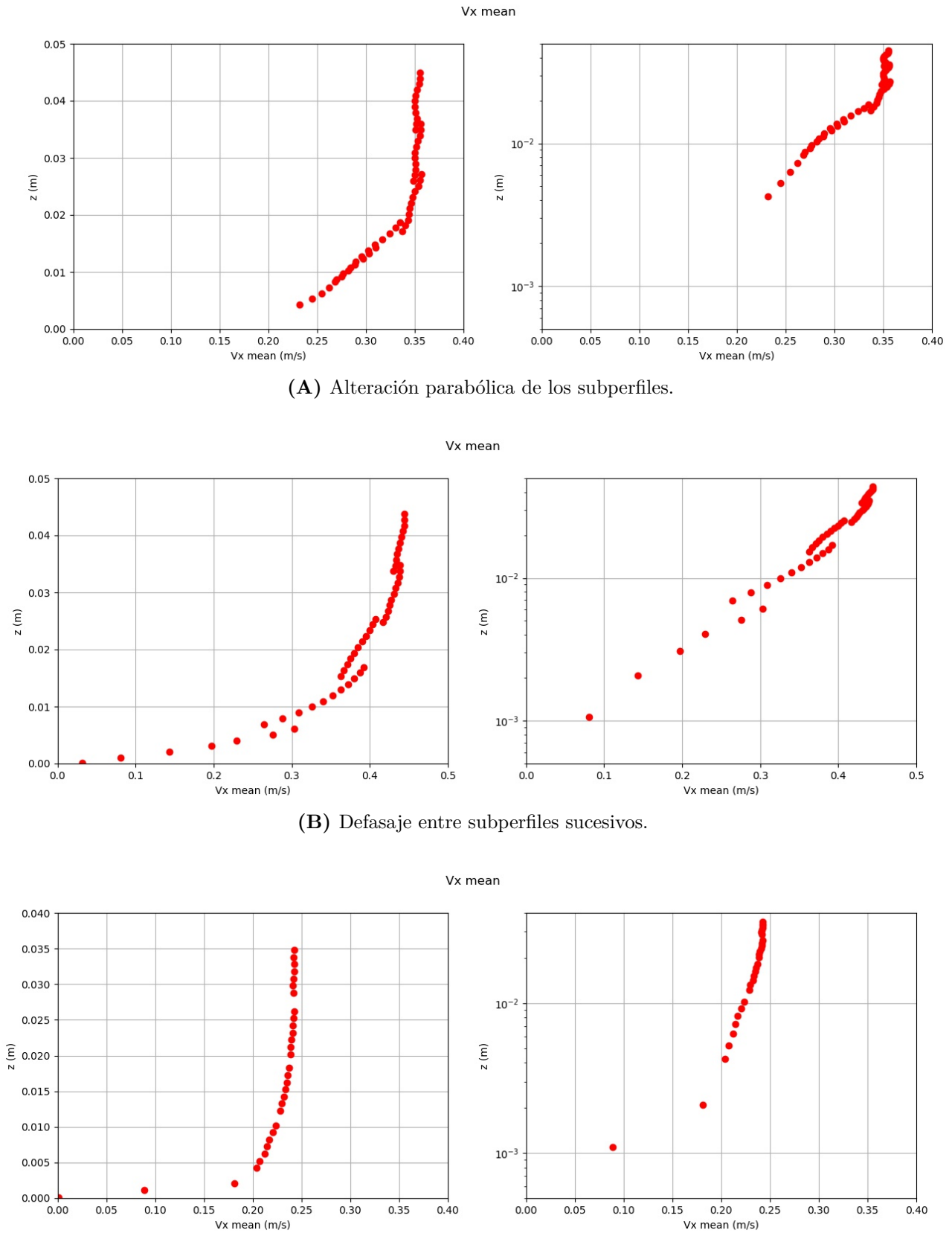


Protocolo y puesta a punto de las mediciones de velocidad En función de las características del instrumental descritas anteriormente, se buscó maximizar la precisión de los resultados aumentando la intensidad de la señal acústica y disminuyendo el ruido. Además, se realizaron al menos 5 repeticiones por moda granulométrica, con una mayor cantidad de repeticiones para los experimentos donde se observó mayor variabilidad. Durante las mediciones se alimentó el flujo con material arcilloso para mantener una concentración de material en suspensión suficiente para garantizar valores elevados de SNR. Para minimizar el error en las mediciones asociado a la pérdida de señal fuera de la ZOS, los perfiles totales de velocidad se compusieron a partir del encadenamiento de varios subperfiles más pequeños, de forma tal que la ZOS ocupara la mayor parte de cada subperfil (Rieux et al., 2019). Se medían 5 subperfiles en forma sucesiva con algunos milímetros de solapamiento entre sí, comenzando desde las posiciones más cercanas al lecho, obteniéndose perfiles generales de velocidad de algunas decenas de milímetros (25–45 mm).

Durante los ensayos iniciales se observaron efectos espúreos repetitivos en algunos de los perfiles de velocidad obtenidos que afectaban la forma del perfil y, por ende, la determinación de la velocidad friccional crítica (Fig. 3.29). Se observó en algunos casos una pronunciada alteración parabólica de los subperfiles de velocidad que evidenciaba la reducción de la ZOS a un rango de 6 mm en torno a la celda central de los subperfiles (Fig. 3.29A), y se asociaba generalmente a perfiles con una baja relación SNR. Por otro lado, se registró también en algunos casos un defasaje significativo entre subperfiles sucesivos, asociado a variaciones de baja frecuencia en la velocidad media del flujo o bien en la distancia vertical al fondo (Fig. 3.29B). En algunos perfiles se encontraron en forma conjunta ambos tipos de defectos.

Dada la magnitud de los defectos se realizó una serie de ensayos en los que se monitorearon en tiempo real las variaciones de la velocidad media, SNR y distancia vertical al fondo para identificar los factores causantes, y se observaron algunos fenómenos que afectaban las mediciones. Se identificó la presencia de burbujas en el flujo, producida por la incorporación de aire en la caída libre de agua de la salida del canal hacia el tanque. Esta generaba variaciones de baja frecuencia en el caudal (y, por ende, en la velocidad de corriente) debido al ingreso de las burbujas en la bomba, y también un incremento en el ruido de la señal debido a la adhesión de las burbujas a los receptores del instrumental de medición. Este fenómeno resultaba más pronunciado en las corridas con altos caudales o de larga duración. Se observaron también variaciones en la topografía del lecho por compactación, reacomodamiento de las partículas o erosión, que afectaban

Figura 3.29.: Alteraciones en los perfiles de velocidad, escala lineal (izquierda) y logarítmica (derecha).

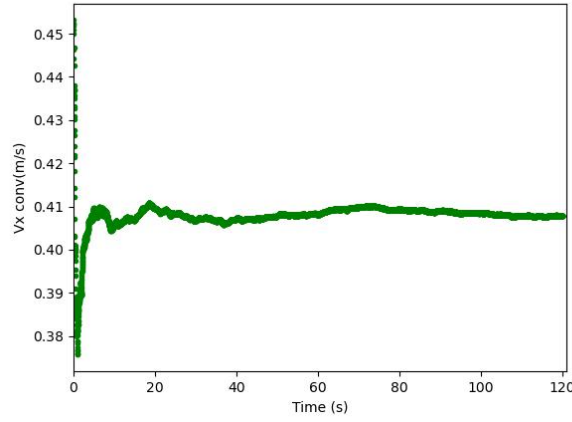


las mediciones de distancia vertical al fondo. A su vez se observaron oscilaciones en la medición de la distancia vertical al fondo, producidas cuando el instrumental registraba las reflexiones del piso de acrílico del canal, que era detectado como la superficie del lecho sedimentario; este eco, producido por la alta porosidad del lecho bioclástico, se reducía al aumentar su espesor.

En función de este análisis se resolvió una serie de ajustes al protocolo experimental. En forma previa al comienzo de cada experimento se verificó que el espesor del lecho fuera suficiente para neutralizar las reflexiones del piso del canal. Para reducir la generación de burbujas en el flujo se rellenó el tanque de agua de espuma porosa, lo que redujo la turbulencia generada en la caída libre de agua. A su vez, durante los experimentos se reguló la altura de la columna de agua y velocidad de la corriente en forma tal de reducir el caudal necesario para alcanzar la velocidad friccional crítica de cada fracción granulométrica. Finalmente, se decidió minimizar los tiempos de ejecución de cada experimento para evitar el reflujo prolongado de la masa de agua y la acumulación de burbujas en la misma, y a su vez reducir las variaciones topográficas de la superficie del lecho sedimentario. Para ello se reexaminaron los datos obtenidos en los ensayos iniciales, analizando la variación en la velocidad media (promediada al tiempo T) durante el tiempo total de medición de cada subperfil (120 segundos; se muestra un ejemplo en la Fig. 3.30). Se encontró que las fluctuaciones de alta frecuencia (asociadas a variaciones instantáneas en la velocidad de flujo, perturbaciones en la medición o ruido en la señal) se neutralizaban en general para $T = 60$ s, alcanzándose cierta estabilidad en torno a $T = 80$ – 100 s. Por el contrario, se observaron variaciones de baja frecuencia en la velocidad media que no llegaban a estabilizarse para $T = 120$ s, que corresponderían al defasaje observado entre subperfiles. En función de este análisis se definió un tiempo de medición de 90 segundos.

Los ajustes metodológicos permitieron reducir los defectos de los perfiles de velocidad en la mayoría de los ensayos (Fig. 3.29C); los perfiles en los que persistieron las alteraciones y aquellos obtenidos previamente a la puesta a punto del protocolo fueron tratados de forma tal de corregirlas. En los perfiles que presentaban alteraciones parabólicas sólo se incorporaron al análisis los puntos correspondientes a la zona central de cada subperfil, que registraban menor desviación; de esta forma, se produjeron perfiles generales discontinuos pero que abarcaban la mayor parte de la extensión original del perfil (Fig. 3.29C). En los que presentaban un defasaje regular entre subperfiles, se incorporó al análisis el total de los subperfiles de forma tal que el ajuste obtenido resultaba del promedio entre las oscilaciones de los subperfiles de velocidad.

Figura 3.30.: Variación en la velocidad horizontal media acumulada (V_x) en función del tiempo de medición (T). Valores de V_x registrados en la zona central de un subperfil.



3.4.1.4. Parámetros hidrodinámicos

En este estudio la situación de inicio del transporte se describió hidrodinámicamente mediante las velocidades críticas próximas al lecho. Sus valores se calcularon a partir de los perfiles de velocidad registrados en la capa límite, la zona del flujo próxima a la superficie del sedimento cuyas velocidades se ven perturbadas por la fricción con el mismo. La estructura de la capa límite depende de su régimen hidráulico dado por el número de Reynolds de la partícula (Re_p), que al investigar el flujo en torno al lecho depende de la velocidad próxima al mismo (u^*), del diámetro de la partícula (D) y de la viscosidad cinemática (ν):

$$Re_p = \frac{u^* \times D}{\nu}$$

Las capas límite en flujos hidráulicamente lisos ($Re_p \leq 5$) se componen de una subcapa viscosa milimétrica próxima a la interfase sedimento-agua, seguida de una capa turbulenta centimétrica definida por un perfil de velocidad logarítmico. Cuando $5 \leq Re_p \leq 70$, se dice que el flujo es de transición. La subcapa viscosa es más delgada y se descompone intermitentemente por ráfagas turbulentas, ya que la altura de rugosidad del lecho (dada por el diámetro de las partículas) pasa a ser del mismo orden de magnitud que la altura de la subcapa viscosa. Para flujos hidráulicamente rugosos ($Re_p \geq 70$), no se desarrolla una subcapa viscosa sino que la subcapa turbulenta se extiende hasta la interfase sedimento-agua. La formulación general de la distribución de velocidades en

la capa logarítmica turbulenta resulta independiente del régimen hidráulico del flujo, y se denomina ley de la pared:

$$u(z) = \frac{u^*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (3.10)$$

donde $u(z)$ es la velocidad media del flujo en la elevación z sobre el lecho, κ es la constante de von Karman (aproximadamente 0,4) y z_0 es la distancia vertical desde el lecho a la que la velocidad predicha por la ley de la pared es igual a cero; este valor es teórico ya que la ley de la pared no tiene validez en regiones inmediatamente adyacentes al fondo.

En las determinaciones de la velocidad friccional crítica (u_c^*), una vez iniciada la situación de inicio del transporte, el valor de u^* se calculó mediante la regresión lineal de la Ecuación 3.10 sobre perfiles de velocidad próximos al lecho graficados con escala logarítmica. Con dicho valor se calculó el esfuerzo cortante crítico del lecho (τ_c):

$$\tau_c = \delta_f \times (u_c^*)^2$$

A partir del esfuerzo cortante es posible calcular el parámetro de Shields (θ), una variable adimensional que representa la relación entre la fuerza de cizalla ejercida por el fluido sobre una partícula estándar del lecho sedimentario y el peso sumergido de la misma:

$$\theta = \frac{\tau}{(\delta_s - \delta_f)gD_{sv}}$$

El valor crítico del parámetro de Shields (θ_c) calculado a partir del esfuerzo cortante crítico (τ_c) es frecuentemente utilizado en los estudios sobre transporte sedimentario ya que permite determinar el umbral de inicio del movimiento bajo condiciones variables y en sedimentos de diferentes densidades. Sin embargo, no tiene en cuenta la forma de la partícula, que influye directamente en el arrastre del flujo alrededor de la misma y, por tanto, en la resistencia del grano al flujo; y tampoco incorpora los efectos de fricción intergranular que ocurren en los lechos sedimentarios formados por partículas de forma irregular. En cambio, el número de movilidad (Mn) incorpora parcialmente estos efectos ya que depende tanto de la velocidad friccional crítica como de la velocidad de caída de las partículas:

$$Mn = \frac{u_c^*}{w_s}$$

Este parámetro resulta de interés ya que permite evaluar la tendencia de los sedimentos a transportarse y de qué modo lo harán (carga de lecho, suspensión) en función de su diámetro, densidad y forma (Liu, 1957; Komar y Clemens, 1986).

3.4.2. Resultados

El conjunto de parámetros físicos, morfométricos e hidrodinámicos medidos se sintetiza en el Anexo C; a continuación se presenta una descripción de los resultados obtenidos.

3.4.2.1. Inicio del transporte y comportamiento de los bioclastos a velocidades subcríticas

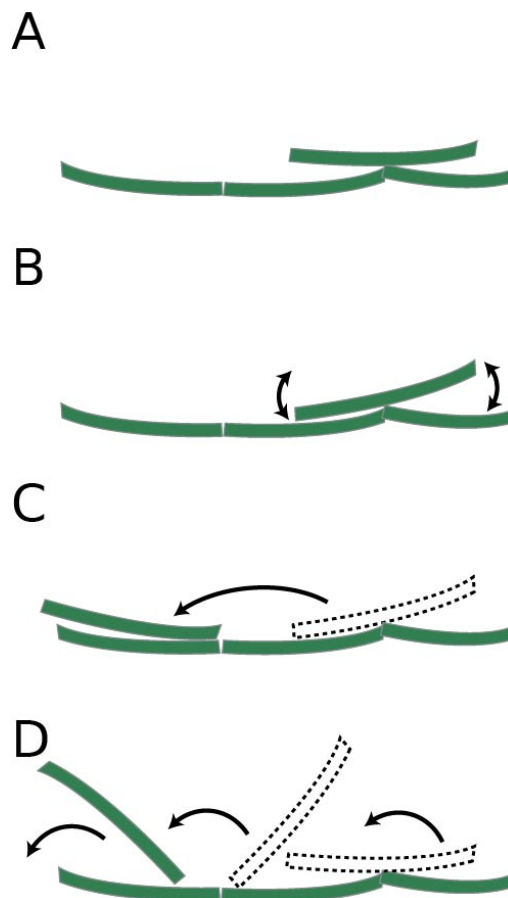
Durante los ensayos se observó que al aumentar la velocidad de corriente los bioclastos apoyados sobre la superficie del lecho atravesaban la siguiente serie de movimientos (Fig. 3.31): A. Ningún movimiento, B. Vibración y basculaciones periódicas, C. Pivoteo y reacomodamiento a una posición con inclinación corriente arriba, más estable hidrodinámicamente, D. Desplazamiento (incorporación al flujo).

Bajo determinada velocidad de corriente, podían observarse simultáneamente partículas con diferentes tipos de movimientos entre A–D (Fig. 3.31). Asimismo, se observó que los bioclastos más delgados y menos densos correspondientes a las partes marginales —particularmente la anterior— de la conchilla tienden a erosionarse y transportarse preferencialmente a menores velocidades que aquellos correspondientes a sectores internos. Se registraron dos situaciones asimilables a los estadios de transporte definidos por Kramer (1935):

1. Transporte de las partículas más delgadas en sectores aislados en números suficientemente pequeños para ser contadas en un área pequeña. Vibración, basculamiento y ocasionalmente reacomodamiento de parte de las partículas del lecho.
2. Transporte de las partículas delgadas y las espesas sobre toda la extensión del lecho, en números demasiado grandes para ser contadas. Vibración, basculamiento y reacomodamiento de la mayoría de las partículas del lecho.

El primero de los estadios resulta comparable al movimiento débil de Kramer (1935) («las partículas más pequeñas se encuentran en movimiento en sectores aislados y pueden ser

Figura 3.31.: Distintos tipos de movimientos producidos por las partículas ante velocidades crecientes: A. Ningún movimiento. B. Vibración y basculaciones. C. Pivoteo y reacomodamiento hacia posición hidrodinámicamente estable. D. Incorporación al flujo. La dirección del flujo en el esquema es hacia la izquierda.

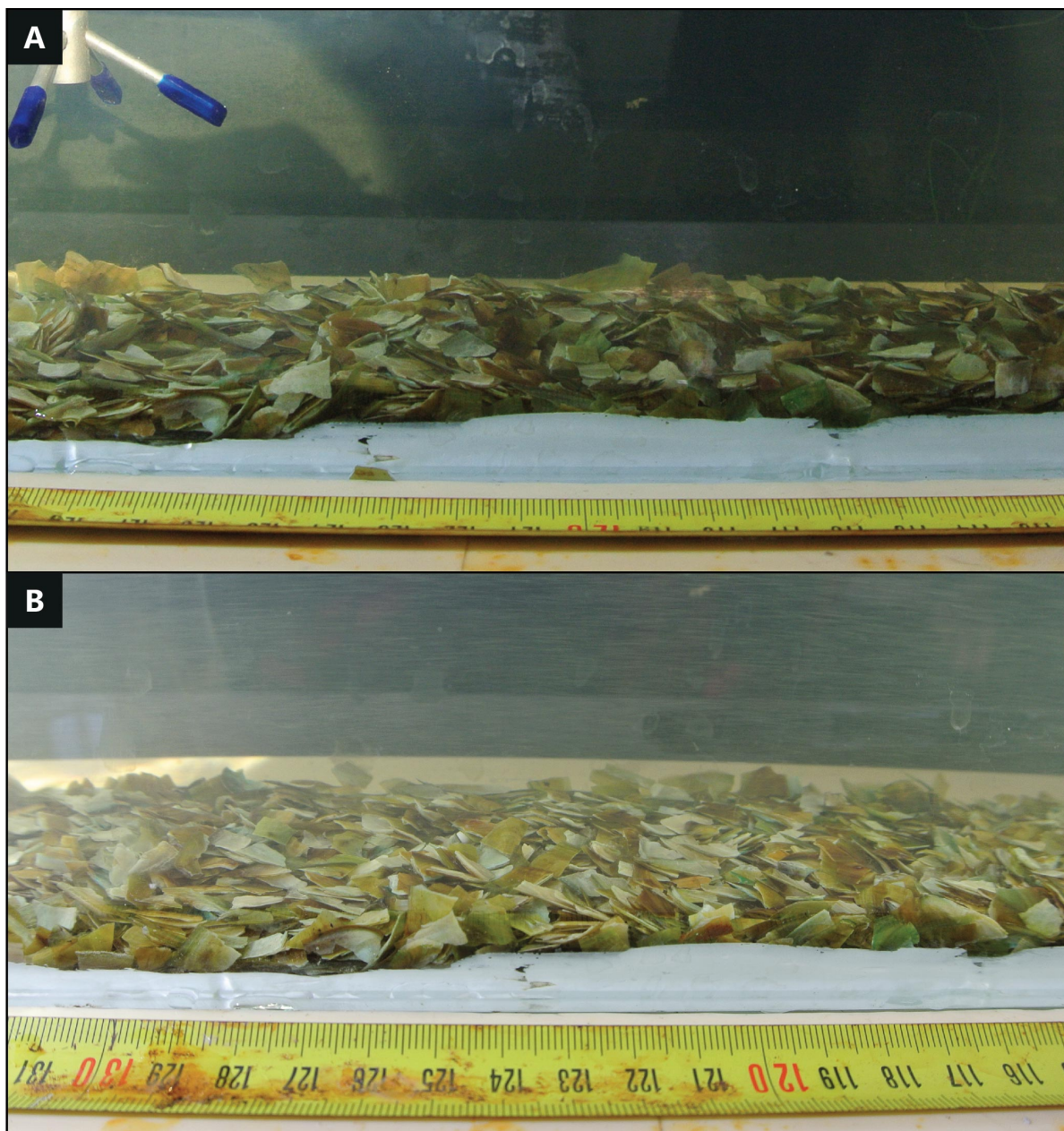


contadas por el observador en un área de 1 cm^2 »), mientras que el segundo correspondería al estadio medio («las partículas de tamaño medio se encuentran en movimiento en cantidades demasiado grandes para ser contadas, y el movimiento no es local»). Por otro lado, el primer estadio se desarrollaba en un amplio rango de velocidades de corriente (22–35 cm/s para sedimentos bioclásticos de $D_{sv} = 5.15 \text{ mm}$) sin apreciarse un aumento significativo del ritmo de transporte, ni resultando sencillo definir un valor umbral de comienzo. Por el contrario, el segundo estadio se caracteriza por un aumento notable en el ritmo de transporte que ocurre a partir de cierto umbral de velocidades de corriente (35–37 cm/s), observándose un aumento progresivo del transporte a medida que aumenta la intensidad de corriente a partir de este punto. En función de los ensayos realizados, se eligió a la segunda situación como definitoria para medir la velocidad friccional crítica. Esta presenta el beneficio de producir resultados más robustos, en un rango de velocidades más acotado que la primera situación. Además, como se ha observado en otros estudios, en sedimentos mixtos los estadios medios y generales de transporte resultan más representativo del comportamiento del sedimento que los estadios iniciales ya que involucran el transporte de todas las fracciones sedimentarias presentes y no solamente las más móviles (U.S. Waterways Experimental Station, 1935; Buffington, 1999). Cabe aclarar que los valores de velocidad friccional crítica medidos de acuerdo a este criterio podrían resultar sobre-estimados con respecto a los medidos utilizando la determinación visual del «movimiento débil» (White, 1970; Mantz, 1977).

A lo largo de los ensayos realizados con un lento aumento de la velocidad de corriente (es decir, con exposición prolongada a velocidades subcríticas) se observaron episodios en los que el lecho se encontraba en el primer estadio aquí descripto, con frecuentes movimientos de vibración, basculamiento y reacomodamiento de gran parte de las partículas; pero luego de algunos minutos de continuar la exposición a velocidades sub-críticas y de que la mayor parte de los bioclastos de la superficie se reacomodara, cesaban los movimientos y el lecho se estabilizaba. Esto se repetía varias veces a lo largo de un experimento, alcanzándose durante las mismas una situación pre-crítica sin observarse transporte significativo de material. Como resultado de los sucesivos episodios de reacomodamiento de las partículas, la configuración inicial del lecho caracterizada por bioclastos con orientaciones variables y un empaquetamiento relativamente suelto, se modificaba a una caracterizada por bioclastos orientados mayoritariamente con inclinación corriente arriba, un empaquetamiento relativamente más apretado y un grado notable de compactación, observándose una disminución en la elevación media del lecho. En estos ensayos se registraron valores de velocidad friccional crítica superiores a

los registrados en lechos no expuestos a velocidades subcríticas ($u^*_c = 5.22\text{--}6.43$ cm/s; comparar con valores expuestos en la Tabla C.1 del Anexo C), lo que evidencia que la reestructuración de los sedimentos produjo un incremento de su resistencia a la erosión (es decir que se produjo el acorazamiento del lecho).

Figura 3.32.: Cambio en la disposición de los bioclastos organo-fosfáticos expuestos a flujo unidireccional con velocidades sub-críticas; la dirección del flujo es de derecha a izquierda. A. Situación inicial: conchillas con orientaciones variables. B. Situación final: conchillas inclinando corriente arriba mayoritariamente e imbricadas entre sí, lecho acorazado.



3.4.2.2. Velocidad friccional crítica (u^*_c)

En las mediciones de velocidad friccional crítica se obtuvieron valores de u^*_c entre 1.06 y 4.24 cm/s para diámetros de tamiz entre 0.65 y 5.15 mm (Tabla C.1 en Anexo C). Los valores de velocidad friccional crítica obtenidos resultan comparables a los de los bioclastos carbonáticos estudiados por Rieux et al. (2019), aunque son ligeramente menores (Fig. 3.33). Tanto los bioclastos carbonáticos como los organo-fosfáticos se encuentran dentro de la envolvente correspondiente al rango de valores presentado por sedimentos cuarzosos (Paphitis, 2001), por debajo de la curva correspondiente a los valores medios. En los diámetros más pequeños de los sedimentos bioclásticos (0.5–1 mm) los valores de u^*_c decrecen más pronunciadamente, quedando por debajo de la envolvente de sedimentos cuarzosos de Paphitis (2001). Con respecto a la equivalencia hidráulica de los sedimentos, para $D_{sv} > 1$ mm ambos tipos de bioclastos resultan aproximadamente equivalentes en términos de clases granulométricas a los sedimentos cuarzosos, mientras que para $D_{sv} < 1$ mm se genera una desviación entre los sedimentos bioclásticos y los siliciclásticos que aumenta al disminuir el tamaño de grano (Fig. 3.33). En el caso más extremo, los sedimentos bioclásticos tamaño arena gruesa resultan equivalentes en términos de velocidad friccional crítica a sedimentos siliciclásticos tamaño limo grueso a arena muy fina.

En el diagrama de Shields (θ_c vs. Re_p , Fig. 3.34) ambos tipos de bioclastos presentan una pendiente positiva para valores de Re_p entre 6.0 y 192.6. Esta forma sigue el patrón general de la curva de Shields en los valores más altos de Re_p , hasta $Re_p \simeq 20$; en este punto, la curva de Shields alcanza un mínimo y luego presenta una pendiente negativa, mientras que los bioclastos carbonáticos y organo-fosfáticos mantienen la tendencia previa. Por otro lado, se aprecia una importante diferencia en los valores de θ_c para ambos tipos de bioclastos, ubicándose los bioclastos organo-fosfáticos por encima de la curva de Shields y los carbonáticos por debajo.

Figura 3.33.: Variación de la velocidad friccional crítica (u^*_c) en función del diámetro de tamiz (D_{sv}). Comparación entre bioclastos organo-fosfáticos (este estudio), bioclastos carbonáticos (Rieux et al., 2019) y sedimentos cuarzosos (valores medios y envolvente, Paphitis 2001).

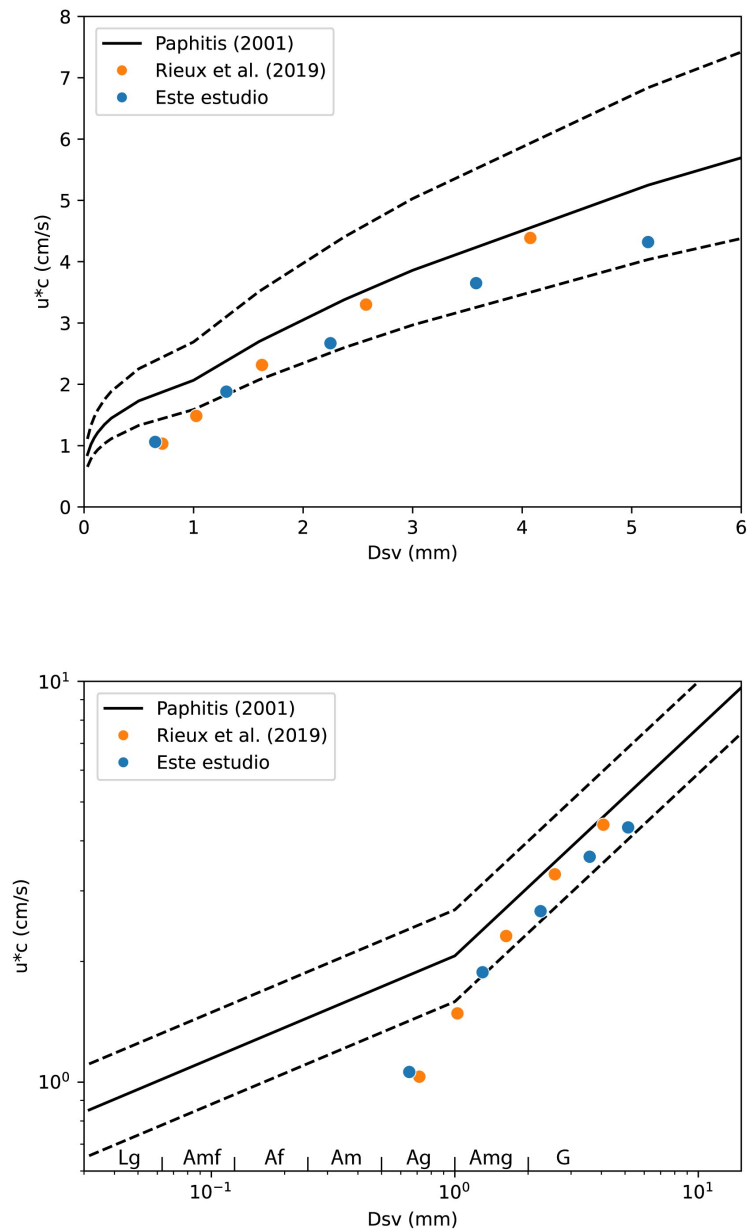
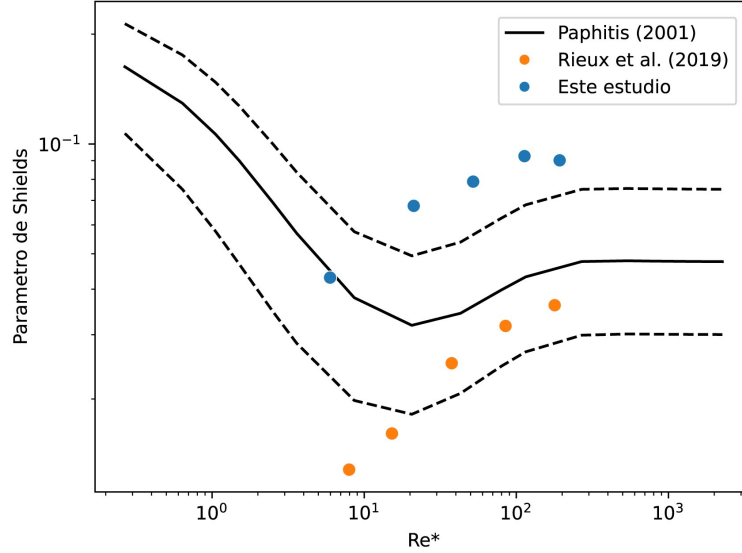


Figura 3.34.: Variación del valor crítico del parámetro de Shields (θ_c) en función del número de Reynolds de partícula (Re_p). Comparación entre bioclastos organo-fosfáticos (este estudio), bioclastos carbonáticos (Rieux et al., 2019) y sedimentos cuarzosos (valores medios y envolvente, Paphitis 2001).



3.4.2.3. Movilidad: relación entre u_c^* y w_s

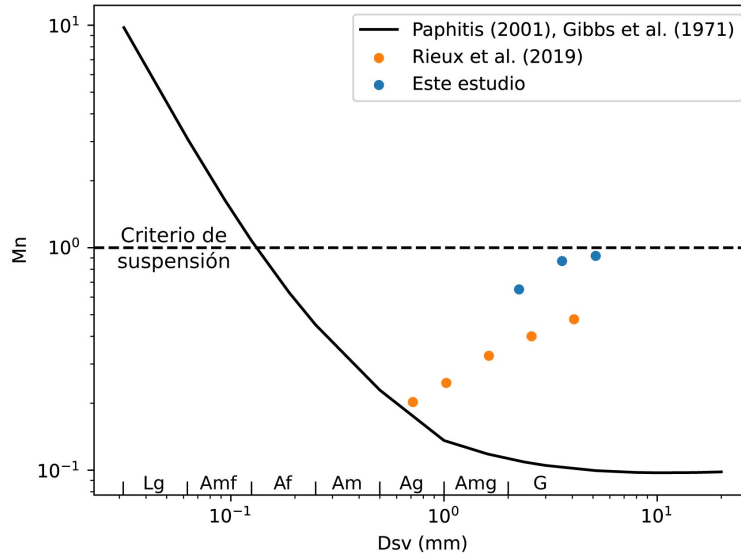
En la Figura 3.35 se representa la relación entre la movilidad de las partículas y el diámetro (Fig. 3.35A) o bien el número de Reynolds de partícula (Fig. 3.35B); en ambos diagramas se aprecia una tendencia similar. Las curvas de los bioclastos organo-fosfáticos y carbonáticos presentan mayor movilidad al aumentar D_{sv} o Re_p mostrando una tendencia contraria a la de los sedimentos cuarzosos. Los bioclastos organo-fosfáticos presentan mayor movilidad que los bioclastos carbonáticos. El número de movilidad permite evaluar el modo de transporte de los sedimentos de acuerdo con el criterio de suspensión (Middleton, 1976; Komar, 1985; Van Rijn, 1993), según el cual los sedimentos tenderán a transportarse en suspensión cuando la velocidad de corte exceda la velocidad de sedimentación:

$$\frac{u_c^*}{w_s} > 1$$

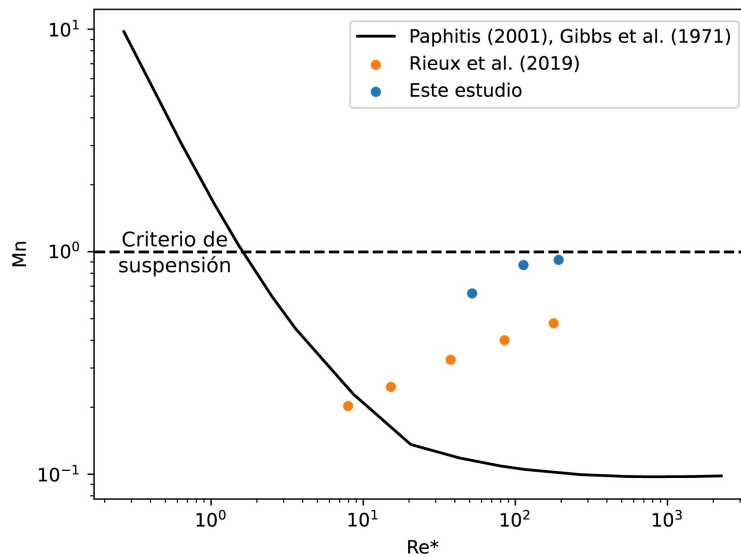
De acuerdo con este criterio, los bioclastos organo-fosfáticos y carbonáticos tienen tendencia a transportarse como carga de lecho cuando las velocidades de corte son próximas

a los valores críticos de inicio del transporte.

Figura 3.35.: Movilidad de los sedimentos bioclásticos, comparando entre bioclastos organo-fosfáticos (este estudio), bioclastos carbonáticos (Rieux et al., 2019) y sedimentos cuarzosos (Gibbs et al., 1971; Paphitis, 2001). Se indica el criterio de suspensión $\frac{u_*C}{w_s} > 1$. La escala granulométrica en el eje x se refiere a los sedimentos cuarzosos.



(A) Mn vs. D_{sv} .



(B) Mn vs. Re_p .

3.4.3. Discusión

3.4.3.1. Control de la forma sobre la velocidad friccional crítica

Los bioclastos organo-fosfáticos se destacan por presentar valores de u_c^* relativamente elevados, con velocidades críticas de transporte que resultan comparables a las de los bioclastos carbonáticos y sedimentos siliciclásticos, que los duplican en densidad (Fig. 3.33). Consecuentemente presentan valores relativamente elevados de θ_c , por encima de las curvas de los otros tipos de sedimentos analizados (Fig. 3.34). Esta importante resistencia a la erosión no se explica únicamente por las fuerzas gravitatorias que retienen a las partículas en el lecho, sino también por las fuerzas de fricción intergranular y otros factores relacionados con la forma de los sedimentos y la estructura del lecho.

En su modelo del balance de fuerzas de las partículas en el inicio del movimiento, Yager et al. (2018) encontraron que la influencia del peso sumergido en las fuerzas de resistencia al movimiento disminuye significativamente frente a las fuerzas de fricción intergranulares en las siguientes condiciones: A. cuando el ángulo de pivoteo de las partículas es mayor, B. las partículas se encuentran poco expuestas sobre el lecho, C. el efecto de entrelazamiento e imbricación entre partículas es más importante (generando fricción dentro del lecho). Estos factores son reflejo de la estructura del lecho, que depende de la distribución de formas y tamaños de las partículas así como de su empaquetamiento. En partículas de forma irregular, suele registrarse un aumento del ángulo de pivoteo y de las fuerzas de fricción que producen un incremento importante de la resistencia del lecho (Miller y Byrne, 1966; Mehta y Rao, 1985; Li y Komar, 1986; Carling et al., 1992; Stark et al., 2014; Yager et al., 2018). El ángulo de pivoteo se incrementa debido al aumento de la distancia horizontal entre los contactos intergranulares (puntos de pivoteo), mientras que el aumento de la fricción intergranular se explica por la multiplicación de los puntos de contacto entre las partículas. Con respecto a la exposición de los granos sobre la interfaz agua-sedimento, se ha reconocido como un factor clave que controla los esfuerzos críticos de transporte en ambientes naturales (Fenton y Abbott, 1977; Kirchner et al., 1990; Voepel et al., 2019; Hodge et al., 2020). Sin embargo, si bien se reconoce generalmente el control de la forma de las partículas sobre la exposición (Kirchner et al., 1990; Voepel et al., 2019; Hodge et al., 2020), hay pocos estudios que analicen sistemáticamente su efecto. Carling et al. (1992) estudiaron la variación de exposición entre gravas de diferentes formas ($CSF = 0.52-0.80$) y encontraron que las partículas más aplanadas tienden a presentar menor exposición. Por otro lado, Vinopal

y Coogan (1978) realizaron un estudio sobre la variación de la porosidad en función del empaquetamiento y la forma, comparando sedimentos artificiales de formas sencillas y sedimentos naturales biogénicos correspondientes a diferentes taxonomías. En el mismo encontraron que los sedimentos biogénicos de formas irregulares y/o cóncavo-convexas generan fábricas sedimentarias con mayor porosidad que los sedimentos artificiales de forma regular (con volúmenes sólidos de 17–45 % y 53–65 % respectivamente), ya que los granos irregulares interfieren entre sí generando mayor espaciamiento entre los contactos intergranulares y mayor proporción de espacios vacíos entre los granos; los sedimentos biogénicos con formas regulares como oolitas o arenas bioclásticas abrasionadas presentan un comportamiento similar al de los sedimentos artificiales (con volúmenes sólidos de 56–59 %). Dentro de las partículas biogénicas de forma irregular registraron una importante diferencia entre las formas más compactas de los corales y gastrópodos que presentan volúmenes sólidos relativamente elevados (36–52 %), y las formas de los bivalvos que al ser aplanadas pero marcadamente convexas presentan volúmenes sólidos relativamente bajos (17–32 %); el comportamiento de los últimos contrasta con el de los discos artificiales, que presentan empaquetamientos compactos en virtud de su forma aplanada y recta (62 %). Por otro lado, los sedimentos de formas irregulares presentaron mayor variación de la porosidad entre estados suelta- y densamente empaquetados, es decir que resultan más susceptibles a la compactación sin- o post-depositacional (Vinoopal y Coogan, 1978). La amplia variación en los valores de porosidad presentados por los sedimentos biogénicos se relaciona con la diversidad morfológica que los caracteriza. Si bien no se estudió en este caso la exposición de los granos, la misma puede vincularse con la porosidad de la fábrica sedimentaria. Asumiendo una distribución isótropa de la porosidad y un mismo diámetro de partícula, se puede suponer que un mayor volumen poral total en las partículas más irregulares se debe al mayor espaciamiento de los contactos intergranulares en las direcciones horizontal y vertical. Extrapolando las condiciones geométricas del volumen de sedimentos empaquetados a la parte superior del lecho sedimentario, la mayor proyección vertical de las partículas de forma irregular implicará un mayor grado de exposición sobre la superficie media del lecho. Se destaca que en mezclas sedimentarias con presencia de sedimentos más pequeños o de formas más compactas, los mismos presentarán un bajo grado de exposición al quedar ocultos entre las partículas de mayor proyección. En función de las variaciones en el empaquetamiento de las partículas en virtud de su forma, se proponen entonces las siguientes tendencias con respecto a la exposición sobre la superficie: las partículas de formas más aplanadas con bajo grado de convexidad producirán fábricas sedimentarias más compac-

tas y con menor grado de exposición de cada grano al flujo, mientras que las partículas más irregulares y curvadas producirán fábricas sedimentarias más sueltas y con mayor exposición de los granos al flujo. De esta forma, sedimentos biogénicos con diferentes composiciones taxonómicas deberían presentar comportamientos variables con respecto a la exposición de los granos sobre el lecho.

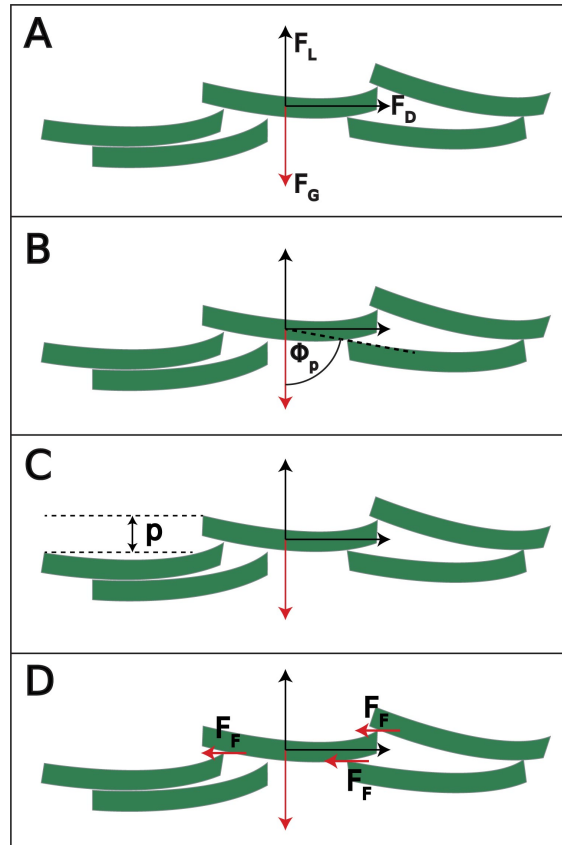
Los estudios sobre velocidad friccional crítica de sedimentos bioclásticos han buscado en muchos casos relacionar el inicio del movimiento con la curva de Shields, revelando comportamientos ampliamente variables e impredecibles a nivel general. En los distintos estudios se han encontrado valores críticos del parámetro de Shields (θ_c) por debajo de la envolvente de los sedimentos cuarzosos (Prager et al., 1996; Joshi et al., 2017; Fick et al., 2020) o bien dentro o por encima de la misma (Smith y Cheung, 2004; Weill et al., 2010; Joshi et al., 2017; Rieux et al., 2019). Los análisis detallados sobre el comportamiento de sedimentos bioclásticos correspondientes a diferentes taxones revelan variaciones en las velocidades críticas de corriente que resultan coherentes con su diversidad morfológica-estructural. Rieux et al. (2019) analizaron fragmentos aplanados de moluscos bivalvos y encontraron que los mismos generalmente presentan una importante resistencia a la erosión debido a sus elevados ángulos de pivoteo y fenómenos de fricción intergranular, a excepción de los fragmentos que por sus bajas densidades o espesor extremadamente reducido resultaban más fácilmente incorporados al flujo. Fick et al. (2020) obtuvieron valores de θ_c cercanos a los de los sedimentos cuarzosos para conchillas enteras de bivalvos, y valores por debajo de la envolvente de los sedimentos cuarzosos para conchillas de gastrópodos; interpretaron que los gastrópodos ofrecían menor resistencia a la erosión debido a su redondez (bajos ángulos de pivoteo) que facilita la incorporación al flujo a través del rolido, y a su forma convexa elongada que genera mayor exposición sobre el lecho. Por otro lado, Joshi et al. (2017) estudiaron rodolitos (caracterizados por una forma ramosa con abundantes cavidades internas) y obtuvieron valores de θ_c por debajo de la envolvente de los sedimentos cuarzosos, que interpretaron en función del importante grado de exposición sobre el lecho que presentan las partículas, y de la importante porosidad y el empaquetamiento suelto de los lechos sedimentarios que componen; solo obtuvieron valores de θ_c dentro de la envolvente de los sedimentos cuarzosos en partículas de morfología ramosa elongada, e interpretaron que en este caso se producía un mayor grado de entrelazamiento entre los bioclastos debido a su morfología. Estos estudios reflejan la compleja interrelación de los efectos de forma, que de acuerdo a las características particulares del sedimento (dimensiones y relación entre sus ejes principales, redondeamiento y curvatura, presencia de concavidades internas) pueden combinarse de

diferentes maneras produciendo un aumento o bien una disminución en la resistencia a la erosión en relación a los sedimentos siliciclásticos. Este panorama resulta aún más complejo al considerar que la forma también genera un sesgo implícito en los valores de ϑ en función del diámetro elegido para calcularlos. El diámetro de tamiz, el más frecuentemente utilizado, produce una fuerte sobrestimación del peso sumergido en el caso de partículas irregulares con concavidades internas o bajo factor de forma, generando en consecuencia valores de ϑ significativamente menores en comparación con los obtenidos con el diámetro nominal y diámetro equivalente (Paphitis et al., 2002; Smith y Cheung, 2004, 2005; Fick et al., 2018).

De esta forma, las velocidades críticas de transporte están controladas por los efectos de forma que actúan particularmente sobre los sedimentos analizados. Los bioclastos organo-fosfáticos, caracterizados por su forma aplanada y ligeramente curvada, manifestarían los siguientes efectos de forma (Fig. 3.36): ángulos de pivoteo elevados, un grado de exposición relativamente bajo, e importantes fuerzas de fricción intergranulares. Estos efectos permiten explicar la importante resistencia que ofrecen a la erosión a pesar de su baja densidad. El diagrama de Shields permite ilustrar la magnitud de este fenómeno (Fig. 3.34): la diferencia entre el θ_c teórico correspondiente a sedimentos subesféricos (curva y envolvente de sedimentos cuarzosos de Paphitis, 2001) el y θ_c medido en este estudio representaría el esfuerzo adimensional en exceso requerido por las fuerzas de resistencia intergranular y otros efectos de forma. Más aún, como se discutió anteriormente, los valores de θ_c aquí obtenidos se encuentran subestimados por la utilización del parámetro D_{sv} en su cálculo, por lo que la diferencia entre el esfuerzo crítico teórico y el obtenido es potencialmente aún mayor. Las observaciones cualitativas desarrolladas durante los experimentos realizados a velocidades subcríticas confirman la importancia de los efectos de forma y la fricción intergranular en el comportamiento de los sedimentos organo-fosfáticos (ver Sección 3.4.2.1): se destaca que, muy anteriormente al inicio del transporte, las partículas eran parcialmente desestabilizadas por el flujo y realizaban una serie de movimientos a través de los cuales adoptaban posiciones más estables hidrodinámicamente (Fig. 3.31). Esto refleja que el esfuerzo de corte necesario para movilizar las partículas a nivel individual (en función de su peso sumergido) se alcanzaba rápidamente; el principal obstáculo para desarrollar el inicio del transporte resultaba entonces la resistencia producida por el conjunto de las partículas estructuradas en el lecho de acuerdo a su forma. La resistencia asociada a las fuerzas intergranulares resulta aún más pronunciada en la medida que los sedimentos son expuestos a velocidades subcríticas, generando su acorazamiento debido a la compactación del lecho y la imbricación de las

partículas.

Figura 3.36.: Modelo clásico de las fuerzas actuantes sobre las partículas en el inicio del movimiento (A), y efectos de forma actuantes en bioclastos organo-fosfáticos (B, C, D). A. Fuerzas que impulsan la incorporación al flujo (F_D fuerza de arrastre y F_L fuerza de levantamiento) y fuerzas que se oponen (F_G peso sumergido de la partícula). B. Ángulos de pivoteo (Φ_p) elevados. C. Bajo nivel de exposición relativa de los bioclastos sobre el lecho. D. Fuerzas de fricción intergranular (F_F) por entrelazamiento e imbricación de las partículas.



3.4.3.2. Relación entre w_s y u_c^* : movilidad de los bioclastos, comportamiento dual

Los bioclastos organo-fosfáticos presentan bajos valores de w_s en relación con los sedimentos cuarzosos y valores de u_c^* comparables a los presentados por dichos sedimentos, reflejando una importante movilidad. Estos parámetros resultan determinantes sobre el comportamiento general de estos sedimentos. Las partículas con baja velocidad de caída tendrán mayor facilidad para permanecer en suspensión en un flujo turbulento, mientras que aquellas con elevadas velocidades de sedimentación se depositarán rápidamente o

bien se transportarán preferencialmente como carga de lecho; los distintos tipos de movimiento controlan en forma general las tasas de transporte y el grado de segregación entre distintas fracciones sedimentarias (Komar, 2007). Dado que la velocidad ascendente en un flujo turbulento es controlada indirectamente por el esfuerzo de corte sobre el lecho, la relación $\frac{u^*}{w_s} = 1$ define en forma aproximada el límite entre el transporte como carga de lecho o en suspensión (Middleton, 1976; Komar, 1985; Van Rijn, 1993); aunque existe un rango de valores utilizados por distintos autores, reflejando diferencias de criterios para definir el límite entre ambos tipos de transporte y la variabilidad natural en el comportamiento de los sedimentos. De esta forma, $\frac{u^*_{*c}}{w_s}$ permite evaluar esta condición en el inicio del transporte y comparar las tendencias hacia los distintos modos de transporte entre diferentes sedimentos. Como se observa en la Figura 3.35 los bioclastos organo-fosfáticos presentan valores de Mn cercanos a 1, por lo que puede preverse que tenderán a transportarse como carga de lecho a la velocidad friccional crítica, pero podrían pasar a transportarse por suspensión frente a ligeros aumentos en la velocidad. En tamaños equivalentes los sedimentos siliciclásticos presentan mucha menor movilidad y tenderán también a transportarse como carga de lecho (Fig. 3.35); por el contrario, los sedimentos siliciclásticos menores a 125 μm presentan $\frac{u^*_{*c}}{w_s} < 1$ por lo que tenderán a transportarse en suspensión desde el inicio del movimiento. En términos más generales, la relación entre w_s y u^*_{*c} refleja un notable contraste entre la resistencia a la erosión que los bioclastos presentan y su movilidad una vez que comienza el transporte, que se debe fundamentalmente al efecto de la forma sobre el comportamiento hidrodinámico global de los sedimentos estudiados. Este tipo de comportamiento «dual» ha sido descrito en bioclastos carbonáticos de forma aplanada por Weill et al. (2010) y Rieux et al. (2019), aunque en nuestro caso resulta aún más pronunciado debido a la baja densidad y peso sumergido de los bioclastos organo-fosfáticos. Resulta comparable al comportamiento de los sedimentos siliciclásticos de diámetro menor que 125 μm (caracterizados igualmente por $Mn \approx 1$), que presentan una importante resistencia a la erosión a pesar de su reducido tamaño y peso en virtud de las fuerzas electrostáticas cohesivas (en forma análoga al rol que juegan las fuerzas de fricción intergranular en los sedimentos bioclásticos).

A medida que disminuye el tamaño de grano de los sedimentos bioclásticos, se aprecia una disminución en la relación $\frac{u^*_{*c}}{w_s}$ (Fig. 3.35) que implica un acercamiento al comportamiento tradicionalmente descrito en los sedimentos granulares gruesos. Los sedimentos bioclasticos aplanados estudiados por Weill et al. (2010); Rieux et al. (2019) abarcan granulometrías cercanas a las aquí estudiadas ($D_{sv} = 0.6\text{--}5\text{ mm}$), y presentan también mayor movilidad que los sedimentos cuarzosos, con una tendencia decreciente al dismi-

nir el diámetro (contraria a la tendencia de los sedimentos cuarzosos). En contraste, Paphitis et al. (2002) estudiaron sedimentos bioclásticos aplanados de menor granulometría ($D_{sv} = 0.33\text{--}78\text{ mm}$), en los que registraron curvas de M_n vs. Re_p próximas a la de los sedimentos cuarzosos y que presentan la misma tendencia al aumento de la movilidad con la disminución del tamaño de grano. Los resultados existentes hasta el momento sugieren un marcado contraste entre el comportamiento de los bioclastos aplanados de granulometría gruesa y fina: el material más fino presentaría un comportamiento similar al clásicamente descrito en sedimentos granulares, mientras que el material más grueso presentaría una movilidad mayor que se incrementa a medida que aumenta su diámetro. Este fenómeno podría explicarse por la disminución del factor de forma de las partículas bioclásticas aplanadas al reducirse el tamaño de grano, y la consecuente disminución de los efectos de forma sobre su comportamiento hidrodinámico. Resulta probable entonces que el comportamiento hidrodinámico de los sedimentos bioclásticos finos ($D_{sv} < 0.5\text{ mm}$) no presenten el carácter dual aquí observado, sino que se asemeje en mayor medida al de los sedimentos cuarzosos.

3.5. Experimentos de segregación

3.5.1. Metodología

Los experimentos de segregación en lechos sedimentarios mixtos se desarrollaron en el canal utilizado para la medición de velocidades críticas de transporte (ver Sección 3.4.1). La fracción siliciclástica consistió en arena fina ($D_s = 0.125\text{--}0.250\text{ mm}$) cuarzosa bien seleccionada, mientras que la fracción bioclástica consistió en sedimentos organo-fosfáticos tamaño gravilla ($D_B = 2\text{--}2.5\text{ mm}$) moderadamente seleccionados. Dicha distribución granulométrica simula la encontrada en parte de los depósitos fósiles estudiados, caracterizados por una fracción siliciclástica tamaño arena fina a gruesa y bioclastos fosfáticos de largo milimétrico mayoritariamente (Duperron et al., 2018). Se utilizaron tres mezclas sedimentarias caracterizadas por diferentes proporciones de ambas fracciones: A. 25 % sedimentos siliciclásticos y 75 % sedimentos bioclásticos ($S_{25}B_{75}$), B. 50 % sedimentos siliciclásticos y 50 % sedimentos bioclásticos ($S_{50}B_{50}$), C. 75 % sedimentos siliciclásticos y 25 % sedimentos bioclásticos ($S_{75}B_{25}$). Las mezclas sedimentarias se prepararon mezclando partes volumétricas de sedimentos siliciclásticos y/o bioclásticos de acuerdo a las proporciones planificadas: por ejemplo, una parte de sedimentos siliciclásticos y tres partes de sedimentos bioclásticos para formar una mezcla $S_{25}B_{75}$. Dado que el em-

paquetamiento y la porosidad de los sedimentos se modifica al generar la mezcla, las proporciones volumétricas finales de los componentes bioclásticos y siliciclásticos no son exactamente iguales a las proporciones incorporadas originalmente por lo que los porcentajes indicados resultan aproximados. Para evitar la segregación o estructuración de los componentes durante el armado del lecho sedimentario, los sedimentos se humedecían y homogenizaban formando una pasta concentrada que se colocaba sobre el fondo del canal vacío. Aún así resultaba habitual que los componentes se separaran parcialmente generando cierta variación lateral en la concentración superficial de la mezcla.

Los experimentos consistieron en observaciones cualitativas sobre los mecanismos de incorporación al flujo, transporte y deposición de los bioclastos organo-fosfáticos en las mezclas sedimentarias bajo condiciones de flujo unidireccional en el campo de estabilidad de óndulas ($u_c = 23\text{--}33\text{ cm/s}$), y en la determinación de la velocidad friccional crítica de los fragmentos bioclásticos en las distintas mezclas siguiendo la metodología previamente descrita (Sección 3.4.1) para investigar la influencia de la proporción inicial de las fracciones bioclástica y silicoclástica en el comportamiento del sedimento mixto. En cada mezcla se realizó un ensayo inicial de mayor duración con el objetivo de registrar la evolución del lecho y sus distintos estadios en un período largo, y posteriormente se realizaron tres mediciones de velocidad friccional crítica de 6–10 minutos de duración por cada mezcla sedimentaria, en las que se registraron observaciones sobre las formas de lecho desarrolladas y el estadio final alcanzado en cada medición. Para la mezcla $S_{50}B_{50}$, caracterizada por dinámicas de transporte y desarrollo de formas de lecho más complejas en función de su composición fuertemente heterogénea, se realizaron tres ensayos adicionales a una velocidad de flujo mayor a la del inicio de transporte (correspondiente al desarrollo de óndulas incipientes), con el objetivo de observar en forma detallada los procesos de transporte en los estadios evolutivos más avanzados.

3.5.2. Resultados

En la Tabla 3.3 se expone la síntesis de los parámetros experimentales, valores de velocidad friccional crítica y formas de lecho desarrolladas durante los experimentos. A continuación se describe detalladamente para cada mezcla sedimentaria la evolución del lecho, y las dinámicas de erosión, transporte y deposición de las distintas fracciones sedimentarias.

Cuadro 3.3.: Parámetros experimentales de los ensayos sobre segregación. n^o: número de experimento. T: tiempo total del experimento. h: altura del flujo. U: velocidad media del flujo. u_c^* : velocidad friccional crítica de los bioclastos. u_c^* : media aritmética de la velocidad friccional crítica. * Ensayos de larga duración.

	n ^o	T (hh:mm:ss)	h (cm)	U (cm/s)	u_c^* (cm/s)	Configuración final del lecho
S ₂₅ B ₇₅	0*	0:10:53	14.5	24.1	—	Lecho plano bioclástico
	1	0:10:03	13	25.2	2.51	Lecho plano bioclástico
	2	0:08:20	13	27.9	2.46	Lecho plano bioclástico
	3	0:08:54	12	30.6	3.02	Lecho plano bioclástico
S ₅₀ B ₅₀	B ₀ *	1:01:03	14	31.0	—	Óndulas de crestas sinuosas mixtas
	B ₁	0:08:12	14.5	29.8	2.71	Óndulas incipientes mixtas
	B ₂	0:06:50	17.5	24.6	2.73	Lecho plano mixto
	B ₃	0:09:01	16.5	25.5	2.28	Óndulas incipientes mixtas
	R ₀	0:07:48	12	29.1	—	Óndulas linguoides mixtas
	R ₁	0:09:45	13	33.3	—	Óndulas linguoides mixtas
	R ₂	0:09:22	14.5	29.7	—	Óndulas incipientes mixtas
S ₇₅ B ₂₅	0*	0:56:58	17	25.3	—	Óndulas linguoides arenosas
	1	0:08:58	15.5	26.0	1.90	Óndulas de cresta sinuosas arenosas
	2	0:06:16	15.5	26.0	1.97	Óndulas de cresta sinuosas arenosas
	3	0:06:04	14	28.8	1.75	Óndulas linguoides arenosas

3.5.2.1. S₂₅B₇₅

La dinámica general en la mezcla S₂₅B₇₅ fue similar a la observada en los experimentos de velocidad friccional crítica realizados en sedimentos puramente bioclásticos. El lecho presenta una composición marcadamente bioclástica, a excepción de algunos parches con mayor contenido de arena donde se evidencia la naturaleza mixta de los sedimentos (Fig. 3.37A). La superficie general del lecho no presentó cambios durante los experimentos salvo por el crecimiento de los parches arenosos (Fig. 3.37B). En el tramo inicial del lecho donde el sedimento está más expuesto al flujo se registró un mayor grado de erosión de los bioclastos y enriquecimiento en arena. En el experimento n°0 de larga duración (Tabla 3.3) se observó el desarrollo de ondulas en el sector mencionado lo que produjo un aumento notable de la erosión y transporte de bioclastos; se detuvo el experimento prematuramente ($t = 00:10:53$) ya que este efecto local, producido por la configuración inicial del lecho en el inicio de la sección, generaba una alteración espúrea en la dinámica de transporte del lecho.

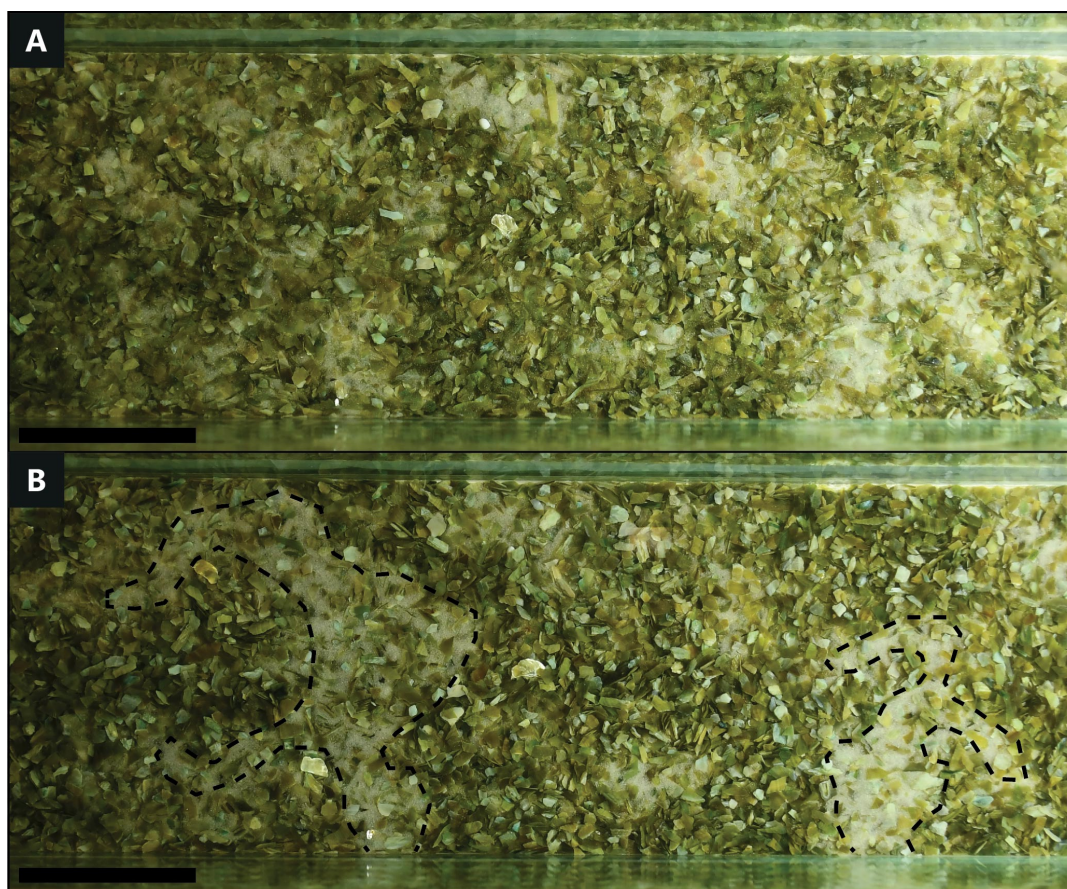
Se observó que los granos de arena comienzan a transportarse antes que los bioclastos ($u^*_{cS} < u^*_{cB}$), en forma coherente con lo esperable de acuerdo a las velocidades críticas de transporte de ambas fracciones sedimentarias en estado puro (Fig. 3.33), quedando frecuentemente entrampados en el espacio poral entre los bioclastos. Una vez que los bioclastos comienzan a ser erosionados ($u^*_{cB} = 2.66$ cm/s) tienden a transportarse por rolido o saltación, con frecuentes pivoteos en torno a la superficie mayor del clasto.

La erosión de los bioclastos genera el crecimiento de los parches arenosos y la concentración de la fracción siliciclástica en los mismos. Los granos de arena quedan retenidos en estas regiones, ya que migran lentamente sobre la superficie del parche, y al alcanzar la superficie predominantemente bioclástica aguas abajo del mismo se infiltran en el espacio poral.

A medida que continúa el transporte parte de los bioclastos se estabiliza sobre el lecho: las partículas se imbrican entre sí adoptando una orientación estable hidrodinámicamente caracterizada por la inclinación corriente arriba. La acumulación local de bioclastos imbricados produce la formación gradual de cúmulos resistentes (Fig. 3.38), favoreciendo el acorazamiento del lecho. Una vez formados, los cúmulos permanecen esencialmente en la misma posición, sin sufrir alteraciones o acrecionando durante varios minutos. Sin embargo, pueden erosionarse completamente en cuestión de segundos al desestabilizarse por leves cambios en la estructura del lecho (por ejemplo, la deposición de un bioclasto corriente arriba del cúmulo; Fig. 3.38).

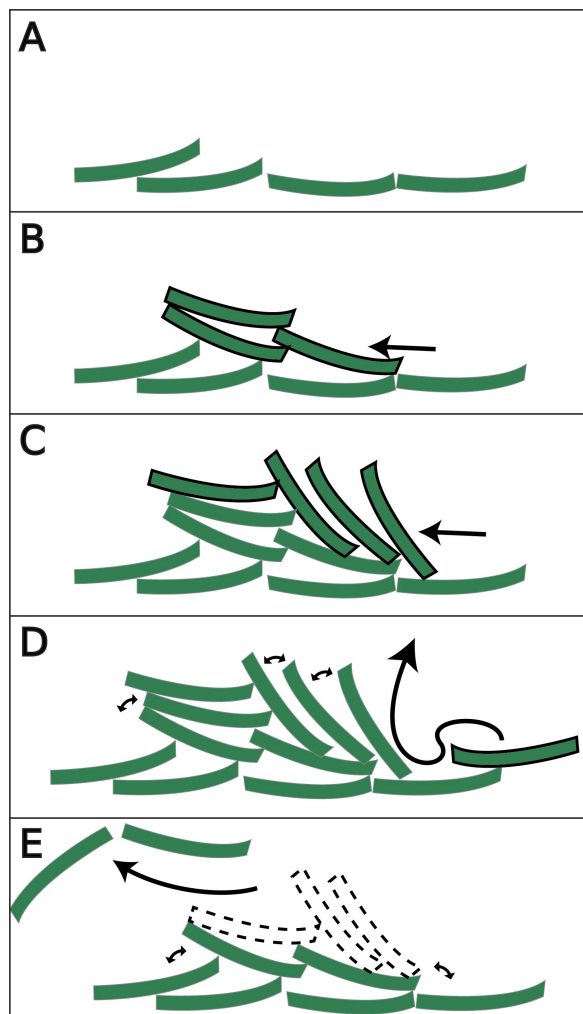
El comportamiento de ambas fracciones sedimentarias resulta en la erosión y trans-

Figura 3.37.: Vista en planta de los estadios inicial (A) y final (B) del lecho sedimentario $S_{25}B_{75}$, mostrando crecimiento de los parches arenosos (línea punteada). Barra de escala: 5 cm.



porte fuera de la sección de ensayo de parte de los bioclastos, y la retención de arena en los parches arenosos o como material intersticial en las zonas predominantemente bioclásticas. Luego de algunos minutos de transcurrido el experimento disminuye el ritmo de transporte debido al acorazamiento del lecho.

Figura 3.38.: Esquema sobre la formación gradual de cúmulos de bioclastos imbricados (A-C) y su desestabilización repentina por cambios en la estructura del lecho (D-E).



3.5.2.2. $S_{75}B_{25}$

La mezcla $S_{75}B_{25}$, predominantemente arenosa, presenta una dinámica marcada por la evolución de las formas de lecho y su efecto sobre el transporte de los bioclastos. Se registran los siguientes estadios evolutivos (Fig. 3.39): 1. Lecho plano arenoso (la superficie original del lecho sedimentario), 2. Óndulas arenosas incipientes, 3. Óndulas arenosas

de crestas sinuosas, 4. Óndulas arenosas de crestas linguoides. Inicialmente se forman óndulas incipientes aisladas en el centro del canal. Las mismas presentan alturas de algunos milímetros (<3 mm; Figs. 3.40A y B). Las óndulas incipientes se unen entre sí y acrecionan formando óndulas de crestas sinuosas y luego linguoides, que crecen en relieve alcanzando alturas de 8–15 mm (Figs. 3.40C y D). Las mismas modifican y cubren la superficie original del lecho.

Los granos de arena comienzan a erosionarse antes que los bioclastos, transportándose como carga de lecho y formando óndulas de acuerdo a la secuencia descrita previamente. Los bioclastos comienzan a erosionarse a una velocidad de corriente menor que la registrada en $S_{25}B_{75}$ ($u^*_{cB} = 1.87$ cm/s). Antes de ser incorporados al flujo los bioclastos se encuentran expuestos sobre el lecho o bien parcial a totalmente enterrados dentro de la arena. En el segundo caso, son rápidamente puestos en movimiento una vez que resultan exhumados por la erosión de la arena suprayacente. Los bioclastos se transportan como carga de lecho por saltación, rolo y deslizamiento, movimiento que resulta más frecuente que en $S_{25}B_{75}$; las trayectorias consisten en desplazamientos largos con escaso desarrollo vertical. De esta forma los bioclastos tienden a transportarse rápidamente, grano a grano, a velocidades de magnitud similar a la velocidad de corriente; en contraste, los sedimentos arenosos se transportan a una velocidad mucho menor, correspondiente a la velocidad de migración de las formas de lecho.

Tanto la erosión como el transporte de los bioclastos se ven afectados por el desarrollo y la dinámica de las formas de lecho. Se observa la erosión preferencial de los bioclastos en la cara de ataque y aguas abajo de la cara de avalancha de las óndulas incipientes; aquellos bioclastos que quedan expuestos sobre el lecho sin ser erosionados se disponen subhorizontalmente (Figs. 3.40A y B). La mayor parte de los bioclastos, una vez incorporados al flujo, tiende a desplazarse en forma continua sobre el suave relieve de las proto-óndulas y transportarse fuera de la sección de ensayo; una pequeña parte se desacelera y deposita en el seno donde se produce un leve efecto de sombra, siendo los bioclastos cubiertos por la arena que se deposita continuamente por avalanchas de granos. A medida que las óndulas se desarrollan, creciendo en altura y cubriendo la mayor parte del lecho sedimentario, la erosión en la cara de ataque y deposición en el seno se vuelven más pronunciados, a la vez que aumenta la profundidad de retrabajo sobre el lecho (Figs. 3.40C y D). Además, se desarrolla más el flujo reverso favoreciendo el entrapamiento de los bioclastos en el seno de las óndulas (Figs. 3.40D). Como resultado, los bioclastos son erosionados en la cara de ataque y depositados en la cara de avalancha cíclicamente a medida que las óndulas migran aguas abajo. De esta manera, una vez que

Figura 3.39.: Estadío inicial del lecho sedimentario S₇₅B₂₅, barra de escala: 5 cm. A. Lecho plano arenoso (superficie original). B. Óndulas arenosas incipientes. C. Óndulas arenosas de crestas sinuosas. D. Óndulas arenosas de crestas linguoides.

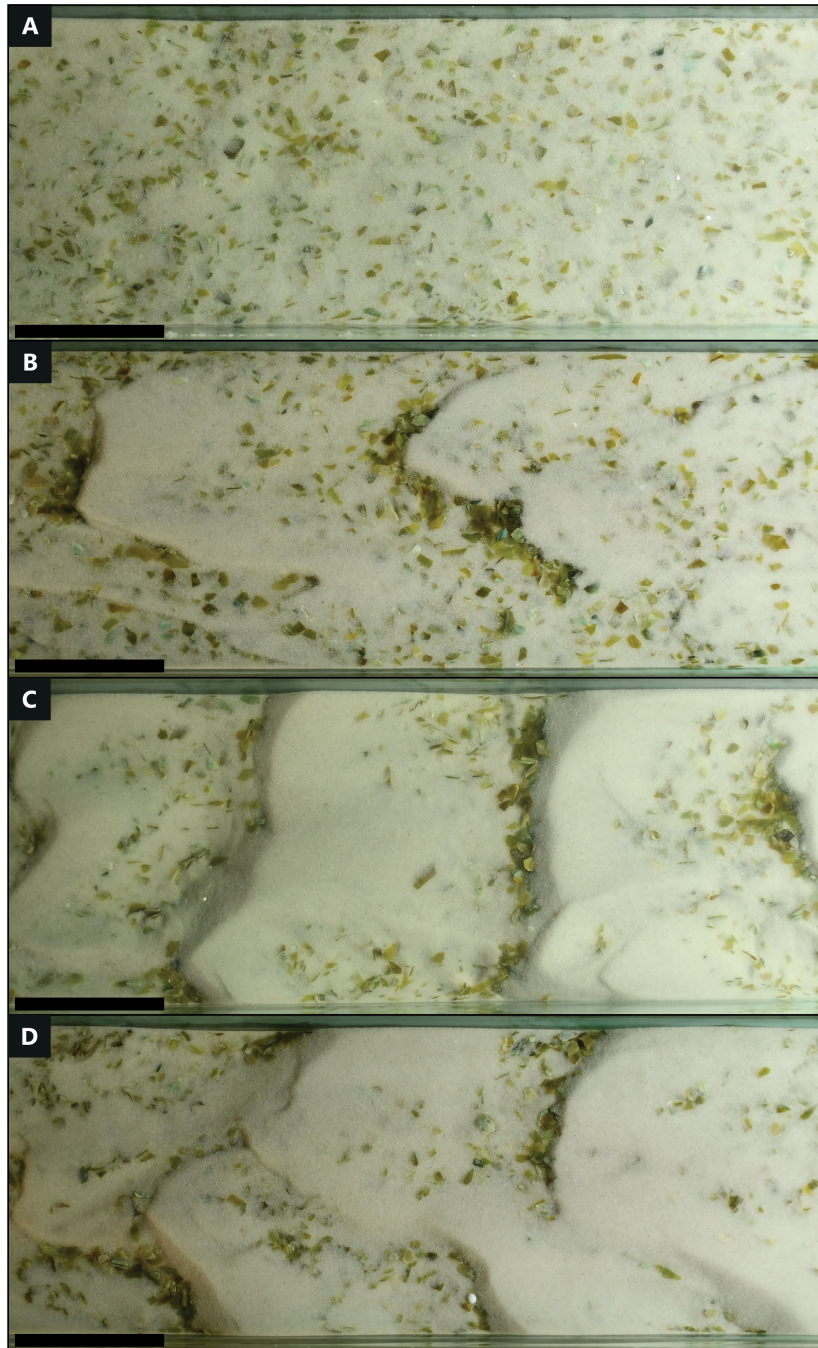
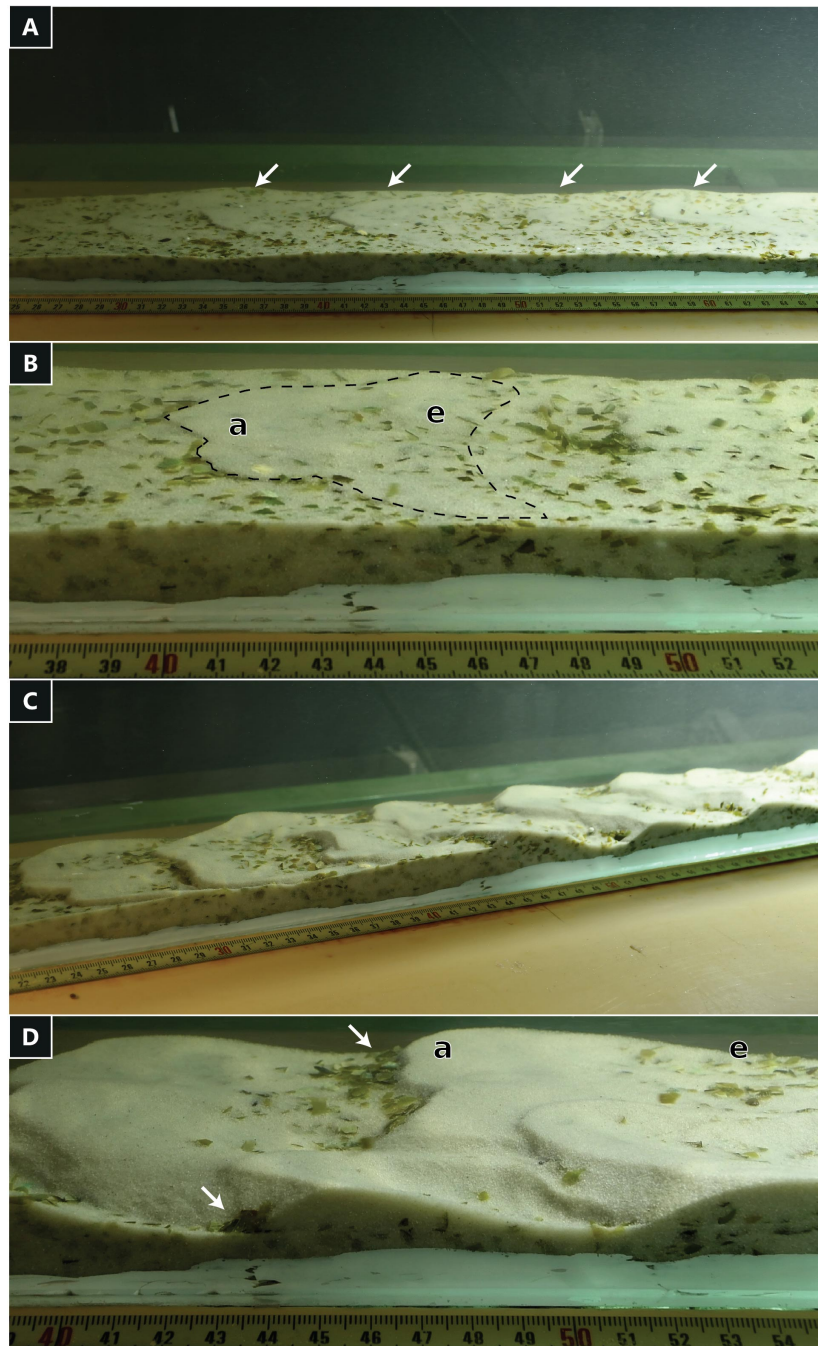


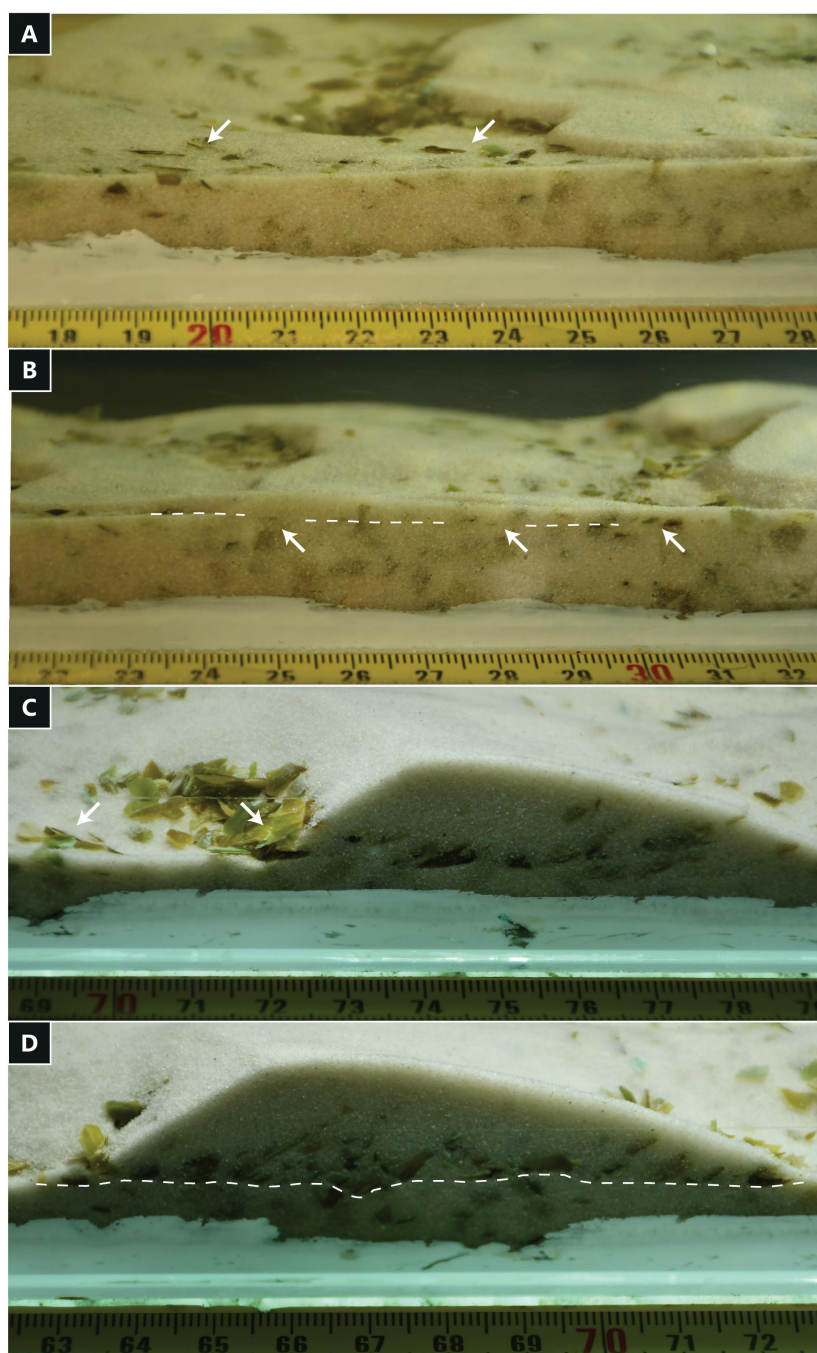
Figura 3.40.: Óndulas incipientes (A, B) y óndulas linguoides (C, D) desarrolladas sobre el lecho sedimentario S₇₅B₂₅. A. Óndulas incipientes aisladas sobre el centro del canal (flechas). B. Óndula incipiente: contorno (línea punteada), zona de acumulación (a) y de erosión (e). C. Óndulas linguoides, caracterizadas por un mayor relieve. D. Óndulas linguoides: zona de acumulación (a) en cresta de la óndula, zona de erosión (e) en cara de ataque, y acumulación de bioclastos en el seno (flechas).



las óndulas desarrollan mayor relieve los bioclastos tienden a ser retenidos dentro de las formas de lecho en vez de transportarse fuera de la sección de ensayo (Fig. 3.40D).

La estructura interna de las óndulas presenta asimismo variaciones en función del relieve de las mismas (Fig. 3.41). Las óndulas de bajo relieve, de altura milimétrica, tienden a tapizar la superficie del lecho, preservando la orientación subhorizontal de los bioclastos sobre el mismo (Fig. 3.41A). Su estructura interna se caracteriza por una base neta o suavemente ondulada marcada por la presencia de bioclastos dispuestos subhorizontalmente (Fig. 3.41B); la misma contrasta con la estructura del lecho sedimentario original infrayacente, de estructura masiva y con bioclastos dispuestos caóticamente. Las óndulas de alto relieve (altura centimétrica) erosionan el lecho aguas abajo de sus crestas y migran por encima del mismo, produciendo la depositación de arena y bioclastos inclinando corriente abajo dispuestos sobre la cara de avalancha; también se encuentran ocasionalmente bioclastos imbricados con orientación corriente arriba, aguas abajo de las óndulas, orientados en la posición más estable con respecto a la corriente principal (Fig. 3.41C). Las óndulas presentan una estructura interna caracterizada por una base erosiva ligeramente irregular y por los bioclastos orientados oblicuamente, paralelos a las caras de avalancha, sin preservación de los bioclastos imbricados inclinando corriente arriba (Fig. 3.41D).

Figura 3.41.: Estructura interna formada por migración de óndulas arenosas-biolásticas de relieve milimétrico (A, B) y centimétrico (C, D). A. Migración de óndula milimétrica, bioclastos dispuestos subhorizontalmente (flechas). B. Estructura interna con base neta (línea punteada) marcada por bioclastos dispuestos subhorizontalmente (flechas). C. Migración de óndula centimétrica. Bioclastos inclinando corriente abajo en seno de la óndula e imbricados con inclinación corriente arriba aguas abajo del mismo (flechas). D. Estructura interna con base erosiva irregular (línea punteada) y bioclastos inclinando corriente abajo.



3.5.2.3. S₅₀B₅₀

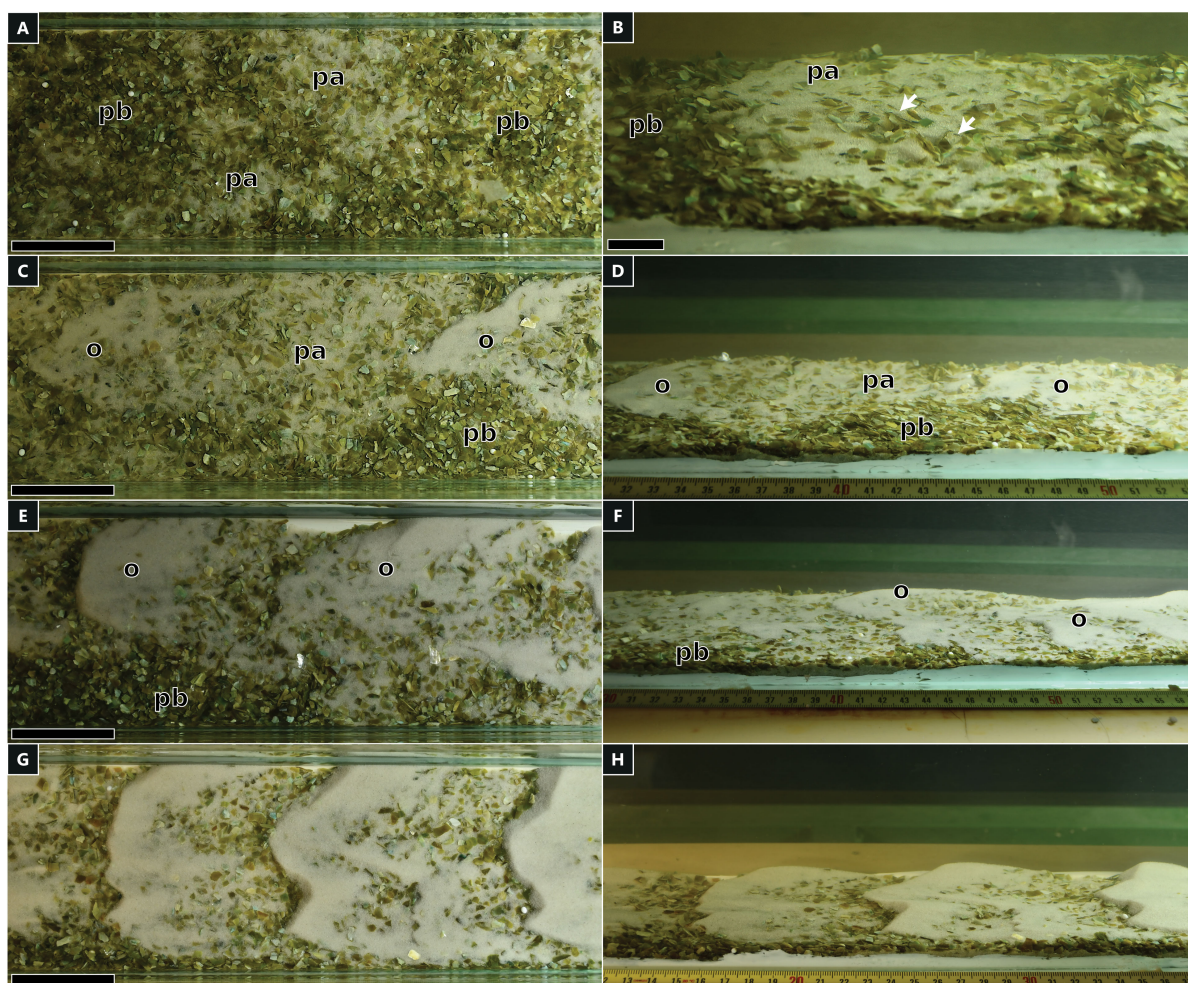
La dinámica general del lecho resulta compleja ya que se producen los dos procesos que caracterizan a los lechos sedimentarios S₂₅B₇₅ y S₇₅B₂₅: acorazamiento en sectores ricos en bioclastos, y desarrollo de formas de lecho arenosas. El lecho presentó cuatro tipos de configuraciones sucesivas (Fig. 3.42): 1. Lecho plano mixto, con parches arenosos y parches bioclásticos (Fig. 3.42A, B), 2. Óndulas incipientes mixtas (Fig. 3.42C, D), 3. Óndulas de crestas linguoides mixtas (Fig. 3.42E, F), 4. Óndulas de crestas sinuosas arenosas-mixtas (Fig. 3.42G, H).

Los granos de arena comienzan a erosionarse antes que los bioclastos, transportándose como carga de lecho. Los bioclastos comienzan a erosionarse a una velocidad de corriente ligeramente menor a la registrada en S₂₅B₇₅ ($u^*_{cB} = 2.57$ cm/s), generalmente al ser exhumados parcialmente y expuestos al flujo por la erosión de la arena circundante. Los bioclastos se transportan como carga de lecho por saltación, rolido y deslizamiento. Sus trayectorias son relativamente más discontinuas en comparación con las observadas en el lecho S₇₅B₂₅, ya que se interrumpen por la estabilización temporal de los bioclastos sobre el lecho.

El primer estadio del lecho (Figs. 3.42A, B) corresponde a un lecho plano mixto con presencia de parches bioclásticos y arenosos (formados originalmente durante la preparación del lecho sedimentario; Fig. 3.42A). Los granos de arena migran y se acumulan lentamente en los parches arenosos, mientras que en los parches bioclásticos se infiltran en los intersticios entre los fragmentos de conchillas sin llegar a concentrarse (como se describió en el lecho sedimentario S₂₅B₇₅). En los parches arenosos los bioclastos son puestos en movimiento por la erosión de la arena circundante, y se depositan a la sombra de otros fragmentos conformando cúmulos de bioclastos imbricados como se describió en el lecho S₂₅B₇₅ (Fig. 3.38); se observa una marcada orientación de los clastos inclinándose corriente arriba. Aguas abajo de estos cúmulos pueden observarse alternativamente acumulaciones de arena o depresiones erosivas (Fig. 3.42B). Parte de los bioclastos erosionados se transporta y acumula en los parches bioclásticos, por lo que los parches arenosos se enriquecen progresivamente en material silicoclástico, haciendo más pronunciado el contraste entre los parches arenosos y bioclásticos.

En el segundo estadio (Figs. 3.42C, D) las acumulaciones de arena en los parches arenosos desarrollan un relieve milimétrico (con alturas de 1–3 mm) y comienzan a migrar perceptiblemente, al mismo tiempo que se desarrollan zonas de erosión aguas arriba y abajo de las mismas, conformando óndulas incipientes. La migración de las óndulas (y de las zonas de erosión asociadas a las mismas) sobre el lecho incrementa la erosión

Figura 3.42.: Estadios del lecho sedimentario S₅₀B₅₀, barras de escala: 5 cm (2 cm en B.). A. Lecho plano heterogéneo, superficie original con parches bioclásticos (pb) y arenosos (pa). Escala: 5 cm. B. Lecho plano con transporte, depresiones erosivas (flechas) en torno a cúmulos de bioclastos imbricados. Escala: 2 cm. C. Óndulas incipientes (o), parches arenosos (pa) y bioclásticos (pb). Escala: 5 cm. D. Óndulas incipientes, vista lateral. E, F. Óndulas linguoides mixtas (o) y parche bioclástico (pb). Escala: 5 cm. G, H. Óndulas linguoides de crestas continuas y relieve medio. Escala: 5 cm.



y transporte de bioclastos; los mismos se desplazan rápidamente sobre las superficies arenosas de baja rugosidad, acumulándose en los parches bioclásticos o saliendo de la sección de ensayo. Cuando las óndulas incipientes se desplazan sobre los parches bioclásticos tienden a colapsar debido a la infiltración de los granos de arena entre los intersticios; generalmente, las óndulas incipientes se desarrollan sobre el centro del canal y los parches bioclásticos sobre los márgenes.

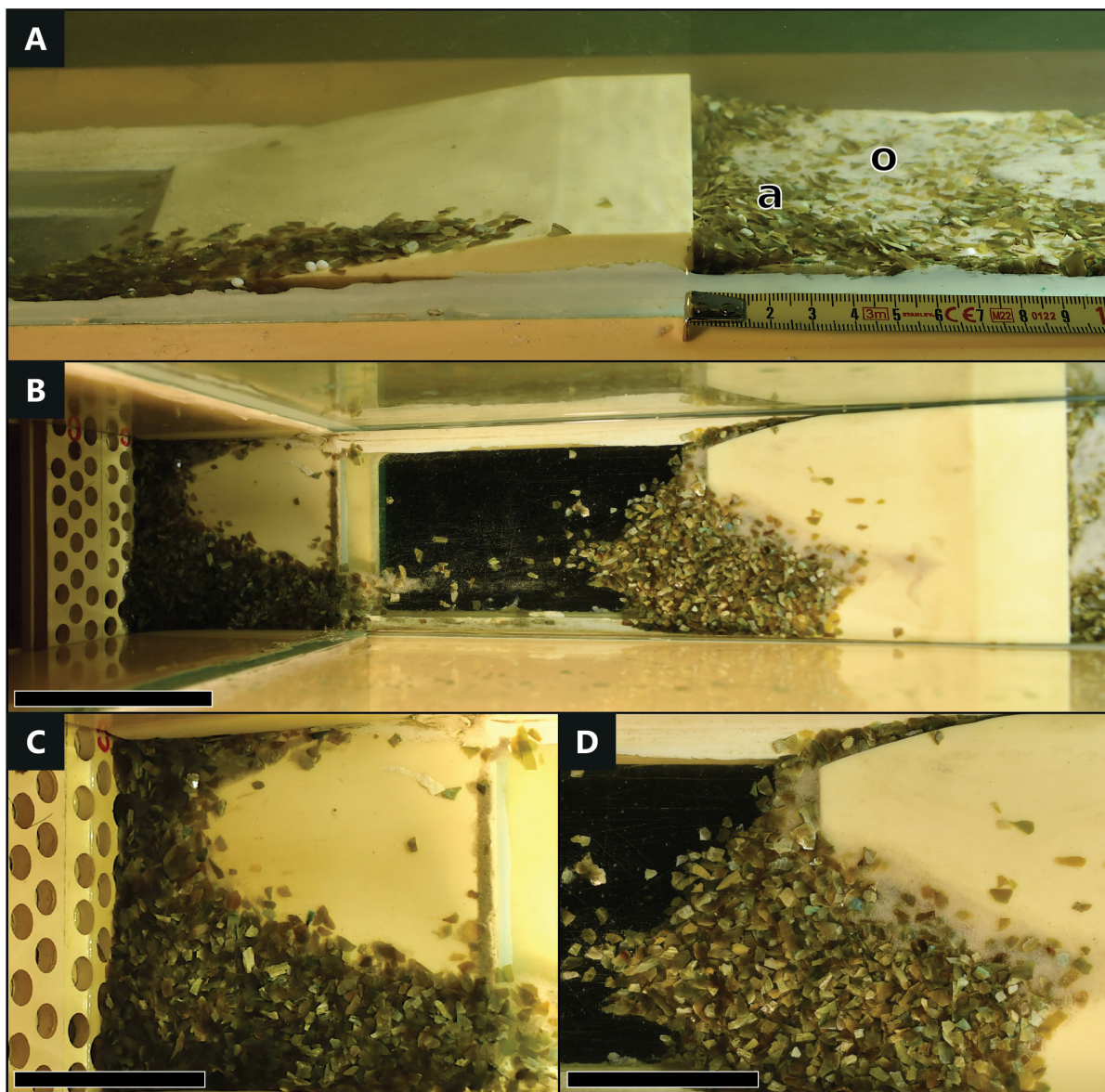
En el tercer estadio (Figs. 3.42E, F) las óndulas aumentan su relieve (alturas de 3–5 mm) y extensión, cubriendo en mayor grado la superficie del lecho. Las crestas de las óndulas presentan una dinámica inestable, ya que tienden a colapsar parcial o totalmente al migrar sobre los parches bioclásticos y volver a crecer en períodos de algunas decenas de segundos. Cuando las crestas de las óndulas migran sobre los parches bioclásticos, los fragmentos de conchilla se ven cubiertos por arena; cuando continúa la migración y se produce la erosión de esos sectores, la arena se elimina y los bioclastos son puestos en movimiento al ser exhumados y re-expuestos sobre la superficie del lecho. Esto puede producir la desestabilización de cúmulos de bioclastos imbricados y su erosión en masa junto con la arena circundante. De esta manera, la migración de las óndulas permite la erosión de los parches bioclásticos. La dinámica inestable de las óndulas y su extensión sobre buena parte de la superficie favorecen el retrabajo continuo del lecho sedimentario. Debido al bajo relieve de las óndulas sólo algunos bioclastos quedan retenidos en sus senos. La mayor parte se desplaza rápidamente sobre la superficie del lecho transportándose aguas abajo. Por el contrario, la arena es mayormente retenida en las formas de lecho.

En el cuarto estadio (Figs. 3.42G, H) las óndulas crecen en relieve (alturas de 5–8 mm), se unen entre sí y estabilizan, produciendo trenes de óndulas continuos con crestas sinuosas. A medida que aumenta el relieve de las óndulas, la erosión en la cara de ataque y aguas abajo de la cresta se vuelve más pronunciada al mismo tiempo que se desarrolla el flujo reverso en su seno. Esto produce la erosión de los bioclastos en la cara de ataque de las óndulas seguida por su entrapamiento en el seno, conformando acumulaciones en la base de las óndulas, como se describió en el lecho sedimentario S₇₅B₂₅.

Se destaca la presencia de acumulaciones bioclásticas en la parte final del canal (Fig. 3.43) formadas a partir de los fragmentos de conchilla que se erosionan durante las etapas sucesivas de retrabajo del fondo (particularmente durante las etapas previas al desarrollo de óndulas de mayor relieve). Los bioclastos se acumulan en el límite entre el intervalo final del lecho y la rampa de salida (Fig. 3.43A), sobre el quiebre de la rampa (Fig. 3.43B, D) y en el regulador del flujo (Fig. 3.43C). Luego de transcurrido cierto tiempo de su

depositación, las acumulaciones que se forman al final del lecho sedimentario suelen ser cubiertas por las óndulas que migran hasta este sector (Fig. 3.43A).

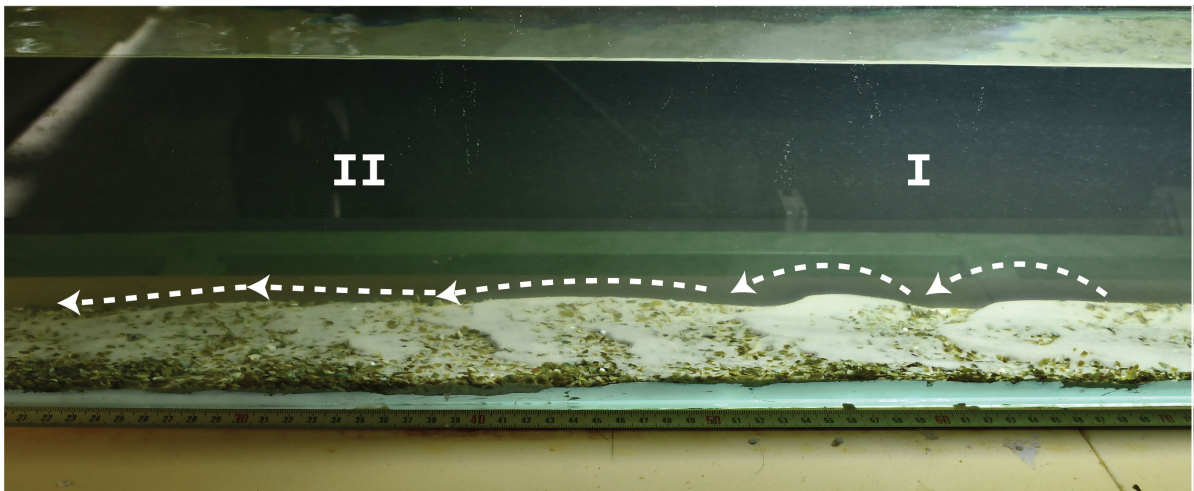
Figura 3.43.: Acumulaciones de bioclastos retransportados. A. Acumulaciones (a) formadas en el intervalo final del lecho sedimentario (límite con la rampa) y aguas abajo de la sección de ensayo (sobre la rampa); las mismas se encuentran parcialmente cubiertas por óndulas arenosas (o). B. Acumulaciones formadas agua abajo de la sección de ensayo: en el regulador del flujo (C) y sobre la rampa de salida (D).



Durante los experimentos se observó una zonación espacial en los estadios evolutivos del lecho sedimentario $S_{50}B_{50}$ (Fig. 3.44), que se debe a que las formas de lecho comienzan a desarrollarse y evolucionar en el inicio de la sección donde el sedimento está

expuesto más directamente al flujo y se propagan aguas abajo. Por lo tanto, luego de comenzado el transporte sedimentario y la evolución del lecho, y en cualquier etapa de la misma, se observa una progresión entre los estadios más avanzados en el inicio de la sección y los estadios menos avanzados hacia el final. En el experimento de mayor duración (experimento R₃, Tabla 3.3), se desarrolló la secuencia más avanzada evolutivamente (Fig. 3.44) caracterizada por óndulas arenosas/mixtas de crestas sinuosas (estadio 4) → óndulas mixtas linguoides (estadio 3) → óndulas mixtas incipientes (estadio 2) → lecho plano mixto (estadio 1). Esta secuencia resulta ilustrativa de la diferencia en la dinámica de transporte en los distintos estadios del lecho a iguales condiciones de velocidad media de corriente. En este experimento se observó que en la primera sección, correspondiente a óndulas de crestas sinuosas arenosas/mixtas, los bioclastos tendían a erosionarse en las caras de ataque de las óndulas y desplazarse rápidamente sobre la superficie arenosa hasta los senos de las óndulas, donde la mayoría eran retenidos conformando acumulaciones basales. Aquellos bioclastos que continuaban transportándose alcanzaban una segunda sección comprendida por las óndulas mixtas linguoides, óndulas mixtas incipientes y lecho plano mixto, donde se desplazaban rápidamente sobre la superficie y se transportaban en su mayoría hasta acumularse en el tramo final del canal (Fig. 3.43).

Figura 3.44.: Zonación espacial del lecho y los modos de transporte de los bioclastos. Zonas de bajo (I) y alto (II) transporte de bioclastos.



3.5.3. Discusión

3.5.3.1. Morfología de las formas de lecho: control del aporte sedimentario

Los lechos sedimentarios mixtos fueron sometidos a regímenes sedimentarios comparables entre sí, consistentes en flujos unidireccionales de bajo régimen próximos a la velocidad friccional crítica de la fracción bioclástica, y dentro del campo de estabilidad de las óndulas de corriente. En términos generales se observó que a medida que progresa el transporte sedimentario el lecho tiende a enriquecerse en arena debido al transporte preferencial de los bioclastos (ver Sección 3.5.3.2). Este enriquecimiento favorece el desarrollo y crecimiento en altura de óndulas a partir de la acumulación de arena, cuya dinámica creciente de erosión-depositación intensifica el retrabajo del lecho y la erosión de los bioclastos, definiendo un proceso de retroalimentación entre el enriquecimiento en arena y la evolución de las formas de lecho.

Se observaron diferentes sucesiones de configuraciones del lecho dependiendo de la proporción inicial entre la fracción bioclástica y la siliciclástica, y de su evolución con el tiempo. El lecho sedimentario S₂₅B₇₅ presenta una configuración estable caracterizada por un lecho plano bioclástico con parches arenosos aislados; su acorazamiento genera una progresiva disminución del transporte de bioclastos. La concentración de material siliciclástico presente inicialmente en el lecho resulta insuficiente para que se desarrollen óndulas incipientes a partir de la acumulación de arena, a pesar de que las velocidades de flujo son comparables o mayores a las registradas en los lechos más arenosos.

El lecho sedimentario S₇₅B₂₅ presenta el desarrollo de óndulas incipientes, seguidas por óndulas de crestas sinuosas y finalmente óndulas linguoides; en todos los casos, la composición del sedimento es predominantemente arenosa. La evolución de las morfologías de las óndulas en arena fina a muy fina sometida a flujos unidireccionales fue descrita por Baas (1994, 1999): la misma consiste en el desarrollo de óndulas incipientes, seguido por óndulas de crestas rectas y sinuosas, y finalmente óndulas linguoides. Dicho patrón evolutivo ocurre sin que se modifique la velocidad de corriente: las óndulas de crestas rectas y sinuosas representan estadios evolutivos intermedios, mientras que las óndulas linguoides representan la morfología final del lecho que termina por desarrollarse siempre que se alcance el tiempo necesario para llegar al equilibrio. De esta forma, la morfología y dimensiones de las óndulas en sedimentos uniformes dependen tanto de la velocidad de la corriente como de su tiempo de desarrollo (Baas, 1994). La sucesión de morfologías presentada por el lecho S₇₅B₂₅ resulta coherente con la descrita por Baas (1994), si bien se destaca la ausencia de óndulas de crestas rectas. Las óndulas formadas en arenas

mal seleccionadas son de menor tamaño y forma más irregular en comparación con sedimentos más uniformes, debido a la que parte del sedimento queda protegido en los senos de las óndulas por las fracciones más gruesas (Baas, 1994). En los experimentos aquí desarrollados, la ausencia de óndulas de crestas rectas podría explicarse por la influencia del sedimento no uniforme, compuesto por arena fina y gravilla bioclástica con distintas formas.

Por otro lado, el lecho sedimentario $S_{50}B_{50}$ presenta el desarrollo de óndulas mixtas incipientes, seguidas por óndulas mixtas linguoides y luego óndulas arenosas-mixtas de crestas sinuosas. Su relieve reducido en relación al de las óndulas arenosas formadas en el lecho sedimentario $S_{75}B_{25}$ (alturas máximas de 8 mm vs. 15 mm) resulta consecuencia de la baja disponibilidad del sedimento arenoso que las alimenta, como se ha observado en experimentos desarrollados en mezclas bimodales de arena y conchillas (Cheng et al., 2021), arena y grava (Kleinhans et al., 2002; Tuijnder y Ribberink, 2012), y sedimentos arenosos puros con aporte reducido (Rauen et al., 2009; Vah et al., 2020). Por otro lado, los bioclastos favorecen el colapso parcial de las óndulas mixtas por dos mecanismos diferentes: 1) infiltración de la arena transportada en la cara de avalancha entre los intersticios de los parches bioclásticos (de elevada rugosidad), 2) erosión en masa de arena y bioclastos en las caras de ataque al exhumarse y desestabilizarse cúmulos de bioclastos imbricados.

De esta manera, la abundancia inicial de material bioclástico en el lecho produce una reducción de las dimensiones de las óndulas en comparación con sedimentos arenosos puros, debido a la limitación en la disponibilidad de arena y a la dinámica inestable de las formas de lecho mixtas. Sin embargo, a medida que aumenta la proporción de arena en las formas de lecho y la superficie infrayacente gracias a la erosión y transporte de los bioclastos, los fenómenos de colapso y desestabilización de las óndulas mixtas se reducen drásticamente posibilitando el crecimiento en altura y extensión lateral de las óndulas arenosas-mixtas. La limitación en el aporte de arena permite explicar asimismo la sucesión de morfologías que se desarrollan sobre el lecho $S_{50}B_{50}$. Las óndulas mixtas incipientes y linguoides se caracterizan por cubrir tan solo parcialmente la superficie del lecho, dejando descubiertas importantes regiones sin acumulación importante de arena (consistentes en los parches bioclásticos y zonas en erosión). Esto refleja la escasez de aporte sedimentario, que sólo resulta suficiente para generar formas de lecho tridimensionales aisladas entre sí. Esta situación cambia una vez que el lecho se enriquece lo suficientemente en arena como para que las óndulas acrecionen entre sí, conformando trenes de onda continuos y dando lugar a las óndulas arenosas-mixtas de crestas sinuosas.

Esta morfología posiblemente represente un estadio intermedio, pudiendo alcanzar mayores dimensiones y concentración de arena y dando lugar a óndulas linguoides arenosas comparables a las observadas en el lecho $S_{75}B_{25}$ de continuar el proceso de transporte y segregación durante más tiempo.

En síntesis, la evolución morfológica-composicional de los lechos mixtos bioclástico-siliciclásticos sometidos a corriente, así como la morfología y dimensiones de las formas de lecho desarrolladas, se ven controladas por la proporción inicial entre ambas fracciones sedimentarias y por el tiempo de evolución al que son sometidas.

3.5.3.2. Procesos de segregación

La velocidad friccional crítica de los bioclastos en los lechos sedimentarios $S_{25}B_{75}$ y $S_{50}B_{50}$ resulta significativamente mayor a la registrada en el lecho $S_{75}B_{25}$. Esto se debe a la baja rugosidad y alto grado de exposición de los bioclastos en los fondos arenosos, gracias a la cual tienden a incorporarse rápidamente al flujo una vez que son exhumados por la erosión de la arena circundante. Por el contrario, los lechos sedimentarios con mayor concentración bioclástica presentan mayor rugosidad y resistencia a la erosión, dada por la relativa baja exposición de los bioclastos dentro del lecho rugoso y por el desarrollo de fuerzas intergranulares entre los mismos. Además, luego de cierto tiempo de ser expuestos a la corriente, los lechos sedimentarios bioclásticos suelen presentar imbricación y acorazamiento, formando cúmulos o parches bioclásticos que resisten la erosión aún a velocidades de corriente superiores a las críticas. En las superficies rugosas de los parches y lechos predominantemente bioclásticos ($S_{25}B_{75}$ y $S_{50}B_{50}$), los sedimentos silicoclásticos –de forma redondeada y diámetro significativamente menor al de los fragmentos de conchilla– tienden a infiltrarse en las zonas de baja velocidad correspondientes al espacio intersticial entre los bioclastos quedando por debajo de la superficie expuesta al flujo. Esto inhibe el transporte de los sedimentos silicoclásticos como carga tractiva sobre los lechos predominantemente bioclásticos, como lo ilustra el colapso de las formas de lecho arenosas que migran sobre superficies bioclásticas.

Cuando la fracción siliciclástica es suficiente ($S_{50}B_{50}$ y $S_{75}B_{25}$), tiende a generar formas de lecho con una velocidad de migración relativamente baja, notablemente menor a la velocidad de corriente. Su presencia genera un aumento de la turbulencia y esfuerzo de corte en la cara de ataque y aguas abajo de la cara de avalancha (McQuivey y Keefer, 1969; Lefebvre y Winter, 2016), que aumenta la erosión sobre el lecho y permite desestabilizar a los parches bioclásticos acorazados cuando las óndulas migran sobre ellos. Los bioclastos erosionados se transportan grano a grano sin generar formas de

lecho, desplazándose a una velocidad cercana a la velocidad de corriente, mientras que los granos de arena quedan retenidos en las formas de lecho. Los fragmentos de conchillas se acumulan aguas abajo en zonas de menor velocidad que representan trampas de sedimentación, conformando acumulaciones retransportadas en el tramo final del lecho o a la salida de la sección de ensayo. De esta forma, la fracción bioclástica tiende a segregarse de la silicoclástica por transporte preferencial y selección en las formas de lecho.

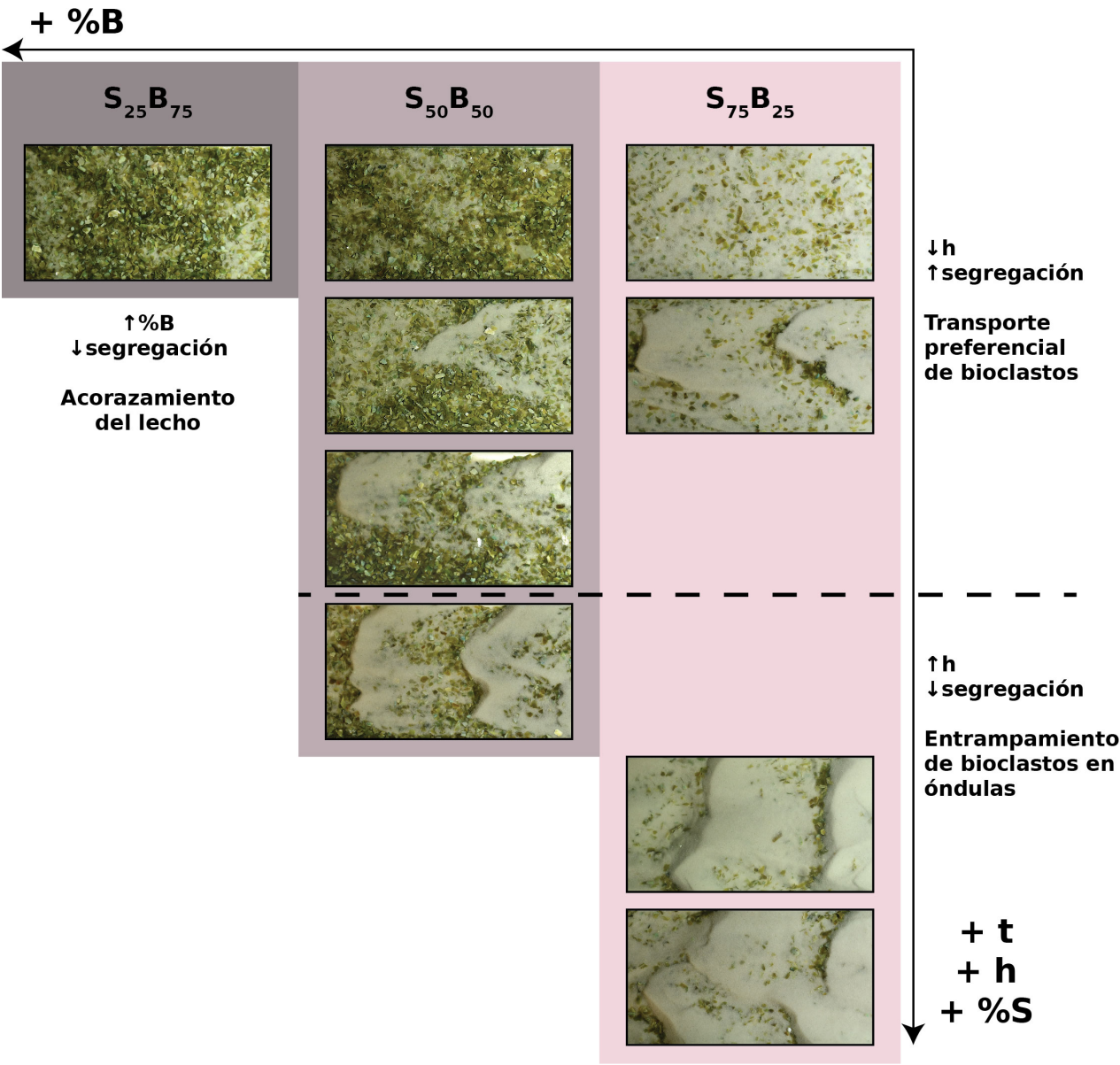
Se observan diferencias en el transporte y capacidad de segregación de los bioclastos erosionados en función de la morfología del fondo. En las configuraciones con lecho plano y óndulas de bajo relieve (óndulas incipientes de cualquier composición y óndulas mixtas linguoides) los bioclastos tienden a transportarse rápidamente sobre el lecho una vez erosionados. Cuando se desarrollan óndulas de mayor relieve (óndulas de crestas sinuosas de cualquier composición y óndulas arenosas linguoides), gran parte de los bioclastos se deposita sobre la cara de avalancha y seno de la óndula, observándose en algunos casos pequeños desplazamientos corriente arriba producidas por el flujo reverso. Las observaciones realizadas se corresponden con los patrones de flujo en torno a formas de lecho transversas de relieve variable modelados por Lefebvre y Winter (2016), quienes encontraron que en las formas de lecho de bajo relieve se desarrollan zonas erosivas de alta velocidad y turbulencia aguas abajo de las crestas y en las caras de ataque, pero sin el desarrollo pleno de una zona de separación de flujo en el seno de las óndulas; mientras que en las formas de mayor relieve la zona de separación de flujo se encuentra plenamente desarrollada, y presenta el patrón clásico caracterizado por una disminución en la velocidad próxima al lecho y el desarrollo de flujo reverso (McQuivey y Keefer, 1969; Allen, 1982a; Lefebvre y Winter, 2016). La presencia de la región de baja velocidad producida en la zona de separación de flujo determina que los bioclastos sean entrampados en la base de las formas de lecho. Por el contrario, en su ausencia los fragmentos de conchilla continúan transportándose aguas abajo hasta acumularse en torno a elementos topográficos disruptivos como la rampa presente al final de la sección y el regulador de la altura de la columna de agua (Fig. 3.43). El cambio en la forma del fondo en dichas regiones genera zonas de separación de flujo similares a las desarrolladas en los senos de las óndulas (Allen, 1982a; p. 18). Si bien estos elementos topográficos rígidos de relieve marcado no son representativos de las propiedades de los fondos naturales, los mismos actúan como trampas de sedimento que ilustran la tendencia de los bioclastos de acumularse rápidamente al alcanzar regiones de baja velocidad. De esta manera, las formas de lecho de relieve importante retienen a los bioclastos junto con la arena produciendo

do segregación intra-lámina (Fig. 3.41), mientras que las de menor relieve permiten su transporte y segregación a mayor escala, dando lugar a la formación de acumulaciones de bioclastos retransportados (Fig. 3.43). Como se ha visto en la formación de depósitos de placer de minerales pesados, las zonas de separación de flujo representan elementos selectivos con una importante eficacia para segregar a los sedimentos en función de su comportamiento hidrodinámico (McQuivey y Keefer, 1969; Best y Brayshaw, 1985).

La evolución morfológica-composicional descrita en la Sección 3.5.3.1 permite agregar una dimensión temporal a las diferencias registradas en la capacidad de segregación de las fracciones bioclástica y siliciclástica (Fig. 3.45). En el lecho sedimentario S₇₅B₂₅, los estadios de lecho plano y óndulas incipientes representan etapas con una buena capacidad de segregación, pero dada la disponibilidad de arena las formas de lecho evolucionan rápidamente a morfologías de mayor relieve con zonas de separación del flujo bien desarrolladas, disminuyendo notablemente la capacidad de segregación del lecho. En el lecho sedimentario S₅₀B₅₀, los estadios de lecho plano, óndulas incipientes y óndulas mixtas linguoides presentan una elevada capacidad de segregación dada por el bajo relieve de las formas de lecho y su dinámica inestable que permite la erosión y transporte preferencial de los bioclastos; esta dinámica se mantiene hasta que el lecho alcanza cierta concentración de arena en su superficie que permite el desarrollo de morfologías de mayor relieve. Finalmente, el lecho S₇₅B₂₅ tiende a mantener la configuración original del lecho y su composición, gracias al acorazamiento producido por la imbricación entre los bioclastos cuando estos se encuentran en concentración suficiente.

En síntesis, la composición original del lecho y su evolución bajo distintas condiciones de aporte controlan la eficacia de los procesos de transporte y segregación de los bioclastos. La segregación ocurre por transporte preferencial de los bioclastos y selección en las formas de lecho. En las condiciones estudiadas (flujos unidireccionales uniformes dentro del campo de estabilidad de óndulas), la capacidad de segregación de la corriente es máxima en los estadios evolutivos iniciales correspondientes a lecho plano y formas de lecho de bajo relieve; la misma disminuye marcadamente cuando aumenta la disponibilidad de arena y el relieve de las mismas. Se comprobó que los bioclastos presentan un comportamiento dual que se expresa en su marcada movilidad y transporte preferencial, combinado con su tendencia a la imbricación y acorazamiento cuando se encuentran en una elevada concentración.

Figura 3.45.: Capacidad de segregación de los bioclastos en función de la composición inicial del lecho, y de su evolución morfológica-composicional. %B, %S: porcentaje de bioclastos y siliciclastos. t: tiempo de evolución. h: altura de las óndulas.



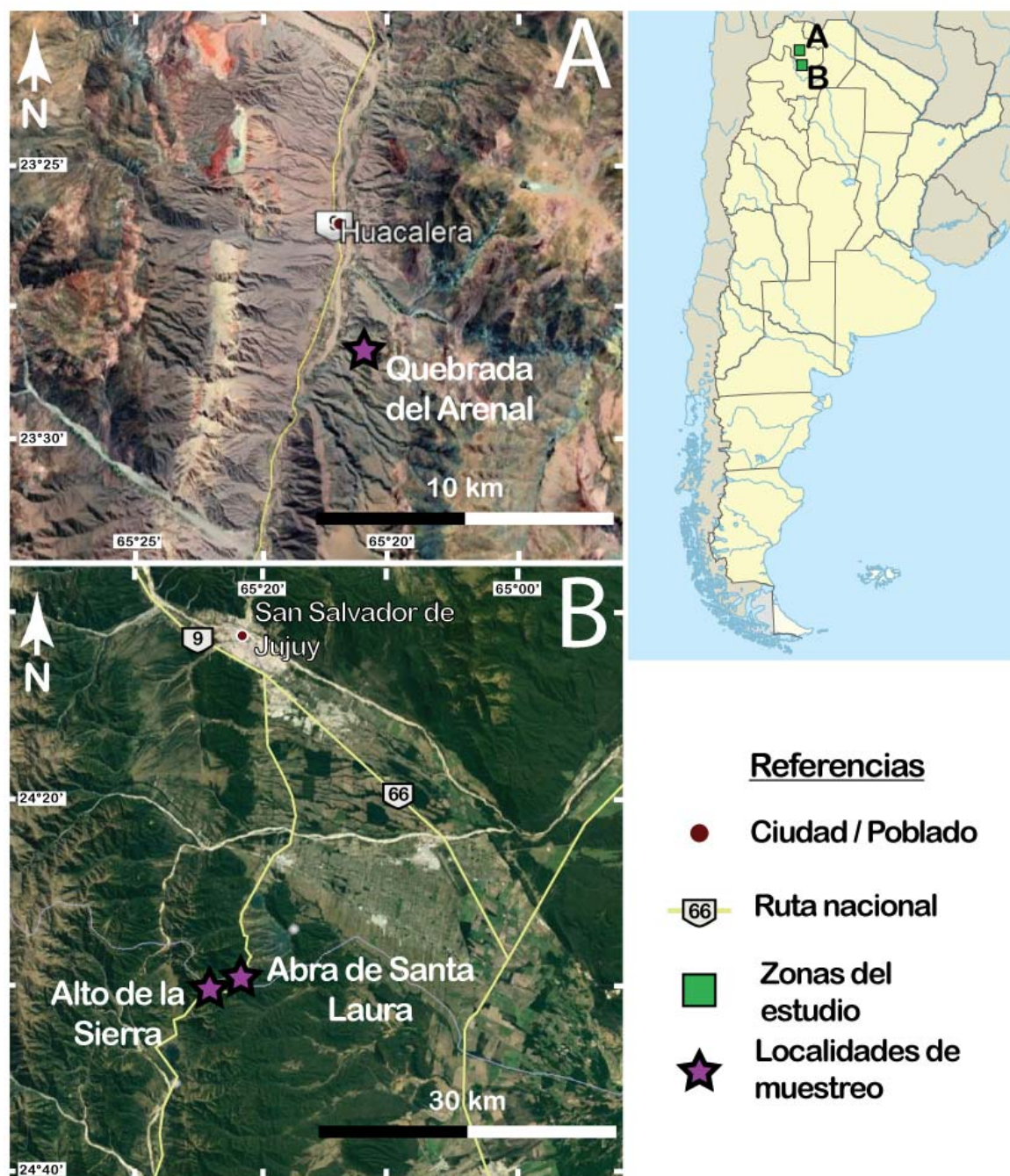
4. Fosforitas granulares del NOA

4.1. Introducción

4.1.1. Área de estudio

El presente estudio se desarrolla en la zona este de la provincia geológica de Cordillera Oriental, en la que se estudiaron dos sectores principalmente: la Quebrada de Humahuaca en la provincia de Jujuy, y la Sierra de Mojotoro en la provincia de Salta (Fig. 4.1). En el sector norte (Fig. 4.1A) se estudió la localidad de la Quebrada del Arenal, ubicada sobre la margen derecha de la Quebrada de Humahuaca. El área es accesible a través de la Ruta Nacional N° 9 que atraviesa la quebrada en paralelo al Río Grande. La Quebrada del Arenal se ubica al sur del pueblo de Huacalera, dentro de las tierras de la Comunidad Indígena del Perchel, a las que se accede a través de un camino vecinal. En el sector sur (Fig. 4.1B) se estudiaron localidades correspondientes al tramo septentrional de la Sierra de Mojotoro. Las localidades del Alto de la Sierra y el Abra de Santa Laura se ubican al sur de San Salvador de Jujuy, y se accede a ellas por la Ruta Nacional N° 9 que atraviesa la sierra en sentido norte-sur. Esta zona se caracteriza por la densa vegetación de la selva de Yungas, por lo que los afloramientos se encuentran principalmente sobre los cortes correspondientes a la Ruta Nacional N° 9.

Figura 4.1.: Mapa de ubicación del área de estudio, separada en dos zonas: A. Quebrada de Humahuaca, B. Sierra de Mojotoro. Se indican las localidades de muestreo de fosforitas.



4.1.2. Marco geológico

La Cordillera Oriental se caracteriza por su basamento metamórfico-sedimentario de edad neoproterozoica a cámbrica basal, y por una estratigrafía con una marcada impronta sedimentaria con distintos ciclos de sedimentación correspondientes al Paleozoico temprano, Cretácico-Paleógeno y Cenozoico (Gonzalez et al., 2004; Ramos, 2017). Su estructura consiste en una faja plegada y corrida de antepaís con doble vergencia. En el sector norte presenta una transición entre un estilo estructural de piel fina al este y piel gruesa al oeste, profundizándose las superficies de despegue hacia el sector más interno de la faja plegada y corrida; en el sector sur domina la inversión tectónica producida a partir de la reactivación de fallas normales generadas durante el rift cretácico (Cristallini et al., 1997; Rodríguez Fernández et al., 1999).

El basamento de la Cordillera Oriental consiste en un complejo metasedimentario de edad neoproterozoica a cámbrica temprana denominado originalmente Formación Puncoviscana por Turner (1960); estudios posteriores revelaron una importante complejidad interna en términos estratigráficos y estructurales que justifica su denominación como «Formación Puncoviscana *s.l.*» o «Complejo Puncoviscana» (Aceñolaza et al., 1988; Mon y Hongn, 1996; Moya, 1998; Zimmermann, 2005). Los depósitos sedimentarios originales se habrían depositado en ambientes marinos profundos a someros (Aceñolaza et al., 1988; Moya, 1998; Buatois y Mángano, 2003c). Los mismos sufrieron una intensa deformación y metamorfismo durante la Orogenia Tilcárica-Pampeana (ca. 530 Ma, Escayola et al., 2011); posteriormente, fueron intruidos por plutones de edad cámbrica temprana como los batolitos de Santa Victoria y Tastil (Hongn et al., 2010). Por encima de la Formación Puncoviscana y separadas por la Discordancia Tilcárica se apoyan las sedimentitas marinas del Grupo Mesón, caracterizadas por sus potentes cuarcitas con escaso contenido de fósiles, y depositadas entre el Cámbrico medio y tardío en una cuenca episutural de plataforma (Moya, 1998; Sánchez y Salfity, 1999). El Grupo Santa Victoria, representado por sedimentitas marinas cambro-ordovícicas, se apoya por encima mediante la Discordancia Irúyica; las mismas se habrían depositado en una cuenca de antepaís desarrollada entre el Cámbrico Tardío y Ordovícico Tardío (Moya, 1988; Astini, 2003, 2008; Moya, 2008). Las sedimentitas del Grupo Salta se depositaron entre el Cretácico y el Eoceno temprano, y comprenden secuencias de sinrift y postrift depositadas en ambientes continentales y excepcionalmente marinos someros (Reyes y Salfity, 1973; Salfity y Marquillas, 1994). Finalmente, completan el cuadro los depósitos sedimentarios sino-rogénicos del Grupo Orán depositados durante el levantamiento andino, que componen una extensa cobertura sobre las cuencas intermontanas cenozoicas (Russo, 1972).

4.1.3. Sedimentitas marinas del Grupo Santa Victoria

El presente estudio se desarrolla en las sedimentitas marinas del Cambro-Ordovícico del Noroeste Argentino, correspondientes al Grupo Santa Victoria (Harrington, 1957; Turner, 1960). Las unidades portadoras de fosforitas aquí estudiadas corresponden a la Formación Floresta (Sierra de Mojotoro) y al Miembro Rupasca de la Formación Santa Rosita (Quebrada de Humahuaca), depositadas durante el Tremadociano temprano y el Tremadociano medio respectivamente (Tr1 y Tr2 de Bergström et al., 2009; Fig. 4.2).

Las sedimentitas cambro-ordovícicas del Noroeste Argentino se habrían depositado en una cuenca marina que se extendía entre Argentina y Perú, abarcando en nuestro país las provincias geológicas de las Sierras Subandinas, Cordillera Oriental, y Puna, denominada Cuenca Andina Central (Moya, 1988; Sempere, 1995; Astini, 2003, 2008). Se han reconocido en ellas tres fajas de afloramientos de orientación N-S caracterizadas por condiciones paleogeográficas y depositacionales similares, que se superponen en buena medida con las provincias geológicas mencionadas aunque sus límites no coinciden estrictamente (Astini, 2003, 2008). La faja occidental corresponde principalmente a ambientes marinos profundos caracterizados por depósitos turbidíticos y complejos volcánico-clásticos vinculados al magmatismo cordillerano ordovícico que se extienden entre la Puna occidental y Chile. La faja central presenta depósitos siliciclásticos de plataforma y marino-transicionales, que se desarrollan en una amplia franja entre la Puna Oriental y el borde este de la Cordillera Oriental. La faja oriental se extiende desde el borde de la Cordillera Oriental y las Sierras Subandinas hacia el este sobre la llanura chaco-formoseña, y corresponde a depósitos marino-marginales con un importante desarrollo de lóbulos deltaicos y estuarios. Los depósitos estudiados en este trabajo se ubican en el sector más oriental de la faja central, y corresponden a ambientes marinos de plataforma y marino-marginales.

En el entorno de la Quebrada de Humahuaca, las sucesiones tremadocianas están comprendidas dentro de la Formación Santa Rosita (Cámbrico tardío – Tremadociano tardío) que integra el Grupo Santa Victoria. Los primeros estudios paleoambientales modernos de esta formación fueron desarrollados por Moya (1988); Mángano et al. (1996), aunque Buatois et al. (2006) presentaron un nuevo esquema estratigráfico y un análisis de facies de mayor detalle. En función de la calidad y continuidad del registro fósil ordovícico en la Cuenca Andina Central se han realizado numerosos estudios paleoecológicos y bioestratigráficos, sobre la base de los cuales se han desarrollado ajustados marcos bioestratigráficos en la región de la Quebrada de Humahuaca a partir de biozonas de trilobites, graptolitos y conodontes (los más recientes fueron propuestos por Zeballo y

Figura 4.2.: Cuadro bioestratigráfico de las formaciones portadoras de fosforitas (intervalos fosfogénicos destacados en color). Esquemas bioestratigráficos sobre biozonas de trilobites de Moya et al. (2012); Arcerito et al. (2018). Se toma la división tripartita del Tremadociano propuesta por Bergström et al. (2009).

Sistema	Serie	Piso	Slice	Quebrada de Humahuaca - Meroi Arcerito et al. (2018)		Sierra de Mojotoro - Moya et al. (2012)
					Fm. Santa Rosita	
ORDOVÍCICO	Inferior	Tremadociano	Tr2	<i>N. orthometopa</i>	Mbo. Humacha	Fm. Áspero
				<i>A. nazarenensis</i>		Fm. Floresta
				<i>B. tetragonalis</i>	Mbo. Rupasca	
				<i>Kainella teichii</i>		
			Tr1	<i>K. meridionalis</i>	Mbo. Alfarcito	
				<i>K. andina</i>		

Albanesi, 2013; Toro et al., 2015; Arcerito et al., 2018).

En su conjunto, la Formación Santa Rosita registra el pasaje de un sistema estuárico dominado por mareas a un sistema de plataforma con gran incidencia de oleaje de tormenta (Buatois et al., 2006). De esta forma, de acuerdo con Buatois y Mángano (2003a); Buatois et al. (2006), las tendencias paleobatimétricas registradas en dicha unidad son producto de fluctuaciones regionales de la línea de costa producidas por cambios en el nivel del mar en sistemas lineales de plataforma. Esta visión ha sido discutida por Astini (2003, 2008), quien planteó que la depositación de los grandes cuerpos sedimentarios que caracteriza al Grupo Santa Victoria ha sido diacrónica a lo largo de la cuenca y aún dentro de las distintas fajas que la componen, y que los patrones de progradación de la Formación Santa Rosita se ajustan más bien a la depositación en lóbulos deltaicos dominados por oleaje, que se habrían abandonado o reactivado en función de la migración de los sitios activos de depositación en la cuenca. Estos sistemas estarían vinculados con los ambientes marino-marginales y planicies aluviales desarrollados sobre la faja oriental de la Cordillera Oriental, y alimentados desde el interior continental cratónico (Astini, 2003, 2008). En efecto, los estudios paleoecológicos realizados sobre las asociaciones de trilobites en los Miembros Alfarcito y Rupasca de la Formación Santa Rosita han revelado el desarrollo de paleocomunidades de trilobites empobrecidas y dominadas por olenélidos, organismos que resultan especialmente tolerantes frente a las altas tasas de sedimentación y otras fuentes de estrés desarrolladas en ambientes deltaicos (Buatois et al., 2006; Balseiro et al., 2011; Arcerito et al., 2018; Serra et al., 2021), y en los análisis de facies más recientes realizados en el entorno de la Quebrada de Humahuaca se postula el desarrollo de depósitos de deltas dominados por acción fluvial en el Miembro Alfarcito (Vaucher et al., 2020). La sección del Miembro Rupasca de la Formación Santa Rosita en la Quebrada del Arenal, objeto del presente estudio, ha sido estudiada por Balseiro et al. (2011). Los autores describieron 5 facies sedimentarias, de las cuales 4 se encuentran representadas en la Quebrada del Arenal, correspondientes a facies de *shoreface* inferior, transición al *offshore*, *offshore* superior e inferior. De acuerdo con los autores, las mismas registran la alternancia entre periodos de buen tiempo con decantación de material fino, y frecuentes episodios de tormenta caracterizados por flujos oscilatorios o combinados notablemente erosivos, desarrollados en un *shoreface* fuertemente dominado por tormentas (*sensu* MacEachern y Pemberton, 1992); a su vez, a partir de la presencia de asociaciones de trilobites dominadas por olenélidos, los autores interpretaron la ocurrencia de altas tasas de sedimentación. Las facies del *shoreface* inferior corresponden de acuerdo con los autores a bancos de tempestitas amalgamadas desarrollados en los

topes de paquetes progradacionales (Balseiro et al., 2011); la fosforita aflorante en la Quebrada del Arenal se desarrolla en uno de estos bancos, ubicado hacia el tope de la columna en el segundo ciclo granocreciente allí expuesto.

En la Sierra de Mojotoro, las sucesiones tremadocianas portadoras de fosforitas corresponden a la Formación Floresta (Tremadociano temprano – tardío). Se destaca el abundante y variado contenido fósil de la sucesión, en la cual se han descripto faunas de braquiópodos articulados, conodontes, ostrácodos, bivalvos, cefalópodos y esponjas (Benedetto y Carrasco, 2002; Sánchez y Vaccari, 2003; Ortega y Albanesi, 2005; Cichowski y Vaccari, 2011; Salas y Vaccari, 2012; Aris et al., 2020). La Formación Floresta consiste en un cuerpo predominantemente pelítico de gran espesor que en su tramo inferior presenta dos ciclos granocrecientes. Dichos ciclos se caracterizan por la presencia de cuerpos arenosos de granulometría generalmente fina con estratificación paralela y estratificación cruzada *hummocky*, con términos de coquinas e intercalaciones de grano fino muy fosilíferos portadores de trilobites y graptolitos correspondientes a las biozonas de *Kainella meridionalis* y *Anisograptus matanensis* respectivamente (Moya, 1988, 1998, 2008; Moya et al., 2012; Eveling et al., 2015; Barrientos Ginés et al., 2018). Los intervalos arenosos se han interpretado como producto de periodos de somerización, y se habrían depositado en un ambiente marino de plataforma correspondiente al *shoreface* inferior (Moya, 1998; Moya et al., 2012; Eveling et al., 2015). El segundo de los intervalos arenosos presenta coquinas espesas conformadas casi exclusivamente por restos de braquiópodos linguliformes que han sido identificadas en tres secciones de la Formación Floresta correspondientes al sector septentrional y medio de la Sierra de Mojotoro (secciones del Alto de la Sierra, Quebrada de Severino y Acceso Norte a la ciudad de Salta –Moya et al., 2012–). Asimismo, en la localidad del Abra de Santa Laura ubicada en el sector septentrional de la misma sierra, se ha encontrado una sucesión a grandes rasgos coetánea formada por espesos paquetes de grano fino con intercalaciones de bancos arenosos cuyo contenido fósil se compone casi exclusivamente de fragmentos de braquiópodos linguliformes (Duperron et al., 2018). Es este intervalo de depositación el que resulta de interés para el presente trabajo, y que ha sido investigado en las localidades del Alto de la Sierra y del Abra de Santa Laura.

4.2. Metodología

4.2.1. Muestreo de fosforitas y levantamiento de perfiles sedimentarios

Se levantaron perfiles estratigráficos en las localidades del Alto de la Sierra y el Abra de Santa Laura correspondientes a la Sierra de Mojotoro (Salta y Jujuy), y en la Quebrada del Arenal ubicada en los faldeos orientales de la Quebrada de Humahuaca (Jujuy). En esta última localidad, el intervalo Tremadociano aflora en forma continua con un grado excelente de exposición, lo que permitió levantar un perfil general de la sucesión sedimentaria con espesores aproximados, y uno de detalle en el tramo que rodea al banco de fosforita cuyos espesores se midieron con un báculo de Jacob. Se describieron los siguientes atributos sedimentológicos: litología, geometría y espesor de los bancos, estructuras sedimentarias, presencia de restos fósiles, presencia y abundancia de trazas fósiles. Se asignaron litofacies en función de dichas propiedades utilizando la metodología y códigos propuestos por Miall (1978) y agregando códigos propios para litofacies no contempladas en dicho trabajo. Se realizó un análisis paleoambiental en el cual las litofacies se agruparon en facies sedimentarias, y se definieron asociaciones de facies correspondientes a ambientes sedimentarios o a sub-ambientes dentro de los mismos. En la Sierra de Mojotoro, el bajo grado de exposición y pobre calidad de los afloramientos limitó el detalle en las descripciones sedimentológicas que en la mayoría de los casos se restringieron al espesor y litología de los bancos aflorantes.

La información estratigráfica fue complementada por un análisis petrográfico de detalle de los niveles fosfáticos (ver sección siguiente) y una recopilación sobre la información estratigráfica y paleontológica existente en la literatura (Moya, 1998; Benedetto y Carrasco, 2002; Saiz Cobbe, 2007; Cichowolski y Vaccari, 2011; Moya et al., 2012; Eveling et al., 2015). En la Quebrada del Arenal y el Alto de la Sierra, donde los niveles fosfáticos consisten en bancos discretos espesos y amalgamados, se realizó un muestreo seriado abarcando el espesor total de los mismos. En el Abra de Santa Laura se realizó un muestreo exhaustivo de los niveles fosfáticos, que consisten generalmente en bancos delgados con contenido fosfático variable.

4.2.2. Descripciones petrográficas

Dado el pequeño tamaño de los bioclastos que consisten casi exclusivamente en fragmentos de valvas de braquiópodos linguliformes, y en el aspecto masivo de las muestras

con elevada concentración de bioclastos, el estudio sedimentológico de las fosforitas se realizó a través de descripciones petrográficas y de su análisis petrológico microestratigráfico. Se describieron los componentes principales de las fosforitas: clastos, cemento y porosidad. La definición de matriz en función del tamaño de grano no resulta clara en este caso, ya que *a priori* se desconoce de qué modo se transportaron y depositaron las distintas fracciones granulométricas y composicionales en el sedimento mixto que conformó las rocas estudiadas, y cuáles de ellas conforman la fracción fina que se depositó intersticialmente en cada caso. Las rocas estudiadas presentan evidencias de intensos procesos diagenéticos de compactación, disolución y recristalización que han obliterado la porosidad primaria; por ello, la proporción de clastos, cemento y poros se determinó visualmente ya que dichas proporciones tienen implicancias diagenéticas principalmente, y no depositacionales. Se definieron dos tipos de fábrica: clasto-sostén y flotante. En la caracterización de los clastos se hizo hincapié en la descripción de los componentes intracuencales (bioclastos e intraclastos) debido a su relevancia para la formación de las fosforitas. Por ello, en la descripción de cada corte los componentes extracuencales se agruparon como silicoclastos, caracterizándose únicamente desde un punto de vista textural. En cada sección delgada se identificaron los diferentes intervalos depositacionales separados por discontinuidades, y se clasificaron en microfacies en función de su composición, empaquetamiento de los bioclastos, y características texturales. El empaquetamiento de los bioclastos se determinó siguiendo el criterio definido por Kidwell y Holland (1991). También siguiendo los lineamientos de Kidwell y Holland (1991) para la descripción macroscópica de acumulaciones fósiles, se denominó coquina a las rocas cuyos componentes bioclásticos presentan empaquetamiento denso, arenisca conchífera a aquellas con empaquetamiento suelto, y arenisca a aquellas con empaquetamiento disperso. Se reconocieron variaciones en el grado de empaquetamiento dentro de algunas microfacies; en estos casos se indican categorías intermedias, y la denominación de las microfacies se determina en función del grado dominante de empaquetamiento (*e.g.* «coquina con empaquetamiento denso a suelto»). A esta denominación se agregan adjetivos para designar la granulometría de la fracción silicoclástica, la presencia de componentes intracuencales minoritarios relativamente abundantes, y en término secundario la selección de la fracción silicoclástica (*e.g.* «arenisca muy fina conchífera intraclástica, bien seleccionada»).

La abundancia de cada litotipo, su granulometría y la inclinación de los bioclastos fosfáticos se determinaron cuantitativamente por conteo de puntos y digitalización del contorno de las partículas en fotografías, utilizando el programa Fiji (basado en el original

ImageJ — Schindelin et al. 2012; Schneider et al. 2012). El diámetro de los clastos se determinó por la medición del largo mayor en sección delgada (longitud de Feret del contorno digitalizado), equivalente a grandes rasgos al eje intermedio de las partículas (Friedman, 1958). En el caso de los bioclastos fosfáticos se midió adicionalmente el largo menor, correspondiente a su espesor. El diámetro medio y la selección de los clastos se determinaron utilizando las fórmulas y criterios definidos por Folk y Ward (1957), basados en los percentiles significativos (p5, p16, p50, p84, p95) de las distribuciones granulométricas cumulativas obtenidas a partir del análisis de imágenes de las secciones delgadas. Si bien las dimensiones de las partículas en sección delgada no se corresponden exactamente con aquellas determinadas por tamizado (Schäfer y Teyssen, 1987; Johnson, 1994), no existen hasta ahora análisis que permitan corregir certeramente esta desviación en partículas con formas no ecuanter analizadas en secciones orientadas con respecto al flujo, y menos aún hacerlo en forma simultánea entre distintos tipos de partículas, por lo que se decidió no realizar correcciones sobre las mediciones. Se adaptó el parámetro del Factor de Forma de Corey (FFC, Sección 3.3.1.1) para su uso en secciones delgadas (FFC_p, factor de forma petrográfico). Se consideró que en las partículas laminares el eje menor resulta significativamente menor a los ejes intermedio y mayor, lo que permite la simplificación de su forma a dos dimensiones al considerar $D_i = D_l$, dando lugar a la siguiente fórmula basada en la Ecuación 3.4:

$$FFC_p = \frac{D_c}{\sqrt{D_i * D_i}} = \frac{D_c}{D_i}$$

Dadas las limitaciones ya mencionadas en las dimensiones medidas en sección delgada, la granulometría y factor de forma de los sedimentos litificados se consideraron con cautela al realizar comparaciones con los resultados experimentales.

La inclinación de los bioclastos se midió como su ángulo en la vertical con respecto a la laminación. Para cada muestra se realizaron dos secciones delgadas ortogonales entre sí, y verticales con respecto a la laminación macroscópica de la muestra de mano (Duperron, 2016); la inclinación se midió en una de las secciones, y se corroboró visualmente en la sección ortogonal que la orientación general mantuviera el mismo patrón. La orientación de los bioclastos se clasificó como oblicua unimodal, oblicua bimodal, oblicua compleja, concordante y polimodal a partir del análisis de los histogramas y gráficos de rosetas de inclinaciones (siguiendo la metodología utilizada en Duperron 2016, pp. 80–115). La orientación oblicua unimodal presenta inclinación media mayor a los 5° con respecto a la

horizontal, y distribución unimodal. La orientación oblicua bimodal presenta inclinación media menor a los 3° con respecto a la horizontal, y distribución bimodal con dos modas de similar magnitud y direcciones opuestas. La orientación oblicua compleja presenta una inclinación media mayor a 3° y una distribución bimodal con una moda principal en la misma dirección que la media. La orientación concordante presenta inclinación media menor a los 3° con respecto a la horizontal, y distribución unimodal con moda en 0°. La orientación polimodal presenta cualquiera de las distribuciones mencionadas, con la adición de una o más modas de inclinación de alto ángulo ($<50^\circ$).

4.3. Resultados

4.3.1. Análisis de facies: Quebrada del Arenal

La sección correspondiente al Tremadociano de la Quebrada del Arenal, de 170 m de espesor total, consiste en una sucesión fango-arenosa conformada por dos grandes ciclos grano-crecientes de 60-70 m de espesor (Fig. 4.4). Los tramos inferior y medio de la columna están conformados por sub-ciclos granocrecientes que culminan en espesos paquetes de areniscas, mientras que el tramo superior se compone de intervalos grano-crecientes y grano-decrecientes que se destacan por la presencia de lentes de coquinas amalgamadas con bases erosivas. Las estructuras sedimentarias presentes (Fig. 4.4, Cuadro 4.1) indican el predominio del oleaje de tormenta y frecuentes episodios de deformación sinsedimentaria. La sucesión presenta generalmente un bajo grado de bioturbación no penetrativa, que se distribuye irregularmente a lo largo de la sucesión variando de nula a intensa entre distintos planos de estratificación, y alterna con estructuras interpretadas como microbialitas.

Las facies sedimentarias en conjunto con su interpretación se detallan en el Cuadro 4.2. Se describen a continuación las asociaciones de facies:

Cuadro 4.1.: Tabla de litofacies identificadas en la sucesión de la Quebrada del Arenal.

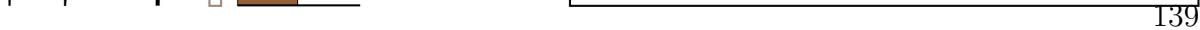
Litofacies	Descripción	Procesos sedimentarios
Fl	Pelitas laminadas.	Decantación de fango en suspensión.
Fm	Pelitas masivas.	Deposición por decantación de fango floculado en suspensión, o flujos densos fangosos.
Fr	Limolitas con laminación ondulítica.	Flujos tractivos de bajo régimen y muy baja energía, con migración de ondulitas de fango.
Ht	Estratificación heterolítica flaser y ondulosa.	Alternancia entre transporte de arena y migración de ondulitas por flujos de bajo régimen, y decantación de fango.
Sr	Arenisca con óndulas asimétricas de crestas convexas.	Flujos tractivos unidireccionales o combinados de bajo régimen (Yokokawa et al. 1995).
Srw	Arenisca con óndulas simétricas.	Flujos tractivos oscilatorios de bajo régimen.
Sri	Arenisca con óndulas de interferencia.	Flujos oscilatorios con múltiples direcciones de propagación.
Srcw	Arenisca con laminación ondulítica simétrica ascendente con <i>mud drapes</i> .	Flujos de bajo régimen con alta carga de sedimentos, con acreción de ondulitas. Separación del fango y deposición en capas por su selección durante el transporte (i.e. van den Berg et al. 2007)
Sh	Arenisca con laminación paralela horizontal. Puede presentar <i>parting</i> .	Flujos oscilatorios o unidireccionales de alto régimen.
Shl	Arenisca con laminación paralela de bajo ángulo.	Flujos oscilatorios o unidireccionales de alto régimen.
Spl	Arenisca con estratificación entrecruzada de bajo ángulo con laminación convexa hacia arriba. Lentes fosilíferas en algunos planos de entrecruzada.	Flujos combinados de alto régimen (Nottved y Kreisa 1987, Dumas et al. 2005), con transporte de arena y fragmentos de conchillas.
Shum	Arenisca con estratificación cruzada tipo <i>hummocky</i> .	Flujos combinados predominantemente oscilatorios de alto régimen con acreción de formas de lecho tipo <i>hummocks</i> .
Shumm	Arenisca con laminación tipo <i>microhummocky</i> .	Flujos combinados predominantemente oscilatorios de alto régimen, con acreción de formas de lecho tipo <i>hummocks</i> de pequeña escala.
Sm	Arenisca con estructura masiva.	Deposición por flujos concentrados en los que la elevada carga de sedimento en suspensión inhibe la estructuración y gradación de las partículas durante la decantación (<i>hindered settling</i> ; Lowe 1988, Baas et al. 2004)
Scyr	Arenisca con estructuras de corte y relleno.	Erosión y posterior deposición por flujos de alta capacidad erosiva y energía decreciente.
Sd	Arenisca con estructuras de deformación sinsedimentaria: calcos de carga y deformación convoluta.	Altas tasas instantáneas de sedimentación (y por ende empaquetamiento meta-estable de los granos) seguida por un impulso desestabilizador, i.e. esfuerzos cíclicos producidos por el oleaje de tormenta (Allen 1977, Alfaro et al. 2002).
Cm	Coquina masiva conformada por lentes con discontinuidades internas.	Flujos tractivos canalizados de alta energía, que producen la erosión del sustrato y concentración de los restos fósiles.

Cuadro 4.2.: Facies sedimentarias identificadas en la sucesión de la Quebrada del Arenal.

Facies	Litofacies	Espesor	Base	Geometría	Descripción	Interpretación
6. Areniscas y coquinas amalgamadas	SCS, HCS, Fl, Sd	30-150 cm	Erosiva	Tabular, <i>pinch-and-swell</i> .	Bancos de areniscas y coquinas compuestos por lentes amalgamadas. Adelgazamientos y engrosamientos con espesores medios de aproximadamente 60 cm. Acumulaciones de bioclastos en la base de las lentes. Se observan fangolitas laminadas entre los lentes. Los estratos pueden presentar calcos de carga en la base.	Erosión y deposición por flujos combinados canalizados de alta energía. El fango se deposita durante periodos de calma y se erosiona durante eventos posteriores de alta energía. Los calcos de carga evidencian la desestabilización de sedimentos depositados rápidamente por tensiones cíclicas (Allen 1977, Alfaro et al. 2002).
5. Areniscas delgadas con HCS y base erosiva	HCS, mHCS, Sm, Srw, Sr, Scyr, Sd	5 - 30 cm	Erosiva	Lenticular-lentiforme, tabular	Areniscas con estructura entrecruzada hummocky (HCS), micro-hummocky (mHCS) o masiva (Sm), y ondulas simétricas o asimétricas de crestas convexas en el techo (Srw, Sr). Ocasionalmente estructuras de corte y relleno (Scyr) en la base, en ocasiones con paredes de relieve vertical; raramente presentan acumulaciones basales de bioclastos o intraclastos. Estructuras de deformación sinsedimentaria (calcos de carga).	Erosión del sustrato y deposición de arena por flujos combinados de energía decreciente. La deformación sinsedimentaria evidencia deposición rápida.
4. Areniscas con HCS y estructuras deformacionales	HCS, SCS, Sh, Sm, Sd	20 - 30 cm	Neta, erosiva	Lenticular-lentiforme	Areniscas con estratificación cruzada <i>swaley</i> y <i>hummocky isotropo</i> y <i>anisotropo</i> . Presentan sucesiones de: estructura masiva (Sm) → laminación horizontal mal definida (Sh) / HCS / SCS. Las estructuras deformacionales (estratificación convoluta o calcos de carga) pueden afectar cualquiera de estos intervalos. Las secuencias pueden estar completas o incompletas, y apiarse en múltiples sucesiones en un único banco de arenisca.	Deposición por flujos combinados de alta energía con abundante sedimento en suspensión, correspondientes a corrientes de turbidez. Las litofacies Sm, Sh y HCS se interpretan como intervalos Ta y Tb de secuencias tipo Bouma modificadas por el oleaje (Myrow et al. 2002, Jelby et al. 2020). Las estructuras deformacionales evidencian la desestabilización de sedimentos depositados rápidamente por tensiones cíclicas.
3. Areniscas con laminación ondulítica ascendente	Scr, Sr, Sh, Sm	20 - 30 cm	Neta	Tabular	Areniscas de estratificación media con laminación ondulítica ascendente de geometría sigmoidal, unidireccional o bidireccional. Presentan sucesiones de: estratificación masiva → laminación paralela → laminación ondulítica ascendente. Las secuencias pueden estar completas o incompletas, y apiarse en múltiples sucesiones en un único banco de arenisca.	Deposición por flujos combinados de energía decreciente con abundante sedimento en suspensión, correspondientes a corrientes de turbidez.
2. Areniscas delgadas con HCS y base neta	HCS, mHCS	10-15 cm	Neta	Tabular	Areniscas finamente estratificadas con HCS isotropo y anisotropo.	Flujos combinados de alta energía predominantemente oscilatorios, no erosivos.
1. Fangolitas limosas y areniscas	Fl, Fm, Fr, Sr, Sm	2 - 200 cm	Neta	Tabular	Fangolitas limosas laminadas o masivas (Fl, Fm) de color verde o castaño anaranjado, con intercalaciones de limolitas y areniscas con laminación ondulítica (Fr, Sr), o areniscas masivas (Sm).	Las fangolitas se depositan por decantación de fango en suspensión o por flujos gravitatorios de baja energía. Las areniscas se depositan por flujos tractivos de baja energía.

Figura 4.3.: Foto panorámica de la Sección de la Quebrada del Arenal.

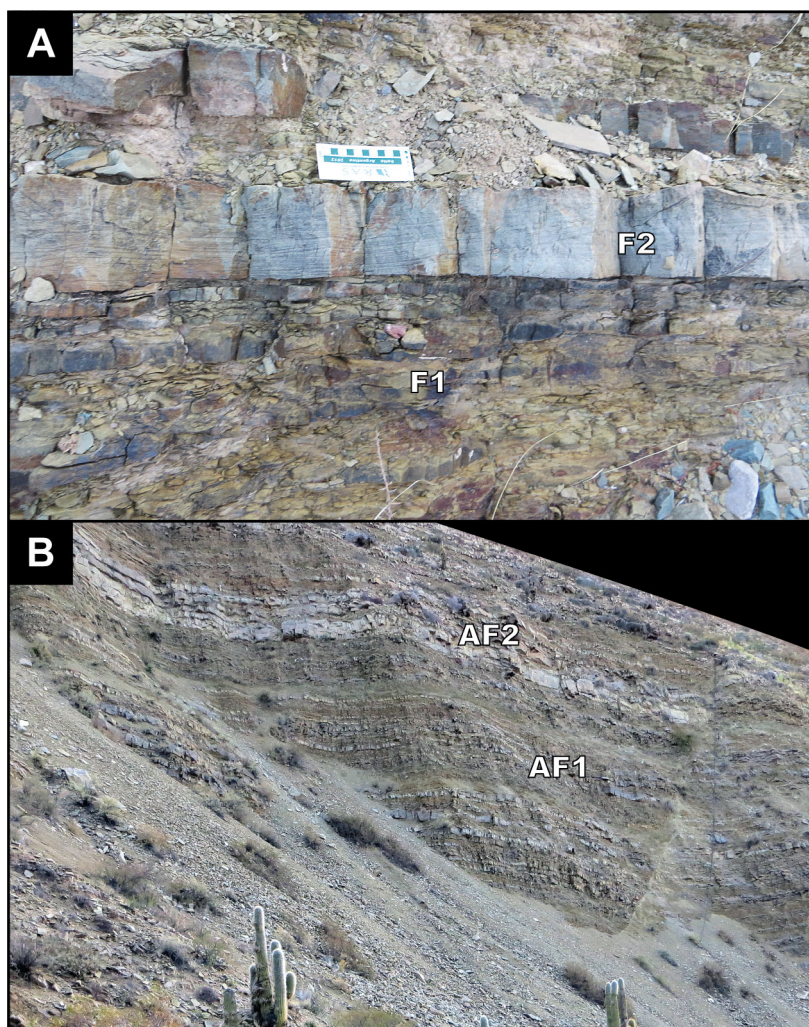




4.3.1.1. Asociación de facies 1 (F1, F2):

Descripción: La asociación de facies 1 (AF1) consiste en espesos paquetes de fangolitas limosas y areniscas delgadas subordinadas (F1) intercalados con areniscas de estratificación fina a media con estructuras *hummocky* y micro-*hummocky* (F2; Figs. 4.5 A y B). Dentro de la F1 las pelitas presentan espesores de 2–30 cm y las areniscas 2–5 cm; las areniscas de la F2 presentan espesores de 2–30 cm. Los bancos presentan geometría tabular y contactos netos. No se observa bioturbación en las superficies estratales ni en el cuerpo del estrato.

Figura 4.5.: AF1. A. Fangolitas y areniscas onduladas en estratificación heterolítica (F1) con intercalación de un banco de arenisca con estratificación cruzada *hummocky* (F2). B. Alternancia entre AF1 y AF2 en el tramo inferior de la columna.



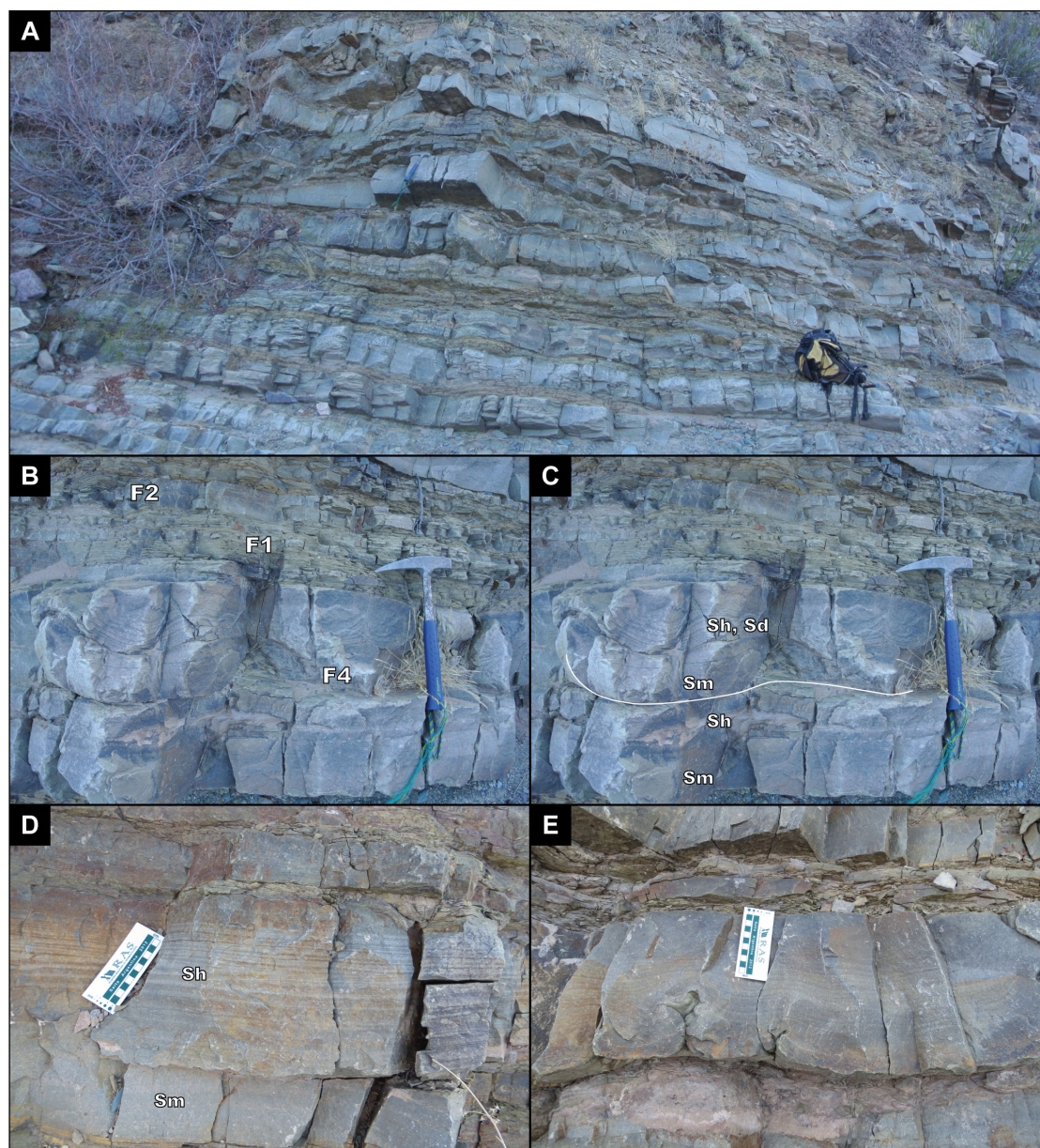
Interpretación: La AF1 se caracteriza por presentar importantes espesores de fangolitas y escasa bioturbación, que sugieren condiciones de baja energía y altas tasas de sedimentación. La F1 se habría depositado por decantación de fango a partir de plumas hipopícnicas, y posiblemente por depositación de sedimentos fango-arenosos a través de flujos gravitatorios tractivos de baja energía (Bhattacharya y MacEachern, 2009; Wilson y Schieber, 2014; Zavala, 2020). Las areniscas de la F2 reflejan la acción de flujos predominantemente oscilatorios de alto régimen producidos por encima del nivel de base del oleaje de tormenta.

4.3.1.2. Asociación de facies 2 (F1, F2, F3, F4):

Descripción: La asociación de facies 2 (AF2) se compone de espesos paquetes de areniscas (F3, F4) con intercalaciones de pelitas o intervalos heterolíticos (F1, F2) que conforman ciclos grano y estrato-crecientes de 5–10 m de espesor (Fig. 4.6A); los mismos se acuñan lateralmente transicionando a las facies finas de la AF1. Los bancos de areniscas más potentes (correspondientes a F4) se caracterizan por su geometría lenticular a lentiforme, con bases planas y techos planos o convexos definiendo formas lobuladas (Fig. 4.6A); comúnmente presentan un patrón de apilamiento compensatorio (Mutti y Normark, 1987). Internamente presentan estructuras de tipo HCS y SCS, laminación horizontal e intervalos masivos, con abundantes estructuras de deformación sinsedimentaria (Figs. 4.6B, C, D, E). Las mismas se organizan comúnmente en secuencias caracterizadas por un intervalo basal masivo y un intervalo superior laminado que puede presentar laminación horizontal pobremente definida, HCS o SCS; dichas secuencias pueden apilarse como múltiples estratos en un único cuerpo de arenisca (Fig. 4.6B, C).

Dentro de los tramos arenosos se registran también areniscas de estratificación mediana con laminación ondulítica ascendente y regular, laminación horizontal y estructura masiva, que se ordenan en secuencias de $Sm \rightarrow Sh \rightarrow Sr/Src$ (Figs. 4.7A-F). La laminación ondulítica presenta geometría sigmoidal, y puede ser simétrica o asimétrica, con migración en una sola dirección o en ambas. Los intervalos con laminación ondulítica presentan transiciones entre la de tipo regular y la ascendente. Las sucesiones pueden apilarse entre sí en un mismo banco de arenisca. En uno de los bancos con múltiples secuencias apiladas se observó que el intervalo basal masivo (Sm) se apoya en forma concordante sobre las ondulitas (Src , Srw) del intervalo infrayacente rellenando su topografía (Figs. 4.7E-F); se apreció a su vez un aumento en la cantidad de fango hacia el tope de cada secuencia. En los intervalos finos (F1 y F2) se observa ocasionalmente la transición de areniscas con laminación micro-*hummocky* a fangolitas con laminación

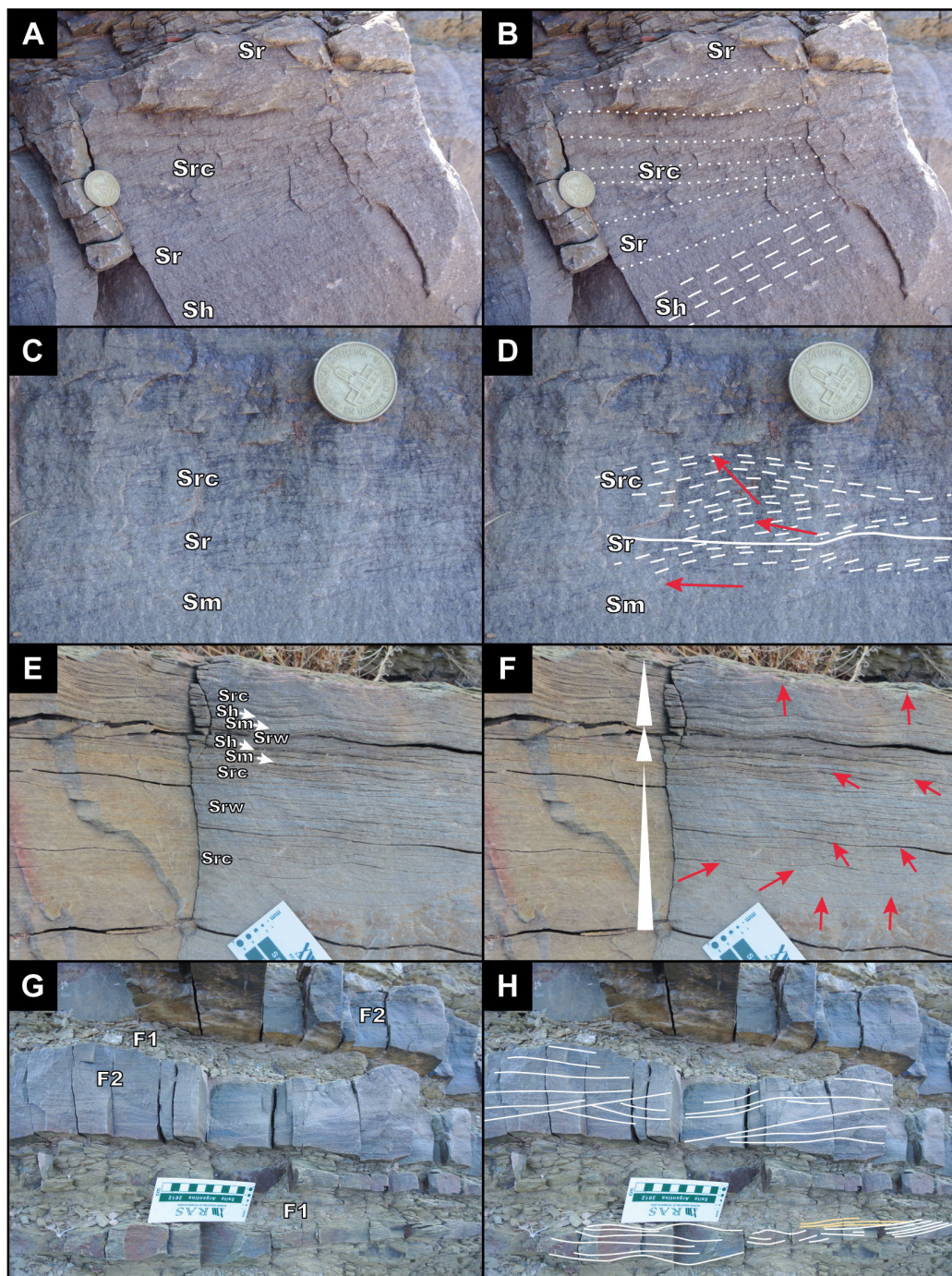
Figura 4.6.: AF2. A. Bancos de areniscas lenticulares a lentiformes (F4) con intercalaciones de facies finas (F1, F2), organizados en ciclos grano- y estrato-crecientes. Los bancos de arena, de forma lobulada, se apilan en forma compensatoria. B, C. Intercalación entre areniscas de F4 e intervalos heterolíticos más finos (F1, F2). F4: banco conformado por dos secuencias apiladas de Sm → Sh/HCS con laminación convoluta (Sd). D. F4: Banco de arena con un intervalo inferior de estructura masiva (Sm), sobre el que se apoya erosivamente un intervalo superior laminado (Sh). E. F4: Arenisca con laminación paralela y laminación convoluta.



ondulítica (Figs. 4.6G y H).

Interpretación: Las facies presentes reflejan la ocurrencia de flujos combinados de energía generalmente decreciente con elevadas cargas de material en suspensión, lo que queda particularmente evidenciado en las facies 3 y 4. F3 registra laminación ondulítica ascendente con características indicadoras de flujos oscilatorios o combinados (laminación ondulítica simétrica o con geometría sigmoidal —Yokokawa et al., 1995a; Myrow et al., 2002—). A su vez, F4 presenta estructuras de deformación sinsedimentaria (Sd) e intervalos masivos (Sm) asociados a estructuras producidas por flujos combinados predominantemente oscilatorios (HCS, SCS). En ambas facies las estructuras presentes se organizan en secuencias repetitivas que evidencian una disminución en la energía y concentración sedimentaria del flujo, similares a las definidas por Bouma y Brouwer (1964) como depósitos de corrientes de turbidez. Myrow et al. (2002) estudiaron tempestitas caracterizadas por estructuras sedimentarias erosivas en la base, seguidas por secuencias similares a las definidas por Bouma y Brouwer (1964) con laminación ondulítica ascendente sigmoidal, asociadas a abundantes estructuras diagnósticas de deformación sinsedimentaria y flujos oscilatorios o combinados. Interpretaron a estos depósitos como turbiditas modificadas por el oleaje, y explicaron su formación por la acción de flujos mixtos compuestos por corrientes de turbidez combinadas con oleaje de tormenta concomitante. En este tipo de procesos, la elevada carga de sedimentos en el flujo no se mantiene exclusivamente por auto-suspensión (asociada necesariamente a elevadas pendientes depositacionales que no suelen encontrarse en sectores someros de las plataformas marinas) sino también por la turbulencia producida por el oleaje de tormenta (Traykovski et al., 2000; Wright et al., 2001; Myrow et al., 2002). Este tipo de flujos puede desarrollarse a partir de la propia erosión y suspensión de sedimentos producida durante episodios de tormenta, o bien por la combinación de crecidas fluviales y tormentas marinas en sistemas sedimentarios costeros afectados por eventos meteorológicos extremos (inundación oceánica u *oceanic flood*, Wheatcroft y Borgeld 2000). De acuerdo con esta interpretación, F3 y F4 se habrían depositado por flujos gravitatorios predominantemente oscilatorios, de mayor energía y capacidad de carga de sedimentos en el caso de F4. Ambas facies registran secuencias apiladas que se habrían depositado por sucesivos pulsos de sedimentación durante un único evento de tormenta. En F3 la variación en el ángulo de ascenso de las ondulitas, con pasajes entre ondulitas ascendentes y regulares en una misma secuencia, evidencia cambios en la relación entre el avance y acreción vertical de las óndulas producidos por fluctuaciones en la energía y/o carga de sedimentos del flujo durante la migración de

Figura 4.7.: AF2. A-F: Areniscas con laminación ondulítica ascendente de F3. A, B. Secuencia de laminación paralela (Sh) a laminación ondulítica de corriente (Sr) y laminación ondulítica ascendente (Src). C, D. Secuencia de arenisca masiva (Sm), laminación ondulítica de corriente (Sr) y laminación ondulítica ascendente (Src). E, F. Tres secuencias apiladas de Sm→Sh→Sr/Src con tendencia granodecreciente marcada por un aumento en las cortinas de fango hacia el techo y dentro de cada intervalo. G, H. Alternancia entre pelitas y areniscas delgadas (F1) y areniscas de estratificación media con estratificación cruzada *hummocky* anisótropa (F2). Se aprecia el pasaje transicional entre una arenisca con estructura micro-*hummocky* y laminación ondulítica sigmoidal en la pelita suprayacente (líneas amarillas).



las óndulas. La ausencia de secuencias de estructuras que registren ciclos de energía creciente-decreciente o grandes episodios de depositación uniforme sugieren la ausencia de flujos hiperpícnicos prolongados como aquellos que suelen resultar de las crecidas fluviales (Mulder y Alexander, 2001). Al mismo tiempo, la escasez de estructuras que evidencien la acción de flujos unidireccionales puros (sin una componente oscilatoria) sugiere que los flujos gravitatorios se desarrollaron siempre en combinación con o a partir del oleaje de tormenta. De esta manera, los procesos que dan origen a la AF2 consistirían en flujos gravitatorios sustentados por el oleaje producidos por la erosión y resuspensión de sedimentos durante eventos de tormenta (Ogston et al., 2000; Traykovski et al., 2000; Wright et al., 2001; Myrow et al., 2002; Amos et al., 2003), y no de flujos gravitatorios modificados por el oleaje producidos por la combinación de flujos hiperpícnicos y oleaje de tormenta durante inundaciones oceánicas (Myrow et al., 2002; Lamb et al., 2008). Los intervalos finos correspondientes a las facies 1 y 2 registran también la acción de flujos combinados predominantemente oscilatorios de energía decreciente, probablemente también gravitatorios, de menor intensidad que los registrados en las facies 3 y 4.

4.3.1.3. Asociación de facies 3 (F1, F5):

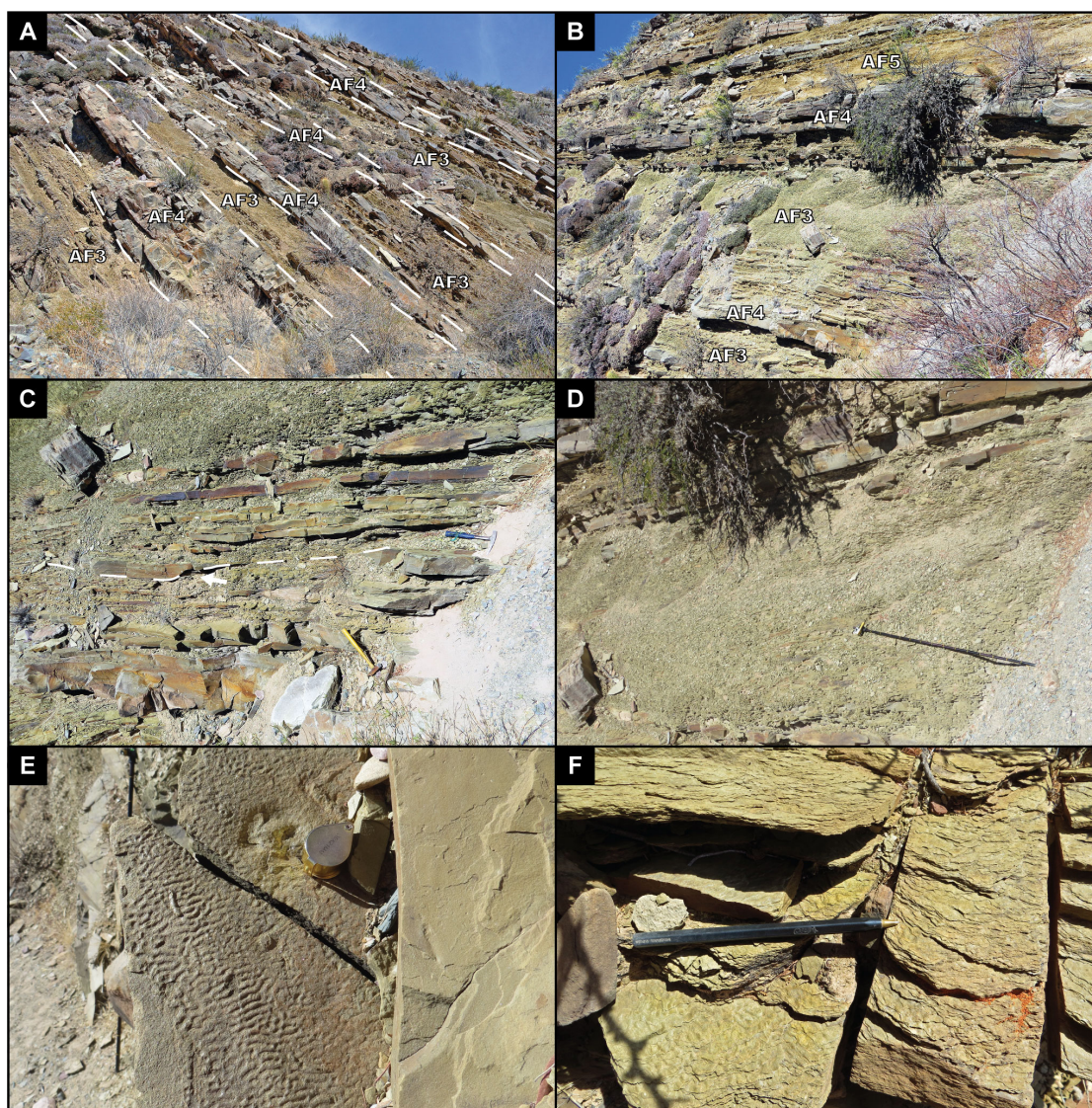
Descripción: La AF3 presenta un carácter heterolítico marcado por la alternancia de intervalos de grano fino conformados por pelitas limosas (F1) y delgadas tempestitas arenosas lenticulares a lentiformes de base erosiva (F5) (Figs. 4.8A-C). Las pelitas presentan tonalidades castaño verdoso y castaño anaranjado, con laminación o estructura masiva y contienen abundante muscovita (Fig. 4.8D). Presentan en algunos casos espesores notables, registrándose intervalos completamente fangosos de 1-2 m de espesor; registran a su vez delgadas intercalaciones (<3 cm de espesor) de limolita masiva o laminada. Las tempestitas (F5) se componen de bancos de arenisca con estructura entrecruzada *hummocky*, *micro-hummocky* (mHCS) o masiva (Sm); pueden presentar ondulitas simétricas o asimétricas de crestas convexas hacia el tope. Las bases erosivas pueden presentar estructuras de corte y relleno (Fig. 4.8C), en ocasiones con paredes de relieve casi vertical; más raramente presentan acumulaciones basales de bioclastos o intraclastos. Se aprecian en algunos casos superficies erosivas que definen formas canalizadas cuyo relleno es heterolítico, componiéndose de la intercalación entre las F5 y F1 (Fig. 4.8C). Ocasionalmente presentan estructuras de deformación sinsedimentaria en la base del estrato (calcos de carga) o dentro del mismo (laminación convoluta). Se observa una distribución irregular de la bioturbación: la mayoría de las superficies de los estratos no presentan trazas, pero algunos techos presentan bioturbación moderada. En los techos de algunos estratos se

observan ondulaciones milimétricas conformadas por crestas aplanadas y senos de anchos comparables entre sí (Fig. 4.8E, F), que por sus características morfológicas generales podrían interpretarse como óndulas de adhesión, óndulas de impacto de gotas de lluvia, micro-calcos de carga o microbialitas tipo *Kinneyia* (Allen, 1982b; Kocurek y Fielder, 1982; Allen, 1984; Porada y Bouougri, 2007). Se distinguen de óndulas de adhesión y de impacto de gotas de lluvia por su geometría simétrica, y de micro-calcos de carga por el perfil en U de sus senos (Allen, 1982b; Kocurek y Fielder, 1982; Allen, 1984; Duperron y Scasso, 2020), y se asemejan morfológicamente a estructuras biogénicas de origen microbiano registradas en unidades tremadocianas de la Sierra de Mojotoro (Duperron y Scasso, 2020), por lo que se las interpreta como microbialitas.

Interpretación: Las areniscas de la F5 evidencian depositación dominada por flujos oscilatorios o combinados de alta energía correspondientes a oleaje de tormenta. Las bases erosivas de los bancos que en algunos casos presentan acumulaciones de intraclastos fangosos y el relieve pronunciado que presentan las estructuras de corte y relleno evidencian una importante incisión y erosión de sustratos fangosos cohesivos, lo que requiere flujos con una importante capacidad erosiva. El transporte de bioclastos cerca del fondo (hallados esporádicamente conformando acumulaciones en la base de las areniscas) podría contribuir en parte con la erosión del sustrato por abrasión (Flood, 1981). La geometría lenticular a lentiforme de las tempestitas evidencia la canalización de los flujos combinados actuantes durante la depositación. La presencia de ondulitas simétricas o asimétricas de perfil convexo en el techo de los estratos evidencia una disminución en la energía del flujo combinado, o bien el retrabajo del tope del depósito arenoso por oleaje de buen tiempo.

La F5 presenta notables similitudes con las tempestitas canalizadas estudiadas por Myrow (1992a,b); Amos et al. (2003) en ambientes de *shoreface* fósiles y modernos. Los autores registraron la existencia de tempestitas canalizadas, con bases erosivas marcadas por canaletas («gutters» *sensu* Myrow, 1992b) cubiertas por depósitos arenosos con estructuras sedimentarias características de flujos oscilatorios reflejando condiciones de energía menguante. Myrow (1992b) interpretó que la erosión del sustrato ocurría durante la etapa inicial predominantemente unidireccional del flujo combinado, asociada al desarrollo de corrientes de retorno durante la tormenta (producidas por la elevación temporal del nivel del mar debido a la propagación del oleaje en dirección al continente); y su relleno ocurría en forma inmediatamente posterior al menguar la velocidad de corriente y bajo condiciones de flujos predominantemente oscilatorios. Amos et al. (2003) realizaron

Figura 4.8.: A, B. Alternancia entre AF3 y AF4 en parte alta de la columna. Se observan tempestitas amalgamadas de base erosiva de la AF4 (línea punteada). C. AF3, compuesta por la intercalación de fangolitas limosas (F1) y tempestitas lenticulares a lentiformes de base erosiva. La línea punteada marca una superficie erosiva con estructura de corte relleno, cubierta por areniscas de F5 y pelitas de F1. D. AF3: intervalo pelítico espeso conformado por fangolitas limosas laminadas de estratificación gruesa a muy gruesa (>30 cm de espesor) con intercalaciones de limolitas y areniscas delgadas con laminación ondulítica (F1). E. Microbialitas y escasas trazas fósiles en el techo de un estrato. F. Posibles microbialitas conformando un banco de arenisca. B, C, D: las fotografías se encuentran rotadas para facilitar su visualización.



mediciones *in situ* sobre las condiciones hidrodinámicas desarrolladas en una sucesión de eventos de tormenta, durante la cual se dio la erosión y relleno de canaletas perpendiculares a la costa en anchos canales de mayor jerarquía que atravesaban el *shoreface*. Encontraron que la acción combinada de corrientes de retorno y oleaje de tormenta de alta intensidad durante uno solo de los eventos de tormenta produjo la incisión de las canaletas en un corto periodo, y que su relleno se dio en las horas siguientes durante la etapa menguante de la tormenta. A su vez, registraron elevadas concentraciones de sedimento en suspensión en forma próxima al lecho durante la formación y relleno de las canaletas; en función de ello, interpretaron el desarrollo de corrientes de turbidez afectadas por el oleaje en forma concomitante con la formación de las canaletas, y sugirieron que la presencia de arena fina en suspensión favorecería la erosión del sustrato por abrasión. De esta forma, las tempestitas canalizadas de la F5 se habrían depositado durante eventos de tormenta en los que se habrían desarrollado poderosas corrientes de retorno asociadas al oleaje, generando flujos combinados que en un inicio habrían sido de carácter predominantemente unidireccional y fuertemente erosivo, y al menguar la intensidad de las corrientes de retorno se habrían transformando en predominantemente oscilatorios y depositacionales.

La presencia esporádica de trazas fósiles en los techos de los bancos y los grados bajos o moderados de intensidad de la bioturbación, así como la presencia en algunos casos de estructuras microbianas, sugieren el desarrollo episódico de condiciones de estrés fisiológico aún durante el periodo post-tormenta que habrían impedido total o parcialmente la colonización y retrabajo del sustrato por organismos bioturbadores (Hagadorn y Bottjer, 1997; Buatois y Mángano, 2004; MacEachern y Bann, 2008). Las espesas pelitas de la F1 evidencian depositación en condiciones de menor energía pero altas tasas de sedimentación, asociadas a la decantación de plumas hipopícnicas o bien a flujos tractivos hiperpícnicos de baja energía (Bhattacharya y MacEachern, 2009; Wilson y Schieber, 2014; Zavala, 2020).

4.3.1.4. Asociación de facies 4 (F6):

Descripción: Bancos tabulares de areniscas y coquinas compuestos por lentes amalgamadas con bases erosivas (F6; Fig. 4.9A-D). Los bancos presentan adelgazamientos y engrosamientos, con espesores medios de aproximadamente 60 cm que varían en un rango entre 30 y 150 cm. Se observan frecuentemente acumulaciones de bioclastos en la base de las lentes (Figs. 4.9A, B). Las lentes son más espesas y presentan mayor contenido de bioclastos en los sectores más engrosados de los bancos. La estructura interna de las

lentes consiste en SCS y minoritariamente HCS. Se observan en algunos casos bolsillos o láminas de fangolitas de 2-15 cm de espesor entre los lentes de arenisca amalgamados (Fig. 4.9C). Las lentes pueden presentar calcos de carga en la base.

Figura 4.9.: AF4, consistente en areniscas y coquinas canalizadas y amalgamadas (F6).

A. Alternancia entre AF3 y AF4: los bancos de arenisca de AF4 (línea punteada) muestran notables adelgazamientos y engrosamientos. B. Arenisca conformada por lentes amalgamadas (línea punteada), con SCS y coquinas centimétricas en las bases de las lentes. C. Banco conformado por dos grandes cuerpos de base erosiva (línea punteada): 1. arenisca con estructura de corte y relleno en la base, con laminación paralela de bajo ángulo y acumulaciones de coquinas en las bases de las lentes internas; 2. coquina de base erosiva conformada por lentes internas, con menor contenido de bioclastos hacia el techo. Se observan delgados bolsillos de fangolita (flechas blancas) entre algunas de las lentes.



Interpretación: La AF4, caracterizada por espesos bancos de arenisca y coquina conformados internamente por lentes amalgamadas, representa erosión y depositación por flujos combinados canalizados de alta energía correspondientes a eventos de tormenta. El fango se habría depositado durante periodos de calma, para ser erosionado durante

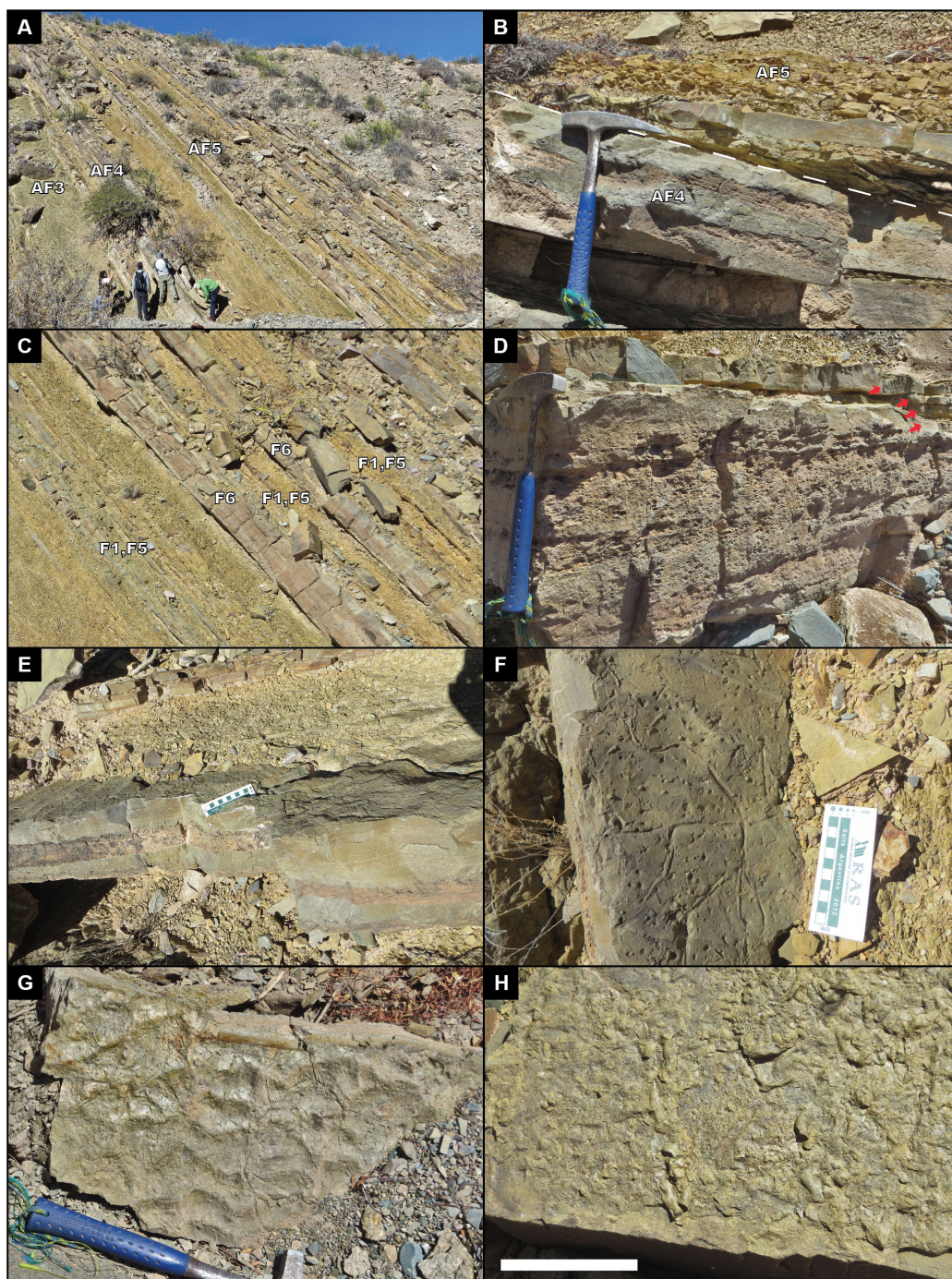
eventos posteriores de alta energía. La amalgamación de los depósitos arenosos y fangosos evidencia erosión e incisión recurrente de la superficie del fondo. Los calcos de carga evidencian la desestabilización de sedimentos depositados rápidamente por tensiones cíclicas asociadas al oleaje de tormenta (Allen, 1977; Myrow y Hiscott, 1991; Alfaro et al., 2002). Los depósitos de la AF4 representan procesos similares de sedimentación que la AF3, y se interpretan igualmente como producto de la erosión y depositación asociadas a eventos de tormenta en los que se desarrollan flujos combinados de alta energía por la combinación del oleaje de tormenta con poderosas corrientes de retorno. La AF4 representa la amalgamación de los depósitos canalizados así producidos, y representa canales de mayor jerarquía desarrollados sobre la plataforma en dirección normal a la costa (como los descritos en ambientes actuales por Amos et al. 2003).

4.3.1.5. Asociación de facies 5 (F1, F5, F6):

Descripción: La AF5 se compone de areniscas delgadas (F5) intercaladas con fangolitas laminadas o masivas (F1), que alternan con bancos de tempestitas amalgamadas (F6). Se diferencia de AF3 y AF4 por las bases planas y geometría tabular a lentiforme de las areniscas y coquinas que conforman las F5 y F6, y por el mayor grado de bioturbación que se encuentra en dichas facies. Las areniscas delgadas presentan estratificación entrecruzada *hummocky* o *micro-hummocky*, laminación ondulítica simétrica o asimétrica, o estructura masiva; no se observan estructuras de corte y relleno en sus bases. Las tempestitas amalgamadas se conforman de intervalos laminados con SCS que alternan con intervalos de coquina crudamente laminada o masiva, y frecuentemente presentan ondulitas simétricas o asimétricas en el techo. Presentan estratificación gruesa (<1 m de espesor), es decir que resultan menos potentes que las tempestitas amalgamadas y canalizadas de AF4. Se observa comúnmente bioturbación de grado moderado a intenso en los techos de F5 y F6; en algunos casos se observa bioturbación en las bases de los bancos de arenisca. Las fangolitas se destacan por su color castaño anaranjado.

Interpretación: Las facies que componen la AF5 registran evidencias de depositación por flujos combinados predominantemente oscilatorios de carácter erosivo, pero no canalizados. En relación con A3 y A4, refleja condiciones más benignas sin estrés fisiológico que permiten el desarrollo de comunidades bioturbadoras del sustrato, desarrollándose asociaciones pre- y post- tormenta típicas de ambientes marinos normales.

Figura 4.10.: A. AF5 en el tope de la columna, por encima de AF4. B. Contacto neto (línea punteada) entre coquina fosfática-calcárea de F6 (correspondiente a AF4) e intercalaciones de areniscas bioturbadas (F5) con pelitas castañas (F1) de AF5. C. AF5, conformada por intercalaciones de pelitas limosas con tempestitas delgadas (F1, F5) y tempestitas amalgamadas de base erosiva (F6); se destaca la geometría tabular y bases planas de los estratos. D. Tempestita amalgamada conformada por lentes de coquina y arenisca (F6) que culmina en un intervalo arenoso bioturbado con laminación ondulítica, y es cubierta por tres estratos arenosos de similares características correspondientes a F5 (flechas rojas). E, F. Tempestita amalgamada (F6) con intervalos de coquina calcárea, y ondulitas simétricas y bioturbación moderada en el techo. G. Ondulitas de interferencia y bioturbación intensa en el techo de una arenisca (F5). H. Bioturbación intensa en la base de una arenisca (F5). Barra de escala: 10 cm.



4.3.1.6. Procesos, subambientes y sistema depositacional

Las AF1 y AF2, presentes en el tramo inferior y medio de la columna, reflejan la acción de flujos combinados predominantemente oscilatorios, de alta energía y elevada carga de sedimentos, correspondientes a corrientes de turbidez modificadas por el oleaje *sensu* Myrow et al. (2002). Por otro lado AF3 y AF4, desarrolladas en el tramo superior de la columna, reflejan la acción de flujos combinados canalizados con una importante capacidad erosiva. Todas las AF presentan estructuras sedimentarias que reflejan posiciones batimétricas por encima del nivel de base del oleaje de tormenta, sin encontrarse indicadores batimétricos diagnósticos que permitan delimitar claramente el límite superior de las profundidades abarcadas por las AF presentes. Asimismo, no se registraron tendencias marcadas en la granulometría de los depósitos, presentando los mismos texturas homogéneas comprendidas entre las arenas finas a muy finas. Por ello las tendencias de proximalidad y distalidad se infieren a partir del carácter predominantemente depositacional reflejado por AF1 y AF2, con espesos paquetes de fangolitas y areniscas organizados en ciclos granocrecientes, y el carácter notablemente erosivo de AF3 y AF4, que marcan el pasaje hacia ambientes someros sometidos a la erosión de las tormentas hacia el tope de la columna.

La geometría y arquitectura de las AF resulta el siguiente indicador más significativo sobre la naturaleza de los ambientes sedimentarios que las mismas representan. La AF2 se destaca por sus ciclos grano y estrato-crecientes que se acuñan lateralmente transicionando a las facies más finas de la AF1, y que internamente se componen de bancos de arenisca de forma lobulada intercaladas con las mencionadas facies finas; estas características resultan típicas de los lóbulos de abanicos submarinos (Mutti y Normark, 1987; Straub y Pyles, 2012). Las areniscas lobuladas se apilan con un patrón de apilamiento compensatorio, que registra la tendencia de los elementos arquitecturales a auto-organizarse y distribuirse rellenando bajos topográficos a través del proceso de avulsión, compensando el relieve positivo asociado a su deposición y así suavizando el relieve depositacional. Este patrón de apilamiento resulta característico de la región proximal de los lóbulos de abanicos submarinos, observándose asimismo en otros tipos de sistemas distributivos como deltas o ambientes fluviales (Mutti y Normark, 1987; Prélat et al., 2009; Straub et al., 2009; Straub y Pyles, 2012). Si bien los abanicos submarinos típicamente se forman a partir de flujos gravitatorios predominantemente unidireccionales desarrollados en ambientes profundos por debajo del nivel de base del oleaje, la AF2 registra el desarrollo de corrientes de turbidez modificadas por oleaje de tormenta, por lo que en este caso los lóbulos se depositarían en posiciones relativamente someras en

comparación con los sistemas de abanicos más clásicos. De esta forma, la AF 2 se interpreta como depositada en ambientes de lóbulo proximal, mientras que la AF1 (hacia la cual grada lateralmente) se desarrollaría en el lóbulo distal.

Las AF3 y AF4, caracterizadas por depósitos canalizados de alta energía relativamente proximales, representarían los canales submarinos desarrollados sobre la plataforma que alimentarían los abanicos de las AF1 y AF2. AF4 representaría facies axiales de canal, mientras que AF3 representaría facies marginales o de intercanal. El reducido espesor de los cuerpos arenosos y areno-fangosos en las AF3 y AF4 en relación a AF1 y AF2 evidencia su funcionamiento como sistemas alimentadores de *bypass*, en los que el sedimento es predominantemente erosionado y transportado hacia los ambientes más profundos de las AF1 y AF2, donde ocurre la mayor depositación. Las AF3 y AF4 no presentan patrones homogéneos de apilamiento, registrándose tanto ciclos grano-crecientes como grano-decrecientes, lo que refleja dinámicas complejas de relleno y migración de los canales submarinos. De acuerdo con el esquema propuesto, los flujos gravitatorios sustentados por el oleaje de las AF1 y AF2 estarían genéticamente vinculados con los flujos de tormenta erosivos de las AF3 y AF4. Estos flujos se originarían en las regiones más proximales donde se desarrolla el sistema de canales. Allí producirían la erosión y resuspensión de los sedimentos, encauzándose en los canales rellenos por las AF1 y AF2, para luego depositar la mayor parte de la carga sedimentaria en los lóbulos de las AF3 y AF4.

La AF5 registra procesos sedimentarios similares a los interpretados para las AF3 y AF4, consistentes en flujos combinados de carácter erosivo, pero presenta depósitos no canalizados con intensa bioturbación en sus topes que reflejan la ocurrencia de flujos de tormenta no confinados seguidos por intervalos de buen tiempo durante los cuales el sustrato es colonizado por organismos bioturbadores y posteriormente se depositan facies más finas de baja energía. Estos rasgos resultan típicos de ambientes marinos someros de plataforma por encima del nivel base del oleaje de tormenta.

Se destacan variaciones marcadas en la distribución de la bioturbación a lo largo de la columna. Las AF1 y AF2 presentan bioturbación escasa en la base de algunos estratos, que refleja el desarrollo de asociaciones pre-tormenta de organismos bioturbadores que colonizan el sustrato durante los periodos de buen tiempo. La ausencia de trazas en los techos de las areniscas probablemente se deba a la naturaleza de los flujos gravitatorios cargados con material fino en suspensión, que producen la depositación continua de sedimentos areno-fangosos sin pausas entre la sedimentación de ambas fracciones texturales. Las AF3 y AF4 presentan grados bajos a moderados de bioturbación que se

desarrolla esporádicamente sobre los techos de los estratos; generalmente los mismos no presentan trazas fósiles o registran microbialitas en su lugar. La ausencia de asociaciones pre-tormenta se debe a la obliteración de las trazas fósiles no penetrativas debido a la frecuente y profunda erosión registrada en las tempestitas erosivas de las AF3 y AF4 (Mángano et al., 2005). La presencia de microbialitas evidencia el desarrollo de periodos de no-sedimentación que permiten el desarrollo de biofilms (Gerdes et al., 2000); su preservación indica condiciones de estrés fisiológico que evitan la colonización por parte de organismos bioturbadores (Hagadorn y Bottjer, 1997; Buatois y Mángano, 2004). De este modo, la distribución irregular de bioturbación y microbialitas en la AF3 se debe al carácter episódico de la sedimentación, asociado a su vez al desarrollo frecuente de condiciones de estrés fisiológico en el ambiente (baja oxigenación o salinidad, elevada turbidez, etc. –Gingras et al., 2012; Alonso-Muruaga et al., 2013; Buatois et al., 2013–). Finalmente, la AF5 presenta grados moderados a intensos de bioturbación no penetrativa que se registra frecuentemente en las bases y/o techos de los estratos. Estas ocurrencias representan el desarrollo de asociaciones pre- y post-tormenta clásicas en ambientes marinos someros sin condiciones de estrés fisiológico (Mángano y Buatois, 2003; Mángano et al., 2005). Los estudios paleontológicos desarrollados en la Formación Rupasca y en unidades coetáneas depositadas en regiones próximas indican generalmente comunidades caracterizadas por baja biodiversidad con un grado pobre de ocupación del sustrato, coherentes con el contexto depositacional aquí planteado. Balseiro et al. (2011); Arcerito et al. (2018) describieron asociaciones de trilobites dominadas por olenélidos en la Formación Rupasca (localidades de la Quebrada del Arenal y el Angosto de Chucalezna). Estos organismos representan normalmente componentes subordinados en las asociaciones ordovícicas de trilobites de ambientes marinos poco profundos, pero dada su tolerancia a condiciones de baja oxigenación y altas tasas de sedimentación pueden volverse dominantes en ambientes con dichas características, como es el caso en la Formación Rupasca (Buatois y Mángano, 2003a; Balseiro et al., 2011; Serra et al., 2021).

De esta forma, las asociaciones de facies 1 a 4 representan un sistema de canales y lóbulos submarinos dominados por la acción de flujos gravitatorios desencadenados por el oleaje de tormenta. Este sistema se caracteriza por sedimentación episódica con condiciones de elevado aporte sedimentario y estrés fisiológico que afecta el desarrollo de los ecosistemas bentónicos. Dichas características sugieren la asociación a un sistema fluvial alimentador, que proveería el aporte de sedimentos al área: la presencia en la región costera de abundantes sedimentos no consolidados, recientemente depositados por la acción

fluvial, favorecería el desarrollo de flujos gravitatorios durante los eventos de tormenta (Ogston et al., 2000; Traykovski et al., 2000; Wright et al., 2001; Myrow et al., 2002; Amos et al., 2003). Por otro lado, las crecidas fluviales así como la frecuente resuspensión de sedimento por el oleaje generarían perturbaciones periódicas de las comunidades bentónicas (Pemberton et al., 1992; MacEachern y Bann, 2008; Gingras et al., 2012). La AF5, presente hacia el tope de la columna, registra un marcado cambio en el estilo de sedimentación y en la distribución de la bioturbación, lo que sugiere el pasaje a un ambiente de plataforma dominado por tormentas sin evidencias del desarrollo de flujos gravitatorios y con condiciones paleoecológicas normales. Este cambio reflejaría la desconexión de este sector de la plataforma con respecto al sistema fluvial alimentador.

Sistemas similares de lóbulos y canales submarinos dominados por flujos gravitatorios sustentados o modificados por el oleaje de tormenta han sido estudiados por Pattison (2005); Pattison et al. (2007); Paim et al. (2008); Basilici et al. (2012); Eide et al. (2015). Estos sistemas permiten el *bypass* y transporte de importantes volúmenes de sedimentos fango-arenosos a través de la plataforma (Myrow, 1992a; Pattison et al., 2007; Eide et al., 2015). En consecuencia, a pesar de estar dominados por procesos similares, producen secuencias progradantes con arquitecturas sedimentarias que no se ajustan al patrón clásico grano- y estrato-creciente, marcadamente tabular, de los depósitos de plataformas marinas dominadas por tormentas y que permiten distinguirlos entre sí (Myrow, 1992a; Eide et al., 2015). En la sección estudiada no se han registrado facies costeras o más someras que permitan analizar directamente la naturaleza de la fuente de sedimentos y de los ambientes transicionales vinculados con el sistema de abanicos y lóbulos submarinos. Sin embargo, las elevadas tasas de sedimentación y el desarrollo de asociaciones de trazas fósiles que reflejan condiciones de estrés periódico asociadas a factores múltiples (salinidad, turbidez, oxigenación, tasas de sedimentación, etc.) permiten suponer la conexión con un sistema fluvial alimentador (Myrow, 1992a; Pattison et al., 2007). Esta vinculación queda más clara en otros casos de estudio en los que se han identificado depósitos de flujos hiperpícnicos puros producidos por crecidas fluviales, en forma subordinada a las turbiditas modificadas por el oleaje (Pattison, 2005; Lamb et al., 2008). Sin embargo, en algunos de los sistemas análogos con correlaciones ajustadas con respecto a las facies costeras, se ha confirmado la asociación entre los sistemas de lóbulos y canales submarinos dominados por el oleaje, y sistemas fluviales o deltaicos responsables del extraordinario aporte sedimentario que los mismos registran y posiblemente de la misma incisión de los canales submarinos (Pattison et al., 2007; Eide et al., 2015). De acuerdo con Buatois y Mángano (2003a); Buatois et al. (2006), las tendencias paleobatimétricas

registradas en la Formación Santa Rosita son producto de fluctuaciones regionales de la línea de costa asociadas a variaciones absolutas en el nivel del mar en sistemas lineales de plataforma. Si bien no se desarrollaron aquí estudios regionales que permitan esclarecer dicha incógnita, las facies y arquitecturas sedimentarias identificadas en la sección de la Quebrada del Arenal son coherentes con la existencia de sistemas no-lineales y fuentes localizadas de sedimentos como serían los sistemas deltaicos interpretados por Astini (2003, 2008); Vaucher et al. (2020).

4.3.2. Componentes intracuencales

A continuación se describen los componentes intracuencales identificados en las fosforitas de las tres localidades estudiadas. La interpretación de los procesos bioestratinómicos y diagenéticos que actuaron sobre los mismos se desarrolla en la Sección 4.4.2.

4.3.2.1. Bioclastos fosfáticos laminares

Los bioclastos fosfáticos laminares consisten en fragmentos aplanados de conchillas de braquiópodos linguliformes con microestructura laminar (Figs. 4.11 y 4.12). Presentan dimensiones variables, con largos de 0,1–6 mm y espesores de 10–600 μm (Fig. 4.11A-B). El grado de definición de la microestructura es variable, encontrándose bioclastos con una estructura bien definida o bien con aspecto homogéneo (Fig. 4.11B, D). Los bioclastos están compuestos por francolita de color castaño claro a oscuro, y presentan extinción permanente con nicoles cruzados.

Los bioclastos presentan formas generalmente aplanadas ($\text{FFC}_p = 0.01\text{--}0.4$) y son angulosos a subangulosos (Fig. 4.11). En la fosforita de la Quebrada del Arenal (Secciones 4.3.3.2 y 4.3.4.2) se encuentran abundantes bioclastos de espesor relativamente alto (200–600 μm de espesor; Fig. 4.12A); los mismos pueden presentar formas más ecuanter al fragmentarse, alcanzando factores de forma de hasta 0.8, y comúnmente presentan contornos subredondeados a redondeados (Fig. 4.12B-D).

Se observan también variaciones en la integridad de la estructura interna de los bioclastos. Cuando esta se encuentra preservada presenta contorno y espesor regular, y laminación interna ininterrumpida a lo largo de su extensión (Fig. 4.13A); por otro lado, se observan bioclastos con contorno irregular y variaciones en su espesor que se corresponden con la interrupción de segmentos de su estructura interna (Fig. 4.13B-C). Raramente, se observan bioclastos con láminas internas parcialmente separadas a lo largo de los planos de la estructura interna (Fig. 4.13D-F), lo que evidencia que los rasgos

Figura 4.11.: A. Bioclastos fosfáticos laminares ($FFC_p = 0.08$). B. Bioclastos laminares con distintos espesores y grado de definición de la microestructura. Escala: 500 micrones. C. Vista dorsal de un fragmento fosfático laminar. Escala: 500 micrones. D. Bioclasto con microestructura laminar definida. Escala: 200 micrones.

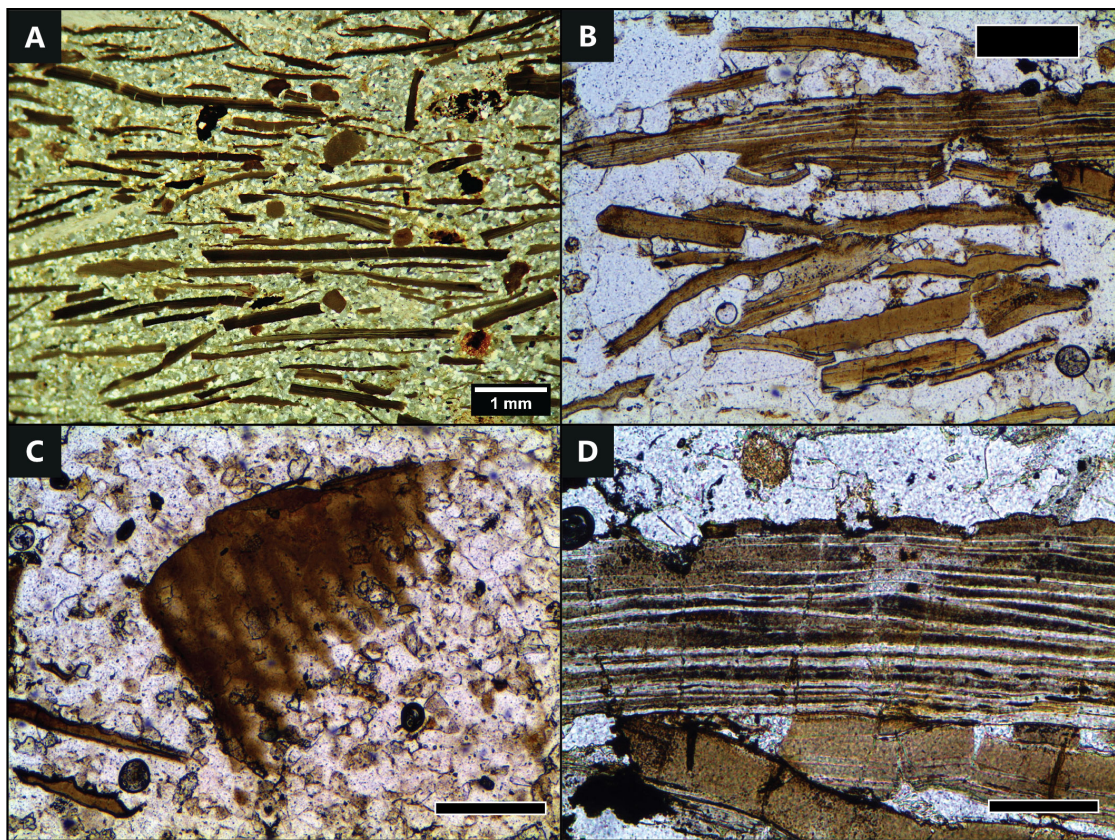
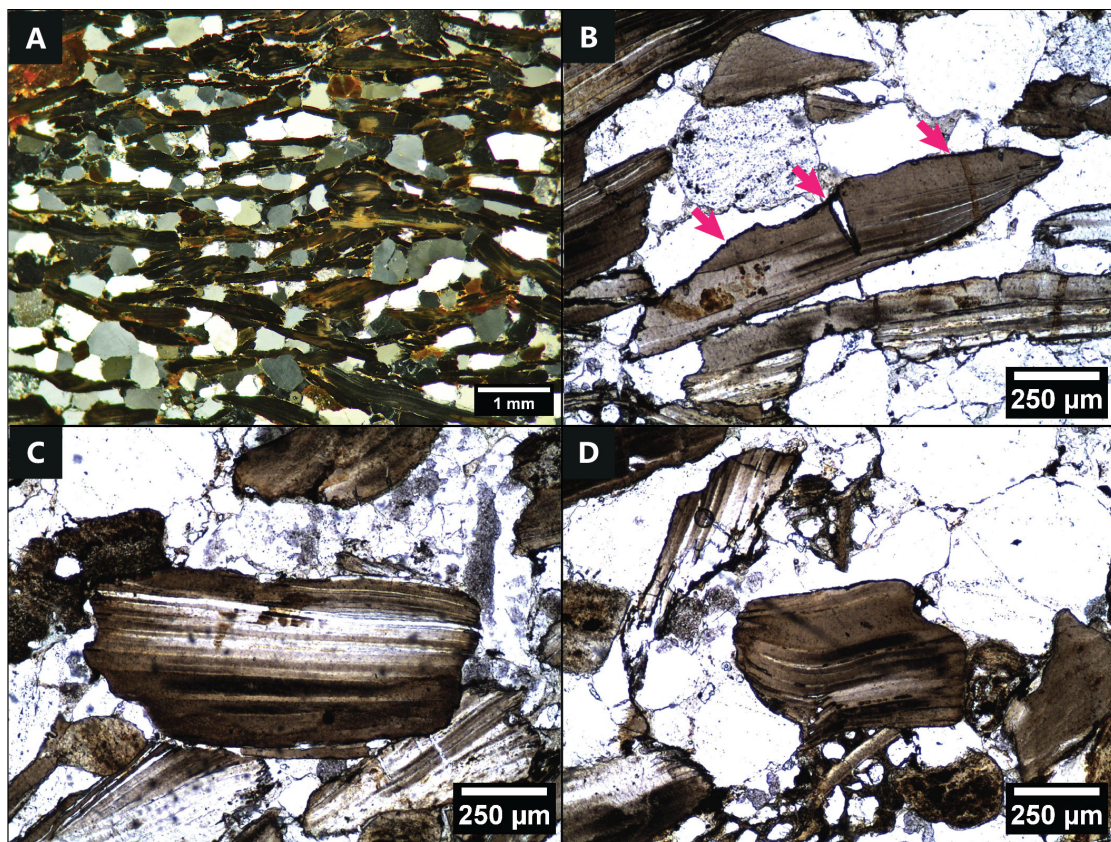
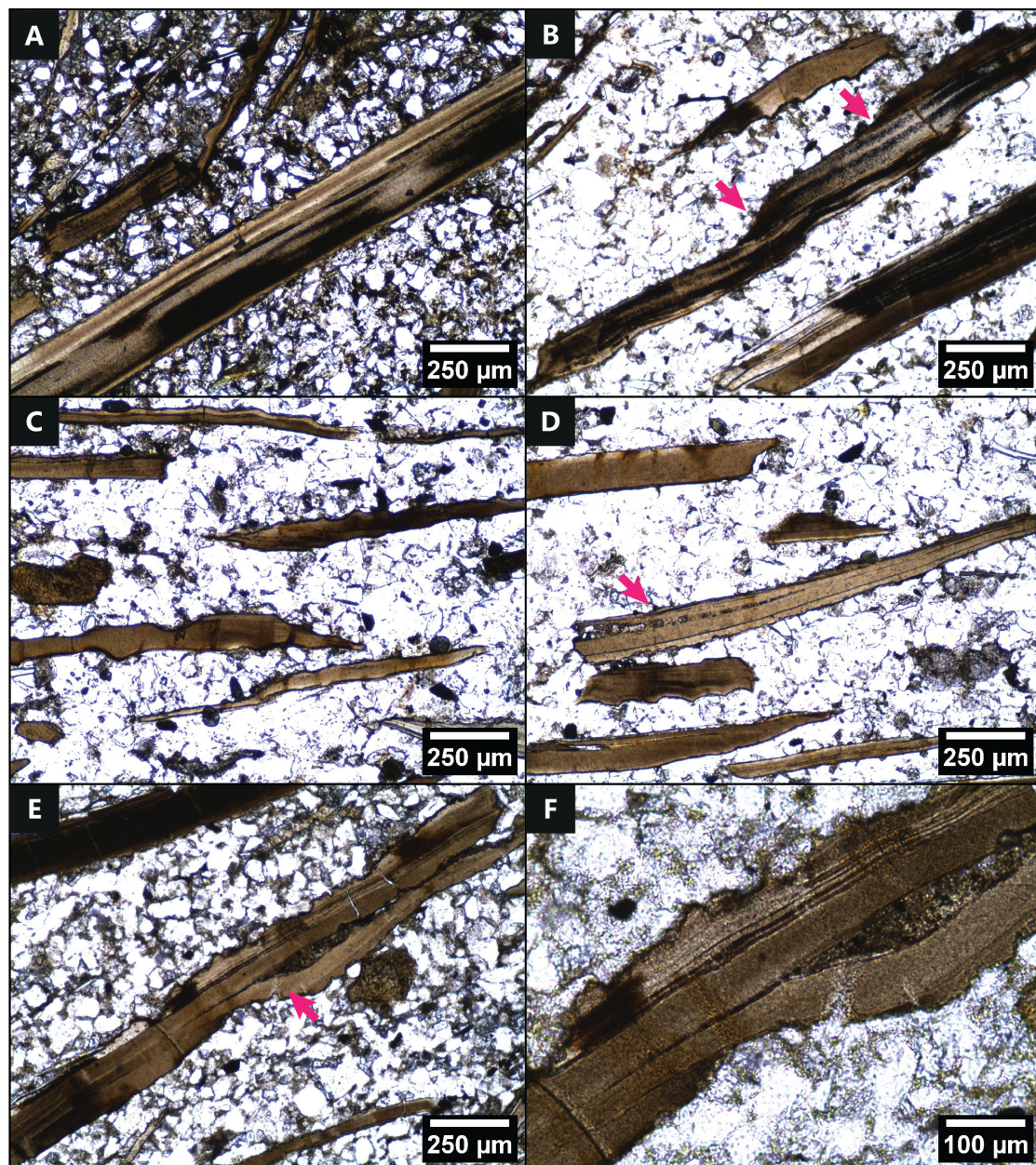


Figura 4.12.: A. Bioclastos fosfáticos laminares espesos ($FFC_p = 0.16$). B. Bioclasto espeso con fractura y alteración transversal a la microestructura (flechas) separando segmentos ecuanes. C–D. Bioclastos espesos fragmentados y redondeados a subredondeados.



previamente mencionados se producen por la delaminación parcial de los bioclastos.

Figura 4.13.: A. Bioclasto laminar con espesor regular y estructura interna preservada. B. Bioclasto con contorno y espesor irregular e interrupciones de la laminación interna (flechas). C. Bioclastos con contorno y espesor irregular. D. Bioclasto con lámina separada a lo largo de la estructura interna. E–F. Bioclasto con lámina separada a lo largo de la estructura interna y precipitación de cemento fosfático en el espacio intersticial (flecha).



4.3.2.2. Bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados

Los bioclastos equidimensionales alterados se distinguen por sus formas relativamente ecuanter (aparentemente equidimensionales, proladas u obladas en sección delgada) y por su intensa alteración siguiendo la microestructura interna (Fig. 4.14). Los clastos son redondeados a subredondeados, y presentan granulometrías correspondientes a arena muy fina a gruesa. Las láminas o fibras que conforman su estructura interna están pobremente definidas y presentan contornos sinuosos y anastomosados; comúnmente, la laminación interna es más fina que la de los especímenes frescos. Los bioclastos fosfáticos equidimensionales están compuestos por francolita de color castaño, comúnmente más oscura que la que se observa en los fragmentos bioclastos frescos, y presentan extinción permanente con nicols cruzados. Se encuentran reemplazados parcialmente por óxidos de hierro, minerales opacos, clorita o glauconita (Fig. 4.14A-D). La alteración en algunos casos progresa desde los bordes y en otras se concentra en los núcleos de los clastos, siguiendo en general la estructura interna.

En la Figura 4.15 se representan bioclastos fosfáticos equidimensionales con rasgos de alteración incipiente, que permiten identificar distintos efectos de la misma sobre la estructura interna: delaminación parcial y aspecto desflechado en los bordes del bioclasto (Fig. 4.15A, B), superposición de laminación interna más fina que la originalmente visible (Fig. 4.15C), oscurecimiento del color (Fig. 4.15D), enmascaramiento por alteración en parches (Fig. 4.15E), fracturación, disolución y alteración a lo largo de zonas de debilidad transversales a la estructura interna (F). Se observa que la alteración produce rasgos concordantes con respecto a la estructura interna (Fig. 4.15A, C, D, E) pero también transversales (Fig. 4.15C, D, F).

Figura 4.14.: Bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados, escala: 200 micrones. A, B. Bioclastos ecuanter de formas variables, con alteración a óxidos de hierro siguiendo la estructura interna. C. Bioclasto fosfático prolado (flecha) con reemplazo parcial de glauconita y alteración en el borde. La microestructura se orienta perpendicularmente a la dirección de elongación del bioclasto. D. Bioclasto con alteración en su núcleo (flecha), correspondiente a un mineral castaño isotrópico interpretado como francolita.

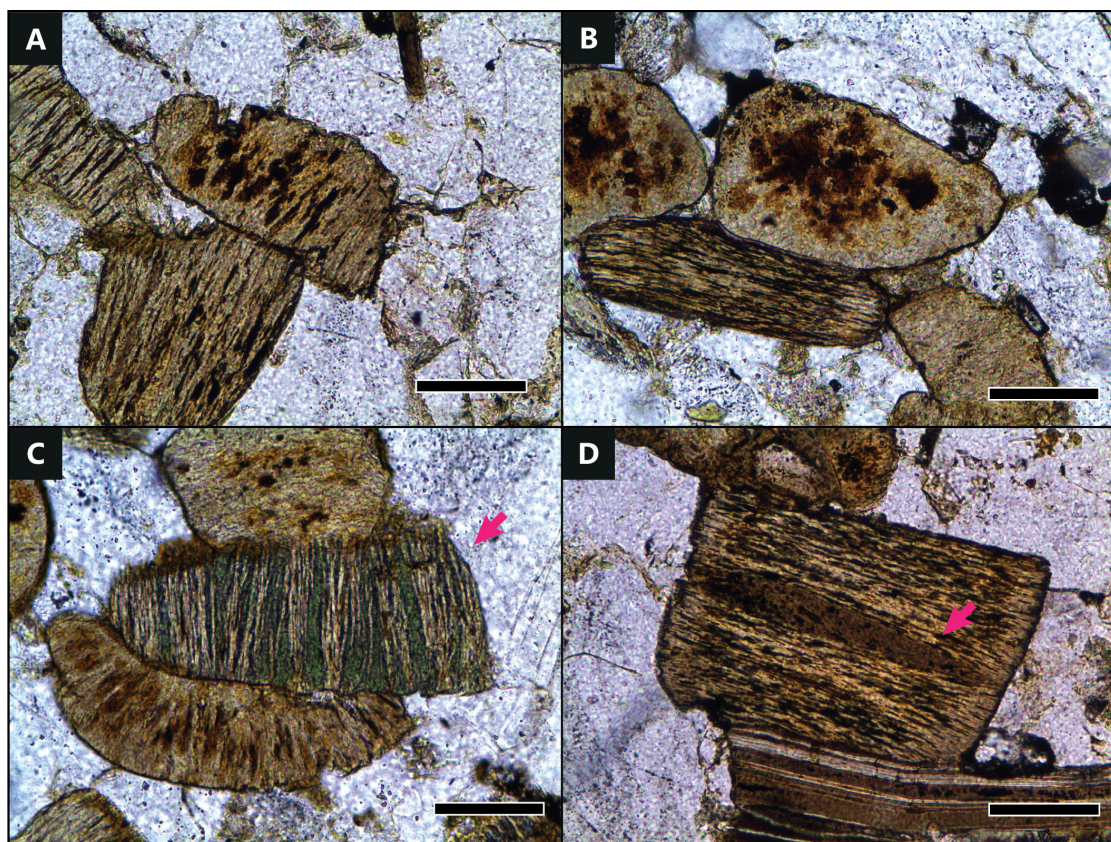
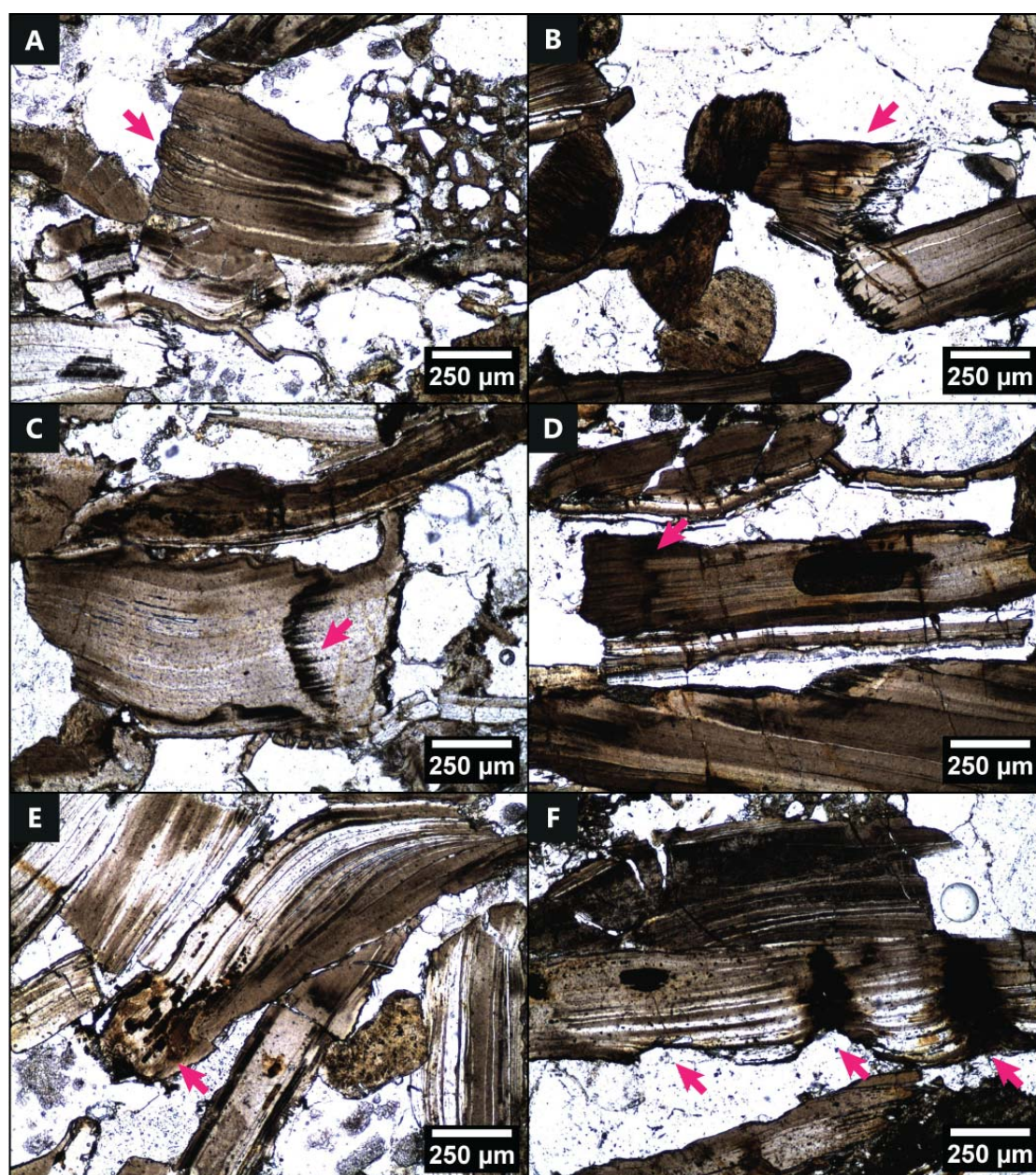


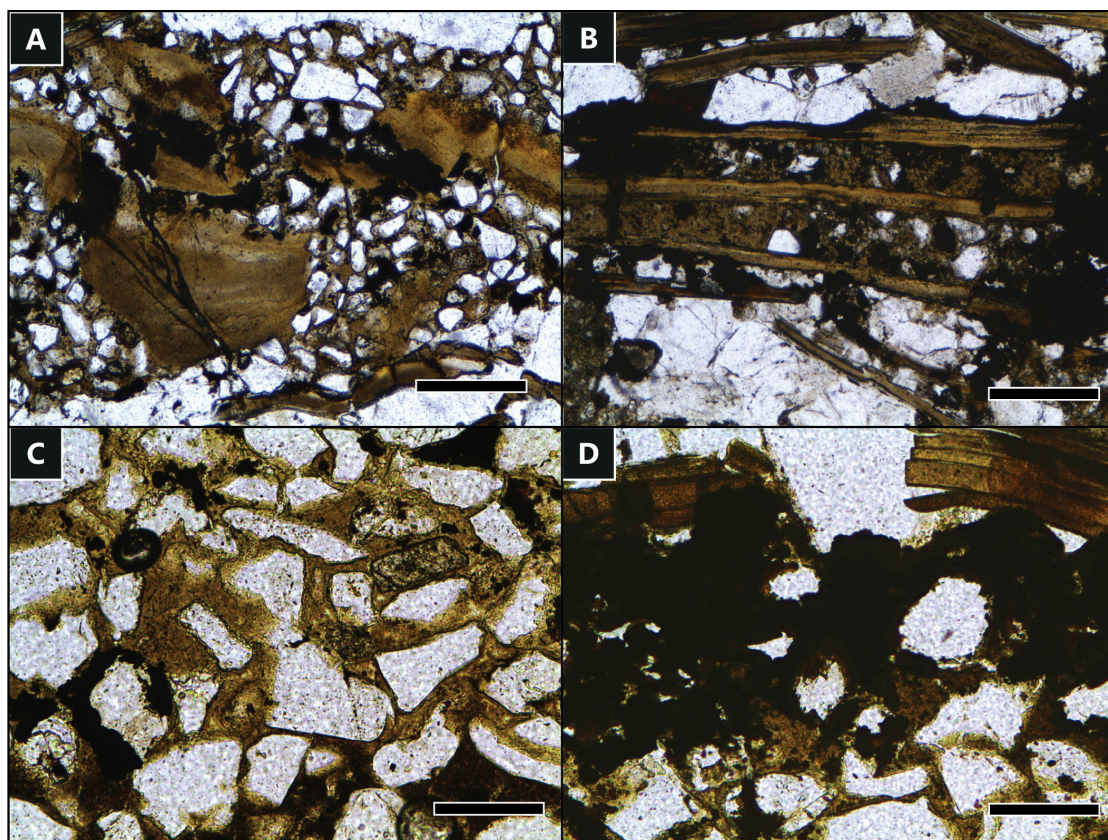
Figura 4.15.: Bioclastos fosfáticos equidimensionales con alteración incipiente. A. Bioclasto subredondeado con alteración en los bordes (flecha). B. Bioclasto parcialmente disuelto y delaminado, con alteración a óxidos de hierro (flecha). C. Bioclastos con alteración a óxidos de hierro: se observa un frente de alteración transversal a la estructura interna (flecha), desde el cual avanza la alteración definiendo una laminación interna más fina que la originalmente visible (flecha). D. Bioclasto con un frente de alteración (flecha) que progresa desde los bordes generando su oscurecimiento. La zona de alteración presenta un contorno aserrado y es transversal a la estructura interna. E. Alteración a óxidos de hierro en parches siguiendo la estructura interna. F. Fracturas, disolución y alteración a óxidos de hierro en franjas transversales a la estructura interna (flechas).



4.3.2.3. Intraclastos fosfáticos

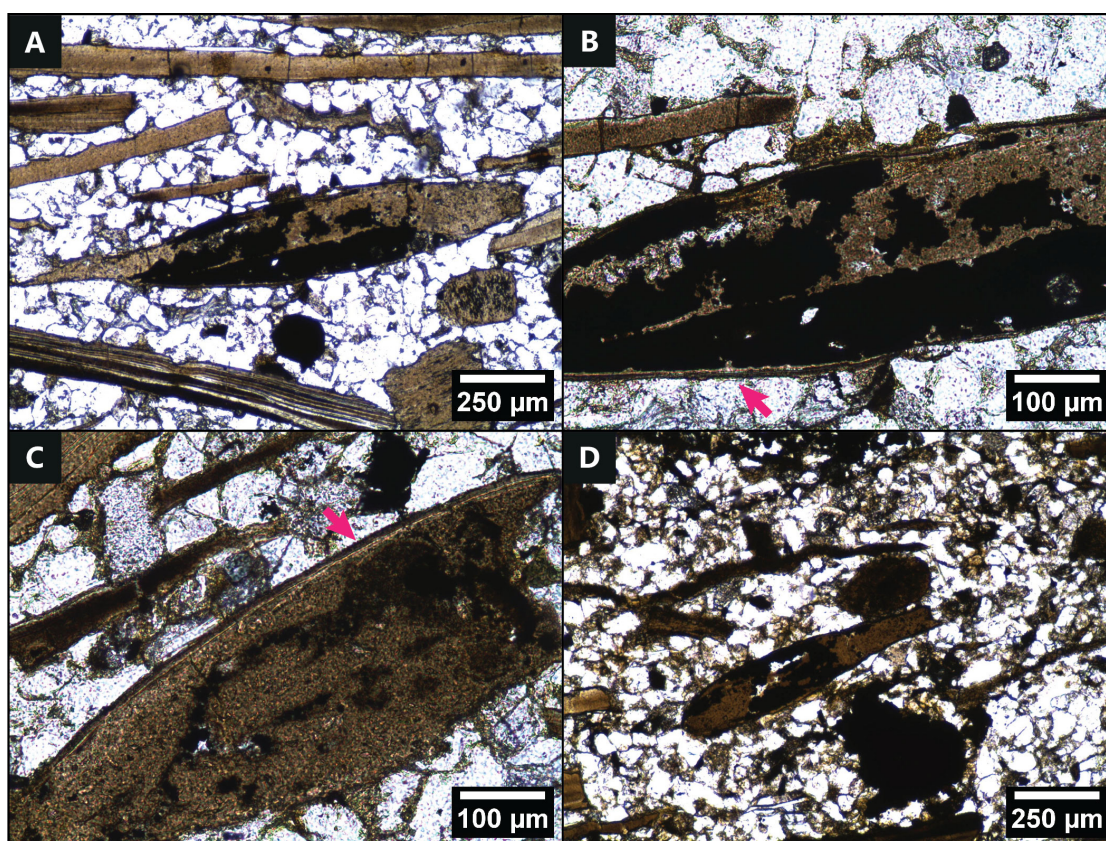
Los intraclastos fosfáticos consisten en nódulos o concreciones de cemento fosfático (glaucofano) de color castaño rojizo o amarillento y óxidos de hierro en menor medida (Fig. 4.16). Internamente, las concreciones están compuestas por bioclastos fosfáticos y sedimentos silicoclásticos de granulometría variable (Fig. 4.16) con cemento fosfático de textura coloforme o en parches (4.16A-D). En ocasiones se observa una segunda generación de cemento correspondiente a parches de óxidos de hierro que rellenan el espacio poral (4.16C, D).

Figura 4.16.: Intraclastos fosfáticos. A. Intraclasto conformado por clastos de tamaño limo grueso a mediano y fragmentos de conchillas fosfáticas inmersos con cemento fosfático y de óxidos de hierro. Escala: 200 micrones. B. Intraclasto de cemento fosfático y óxidos de hierro, con fragmentos laminares de conchillas fosfáticas. Escala: 500 micrones. C. Intraclasto fosfático conformado por clastos tamaño arena fina a mediana, con una primera generación de cemento fosfático coloforme (glaucofano), y una segunda generación de cemento correspondiente a óxidos de hierro en parche relleno el espacio poral. Escala: 200 micrones. D. Borde del intraclasto, con cemento de óxidos de hierro en parches más abundante que en el centro y recubriendo clastos. Escala: 200 micrones.



Se destaca en algunas secciones la presencia de nódulos fosfáticos angulosos de contorno suavizado y fusiforme, delimitados en sus márgenes por bioclastos fosfáticos (Fig. 4.17), que parecerían corresponder a cementos fosfáticos precipitados dentro de las conchillas de braquiópodos linguliformes.

Figura 4.17.: A–B. Nódulo anguloso de contorno suavizado, delimitados por bioclastos fosfáticos (flecha); se observan cemento fosfático y minerales opacos. C. Nódulo fosfático delimitado por bioclasto fosfático (flecha). D. Nódulo anguloso de contorno suavizado, sin preservación de bioclastos fosfáticos en el borde. Presenta cemento fosfático y minerales opacos.

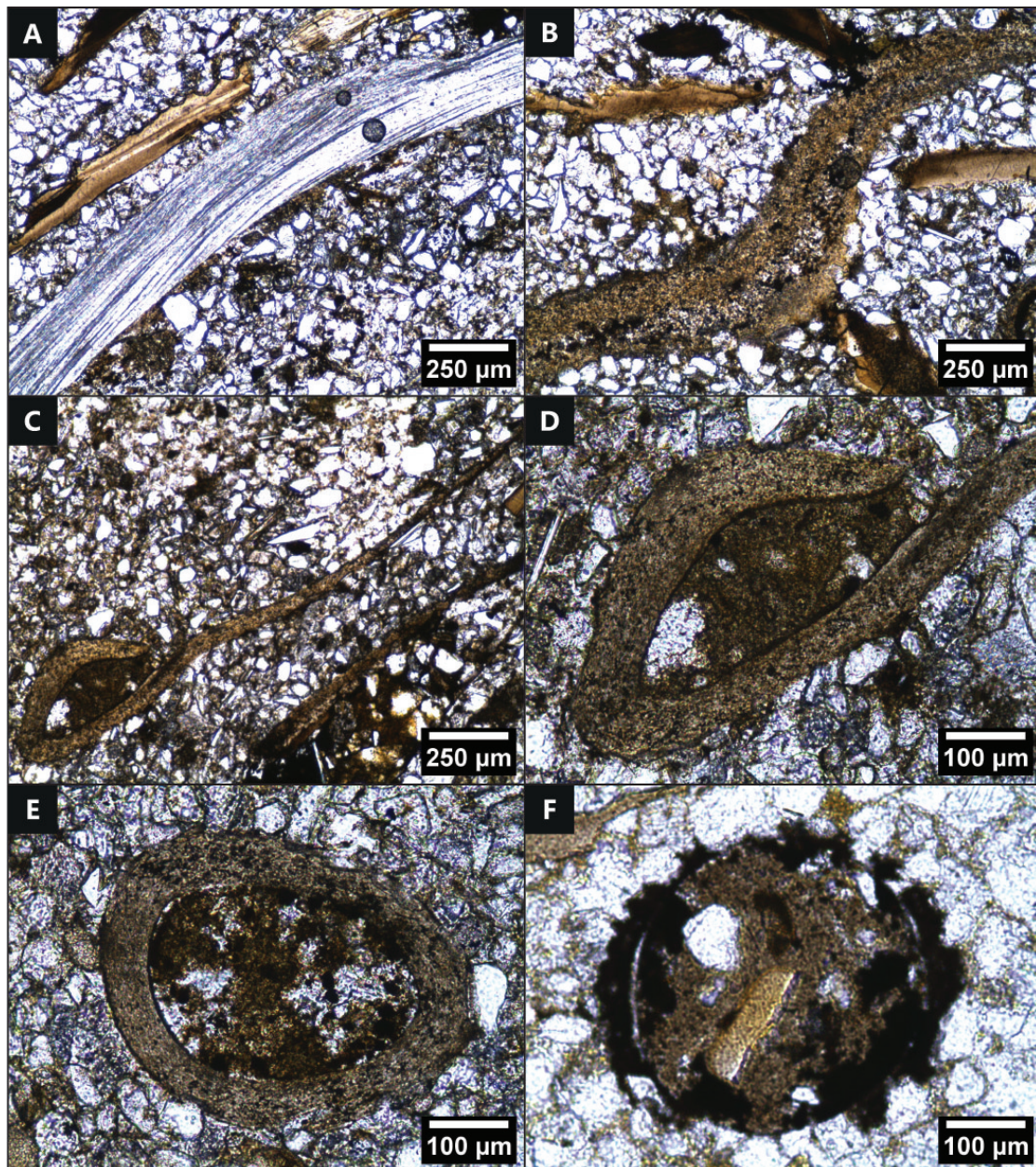


4.3.2.4. Bioclastos carbonáticos

Los bioclastos carbonáticos consisten en restos de braquiópodos articulados y trilobites de forma angulosa a subangulosa y generalmente laminar (Fig. 4.18). En rocas meteorizadas, los bioclastos se encuentran parcial o totalmente disueltos y alterados a óxidos de hierro, conformando moldes que originan la porosidad secundaria de las rocas. En secciones con abundante cemento carbonático de textura poikilotópica, se observa

ocasionalmente el contorno de bioclastos completamente recristalizados formando parte del cemento.

Figura 4.18.: Bioclastos carbonáticos. A. Fragmento de braquiópodo articulado. B. Fragmento de trilobite. C–D. Fragmento de trilobite relleno por cemento fosfático. E. Fragmento de trilobite relleno por cemento fosfático (detalle). F. Nódulo fosfático (molde) asociado a bioclasto carbonático parcialmente disuelto y alterado a óxidos de hierro.



4.3.3. Microfacies

A continuación se sintetizan los principales componentes de los niveles fosfáticos en las tres localidades de estudio y se describen en detalle las microfacies identificadas. Las características generales y microestratigrafía de los niveles fosfáticos se detallan en la Sección 4.3.4.

4.3.3.1. Quebrada del Arenal

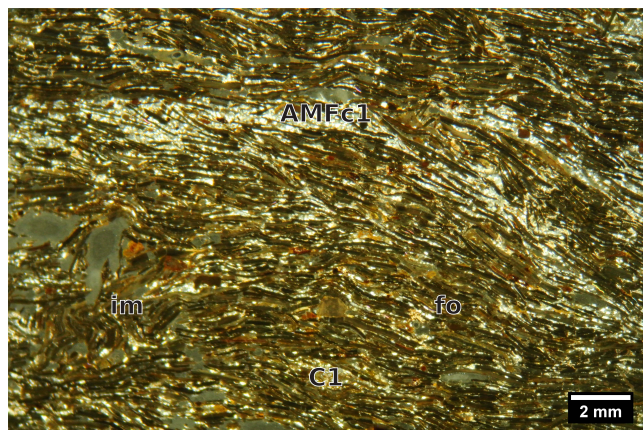
La fosforita de la Quebrada del Arenal está compuesta principalmente por bioclastos fosfáticos laminares, arena silicoclástica muy fina y, en menor proporción, bioclastos carbonáticos. Se identificaron las siguientes microfacies:

C1: Coquina con matriz de arena muy fina

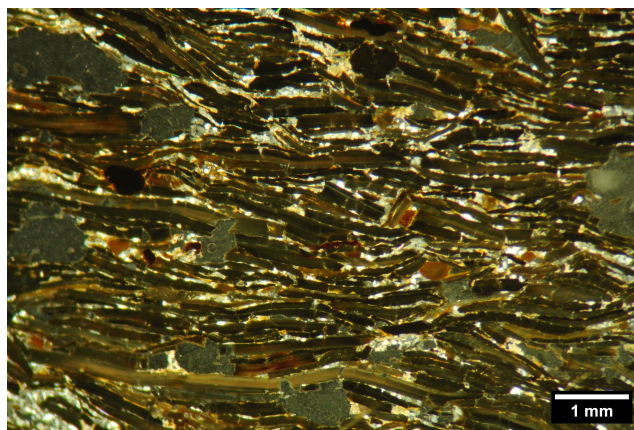
Descripción: Compuesta mayoritariamente por bioclastos fosfáticos laminares densamente empaquetados, con una matriz silicoclástica tamaño arena muy fina con selección buena a muy buena que rellena el espacio intersticial (Fig. 4.19). Los bioclastos fosfáticos laminares representan un 60–70 % de la fracción clástica. Presentan largos milimétricos ($D_{50} = 1.1\text{--}1.3\text{ mm}$; $D_{\text{max}} = 3.3\text{--}5.9\text{ mm}$) y espesores medios de 80–100 μm , y se encuentran moderadamente seleccionados. Los bioclastos se encuentran frecuentemente flexurados y/o fragmentados por compactación, lo que distorsiona la orientación y estructura original dificultando su observación. C1 presenta estructura masiva, con orientación oblicua unimodal mayoritariamente (Fig. 4.19A, B) y oblicua bimodal. En algunos casos se distinguen patrones de *foreset*, definidos por conjuntos de bioclastos con orientación oblicua e inclinación relativamente uniforme, alineados entre sí marcando superficies inclinadas con geometrías de *downlap*; y patrones de imbricación, que se definen por conjuntos de bioclastos con orientación oblicua contraria a la de los *foreset* y comúnmente formando geometrías de *onlap* contra obstáculos, con presencia de orientación subverticales o caóticas por la interferencia entre los bioclastos (Fig. 4.19A).

Interpretación: Transporte y depositación de bioclastos fosfáticos como carga de lecho. Las orientaciones unimodales indican la acción de flujos predominantemente unidireccionales (Rusnak, 1957; Potter y Mast, 1963). En analogía con lo observado en los experimentos (Sección 3.5.2), se interpreta que dada la elevada rugosidad y porosidad de los lechos sedimentarios predominantemente bioclásticos, la arena muy fina transportada en suspensión tiende a infiltrarse sindepositacionalmente en el espacio intersticial entre

Figura 4.19.: Microfacies C1



(A) Coquina con orientación oblicua unimodal. Se observan patrones de *foreset* (fo) y de imbricación (I), y transición a microfacies AMFc1 hacia el tope.

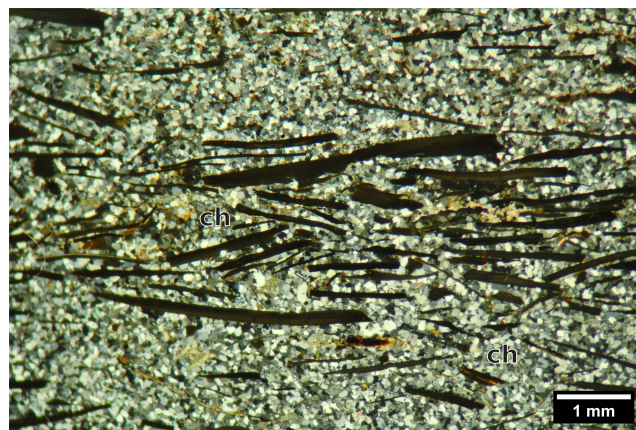


(B) Coquina con bioclastos densamente empaquetados con matriz de limo grueso a arena muy fina.

los fragmentos de conchilla. El desarrollo de patrones de *foreset* observado en algunas ocasiones sugiere el desarrollo de formas de lecho de relieve milimétrico, y los patrones de imbricación indican la imbricación de bioclastos en dirección corriente arriba o con orientaciones caóticas por la interferencia entre los mismos.

AMFc1: Arenisca muy fina conchífera, bien seleccionada

Descripción: Arenisca muy fina, bien a muy bien seleccionada con bioclastos fosfáticos laminares con empaquetamiento denso a suelto (Fig. 4.20). Los bioclastos fosfáticos laminares representan un 27–44 % de la fracción clástica. Presentan largos milimétricos (D_{50} = 1.0–1.6 mm; D_{max} = 3.6–5.8 mm) y espesores medios de 60–100 μ m, y se encuentran moderadamente seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma concordante u oblicua definiendo superficies onduladas con patrones de *foreset*. En las areniscas con empaquetamiento denso se reconocen ocasionalmente patrones de imbricación en forma localizada que interrumpen discordantemente los patrones de *foreset* (Fig. 4.20A). En aquellas con empaquetamiento suelto y fábrica bimodal se reconocen también patrones de *chevron*, definidos por conjuntos de bioclastos con orientación oblicua (*foresets*) que inclinan en direcciones opuestas entre sí, y se asocian lateralmente formando geometrías de *zigzag* (Fig. 4.20B).

Figura 4.20.: Microfacies AMFc1, fosforita de la Quebrada del Arenal.**(A)** Arenisca conchífera suelta a densamente empaquetada con orientación oblicua unimodal, con patrones de *foreset* (fo) e imbricación (im).**(B)** Arenisca conchífera con empaquetamiento suelto, orientación oblicua bimodal y patrones de *chevron* (ch).

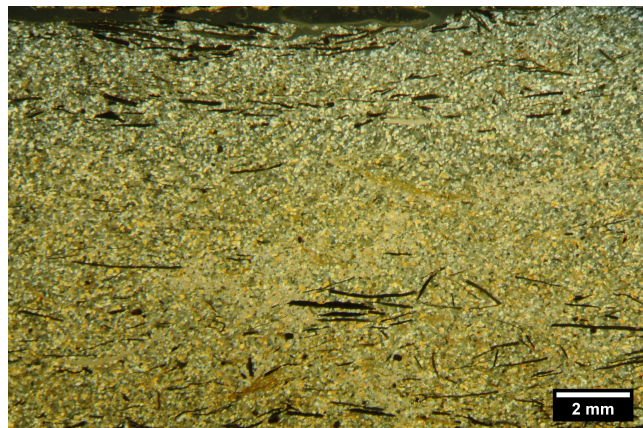
Interpretación: El desarrollo de patrones de *foreset* sugiere la migración de formas de lecho de relieve milimétrico, y por ende el transporte de los bioclastos fosfáticos laminares y la arena muy fina como carga de lecho. El desarrollo de orientaciones oblicuas unimodales y bimodales evidencia la acción de flujos combinados predominantemente unidireccionales y oscilatorios respectivamente (Rusnak, 1957; Potter y Mast, 1963; Yokokawa y Masuda, 1990; Cheel, 1991; Yokokawa y Masuda, 1991; Yagishita et al., 1992). Los patrones de imbricación indican la imbricación de bioclastos en dirección corriente arriba o con orientaciones caóticas por la interferencia entre los mismos.

AMF: Arenisca muy fina con escasos bioclastos

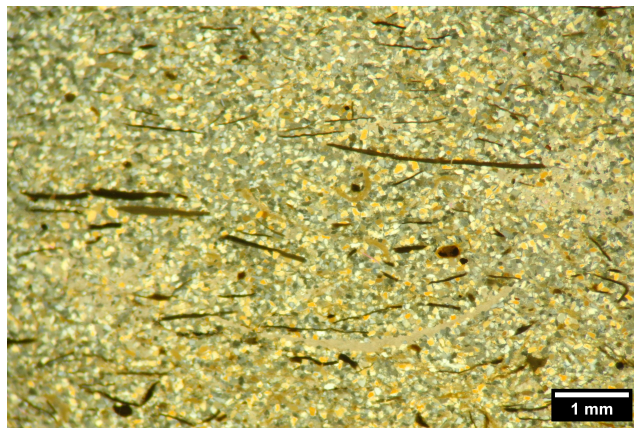
Descripción: Arenisca muy fina, muy bien seleccionada con escasos bioclastos fosfáticos laminares con empaquetamiento disperso a suelto (Fig. 4.21). Los bioclastos fosfáticos laminares representan un 7–15 % de la fracción clástica. Presentan largos submilimétricos ($D_{50} = 0.6$ mm; $D_{max} = 2.9–3.5$ mm) y espesores medios de 40 μ m, y se encuentran moderadamente a bien seleccionados. Se destacan sus menores dimensiones con respecto a los bioclastos que componen las microfacies C1 y AMFc1. La microfacies AMF se compone mayoritariamente de intervalos muy poco fosilíferos con bioclastos de largo submilimétrico y espesor reducido (10–20 μ m) con empaquetamiento disperso. Estos presentan intercalaciones de microláminas con empaquetamiento suelto a disperso, bioclastos de largo milimétrico y mayor espesor (40–100 μ m) y microlaminación ondulítica. Las lá-

minas forman la base de intervalos granodecrecientes, ya que el tamaño y abundancia de los bioclastos disminuye hacia arriba. Se observan orientaciones oblicuas bimodales y complejas, con patrones de *foreset* y *chevron*.

Figura 4.21.: Microfacies AMF, fosforita de la Quebrada del Arenal.



(A) Empaquetamiento suelto a disperso, con microlaminación ondulítica y gradación normal.



(B) Bioclastos con orientación oblicua bimodal.

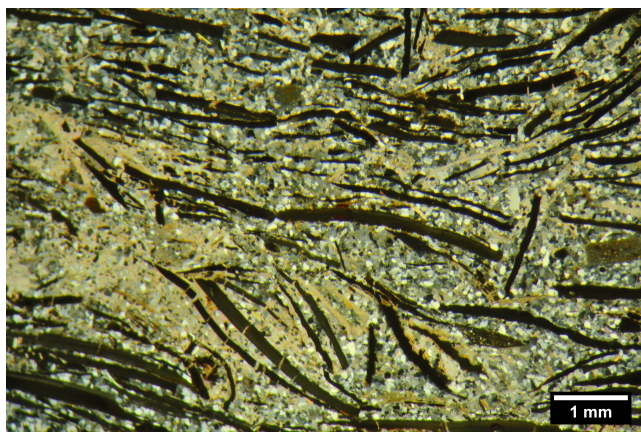
Interpretación: Depositación de arena muy fina con bioclastos de largo milimétrico por tracción evidenciada por el desarrollo de patrones de *foreset*; seguida por deposición de arena muy fina con bioclastos de largo submilimétrico. La gradación normal indica una disminución de la energía del flujo y decantación a partir de suspensión. Las orientaciones oblicuas bimodales y complejas evidencian la acción de flujos combinados predominantemente oscilatorios (Yokokawa y Masuda, 1990; Cheel, 1991; Yokokawa y Masuda, 1991; Yagishita et al., 1992; Yokokawa et al., 1995b) .

AMFc-Ca: Arenisca muy fina conchífera calcárea

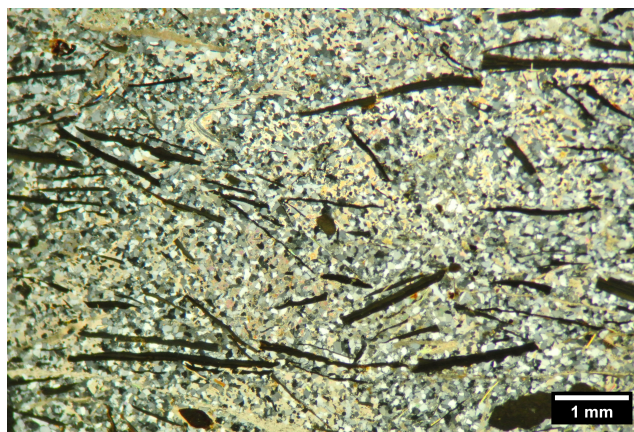
Descripción: Arenisca muy fina, bien a muy bien seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares y bioclastos carbonáticos con empaquetamiento suelto a disperso (Fig. 4.22). Los bioclastos fosfáticos laminares representan un 17–31 % de la fracción clástica. Presentan largos milimétricos ($D_{50} = 1.0\text{--}1.1\text{ mm}$; $D_{\text{max}} = 2.4\text{--}3.3\text{ mm}$) y espesores medios de 60–90 μm , y se encuentran moderadamente a bien seleccionados. Los bioclastos carbonáticos representan un componente accesorio de la fracción clástica (6–10 %). Sin embargo el cemento carbonático resulta relativamente abundante (30 % del volumen de la roca aproximadamente), y se presenta en parches con textura poikilotópica con

fábrica flotante a clasto-sostén. Se observa microlaminación ondulítica, y orientaciones polimodales caracterizadas por bioclastos dispuestos en forma concordante, oblicua y subvertical. En corte delgado se observan patrones de *foreset* y *chevron*, y sectores con orientación caótica e inclinaciones subverticales (Fig. 4.23A, B).

Figura 4.22.: Microfacies AMFc-Ca, fosforita de la Quebrada del Arenal.



(A) Arenisca calcárea con empaquetamiento suelto, cemento carbonático poikilotópico y fábrica clasto-sostén a flotante.



(B) Arenisca calcárea con empaquetamiento suelto a disperso, y fábrica clasto-sostén a flotante.

Interpretación: Transporte y depositación de bioclastos fosfáticos laminares y arena muy fina como carga de lecho. El desarrollo de patrones de *foreset* sugiere la migración de formas de lecho de relieve milimétrico. Los patrones de *chevron* reflejan el desarrollo de orientaciones oblicuas bimodales, por lo que indican la acción de flujos combinados predominantemente oscilatorios (Duperron, 2016). El desarrollo de orientaciones subverticales en conjuntos de bioclastos con un bajo grado de empaquetamiento (suelto a disperso) no puede explicarse por interferencia entre las partículas, y sugiere reorientación post-depositacional de los bioclastos por bioturbación.

Ca: Caliza conchífera

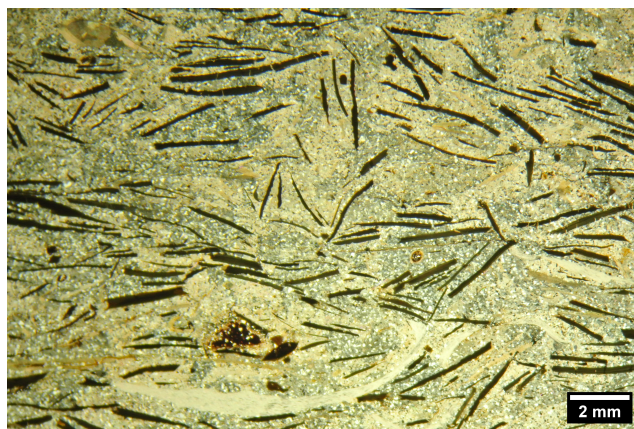
Descripción: Caliza conformada por granos de arena muy fina muy bien seleccionados, y bioclastos fosfáticos laminares y bioclastos carbonáticos con empaquetamiento suelto a disperso, inmersos en cemento de carbonato de calcio con fábrica flotante (Fig. 4.23). Los bioclastos fosfáticos laminares representan un 13–18 % de la fracción clástica. Presentan largos milimétricos a submilimétricos (D_{50} = 0.7–1.6 mm; D_{max} = 2.4–3.3 mm) y

espesores medios de 40–200 μm , y se encuentran moderadamente a bien seleccionados. Los bioclastos carbonáticos componen un 9–10 % de la fracción clástica. El cemento carbonático resulta abundante (50 % del volumen de la roca aproximadamente), y presenta textura poikilotópica con fábrica flotante. Se observa microlaminación ondulítica, y orientaciones polimodales caracterizadas por bioclastos dispuestos en forma concordante, oblicua y subvertical. En corte delgado se observan patrones de *foreset* y *chevron* (Fig. 4.23A), y sectores con orientación caótica e inclinaciones subverticales (Fig. 4.23B).

Figura 4.23.: Microfacies Ca



(A) Arenisca calcárea con empaquetamiento suelto, cemento carbonático poikilotópico y fábrica clasto-sostén a flotante.



(B) Arenisca calcárea con empaquetamiento suelto a disperso, y fábrica clasto-sostén a flotante. Se observan sectores de bioclastos con orientación subvertical, discordante con respecto a los bioclastos adyacentes.

Interpretación: Transporte y depositación de bioclastos fosfáticos laminares y arena muy fina como carga de lecho. El desarrollo de patrones de *foreset* y de *chevron* sugiere la migración de formas de lecho de relieve milimétrico a partir de flujos combinados predominantemente oscilatorios (Duperron, 2016). El desarrollo de orientaciones subverticales en conjuntos de bioclastos con un bajo grado de empaquetamiento (suelto a disperso) no puede explicarse por interferencia entre las partículas, y sugiere reorientación post-depositacional de los bioclastos por bioturbación.

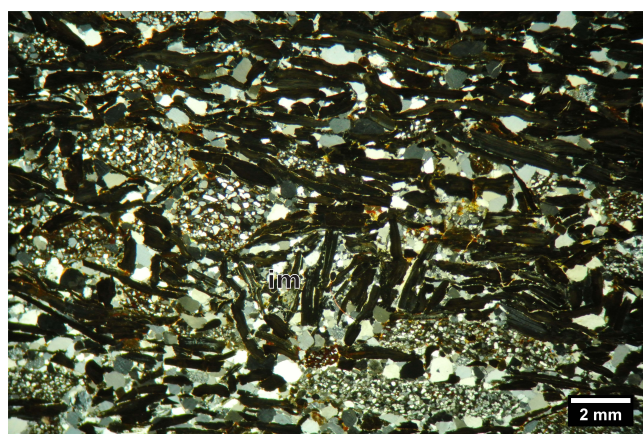
4.3.3.2. Alto de la Sierra

La fosforita del Alto de la Sierra está compuesta principalmente por bioclastos fosfáticos laminares espesos, sedimentos silicoclásticos tamaño limo grueso a arena muy gruesa y, en menor proporción, intraclastos fosfáticos. Se identificaron las siguientes microfacies:

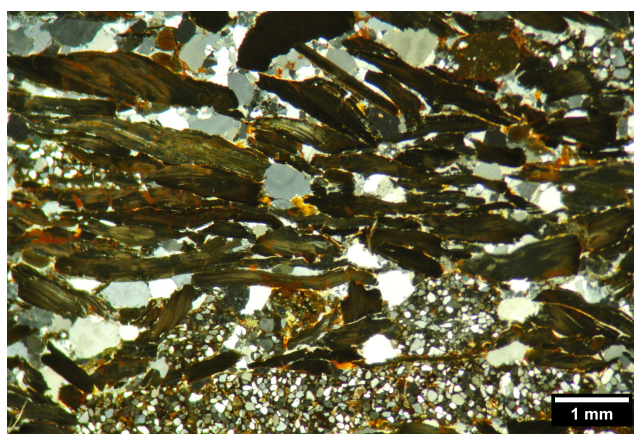
C-I: Coquina intraclástica

Descripción: Coquina conformada por bioclastos fosfáticos laminares densamente empaquetados, arena media moderadamente seleccionada e intraclastos fosfáticos tamaño arena muy gruesa (Fig. 4.24). Los bioclastos fosfáticos laminares (48 % de la fracción clástica) presentan largos milimétricos ($D_{50}=1.4$ mm; $D_{max}=5.5$ mm), factores de forma medios de 0.20, y se encuentran moderadamente seleccionados. Los bioclastos presentan orientación oblicua unimodal, definiendo una microlaminación ondulítica con patrones de *foreset*; se observan también orientaciones sub-verticales correspondientes a bioclastos imbricados (Fig. 4.24A). Los intraclastos (18 % de la fracción clástica) consisten en concreciones de cemento fosfático conformadas internamente por arena silicoclástica muy fina.

Figura 4.24.: Microfacies C-I.



(A) Coquina intraclástica con bioclastos fosfáticos con empaquetamiento denso a suelto, orientación oblicua unimodal, y sectores con patrones de imbricación (im) marcados por orientación oblicua opuesta a la principal o bien subvertical.



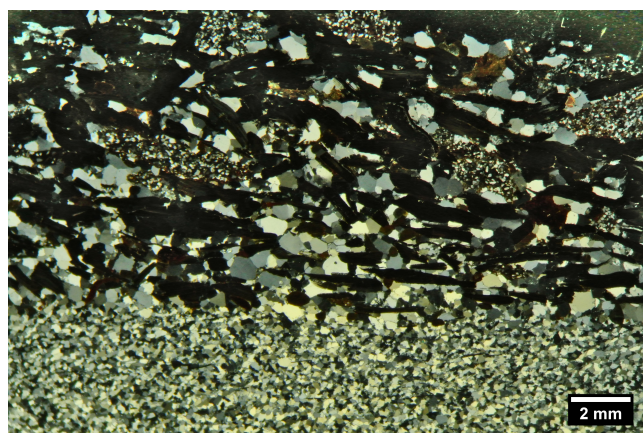
(B) Vista cercana de microfacies C-I destacando los componentes principales: bioclastos fosfáticos, concreciones fosfáticas tamaño arena muy gruesa, y arena silicoclástica media.

Interpretación: Transporte y depositación como carga de lecho de bioclastos fosfáticos laminares, arena media e intraclastos fosfáticos de tamaño arena muy gruesa como carga de lecho. Las orientaciones oblicuas unimodales evidencian la acción de flujos predominantemente unidireccionales (Rusnak, 1957; Potter y Mast, 1963). Los patrones de *foreset* y de imbricación evidencian la migración de formas de lecho de relieve milimétrico, la imbricación de bioclastos en dirección corriente arriba o con orientaciones caóticas por la interferencia entre los mismos.

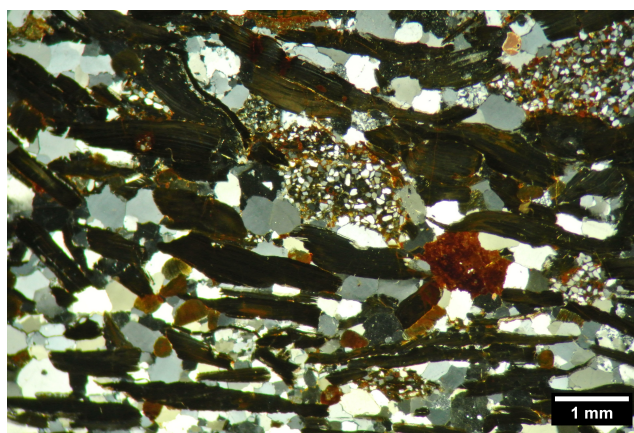
AMc-I: Arenisca mediana conchífera intraclástica

Descripción: Arenisca mediana moderadamente seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares suelta a densamente empaquetados e intraclastos fosfáticos tamaño arena muy gruesa (Fig. 4.25). Los bioclastos fosfáticos laminares (43 % de la fracción clástica) presentan largos milimétricos ($D_{50} = 1.3$ mm; $D_{max} = 3.9$ mm), factores de forma medios de 0.23, y se encuentran bien seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma oblicua unimodal, definiendo una microlaminación ondulítica con patrones de *foreset*. Los intraclastos (10 % de la fracción clástica) consisten en concreciones de cemento fosfático conformadas internamente por arena silicoclástica muy fina. Se observan cantidades relativamente abundantes (7 %) de bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados.

Figura 4.25.: Microfacies AMc-I, fosforita del Alto de la Sierra.



(A) Contacto entre microfacies AMF (Arenisca muy fina, abajo) y AMc-I (Arenisca mediana conchífera intraclástica, arriba)



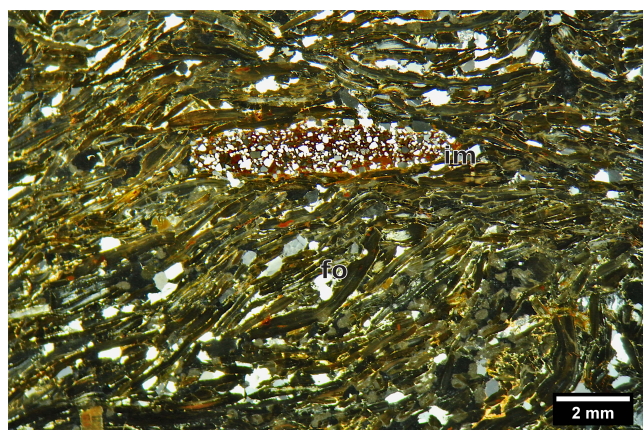
(B) AMc-I: arenisca mediana moderadamente seleccionada, con bioclastos fosfáticos suelta a densamente empaquetados y concreciones de cemento fosfático.

Interpretación: Transporte y depositación como carga de lecho de arena media, bioclastos fosfáticos laminares e intraclastos fosfáticos tamaño arena muy gruesa como carga de lecho. Las orientaciones oblicuas unimodales indican la acción de flujos dominante-mente unidireccionales. Los patrones de *foreset* evidencian la migración de formas de lecho de relieve milimétrico.

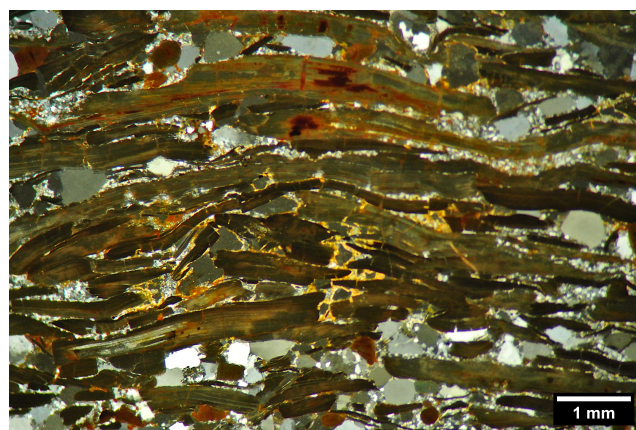
C2: Coquina con matriz de arena media a fina

Descripción: Coquina conformada por bioclastos fosfáticos laminares con empaquetamiento denso a suelto, y matriz de arena media a fina mal seleccionada (Fig. 4.26). Los bioclastos fosfáticos laminares (68–75 % de la fracción clástica) presentan largos milimétricos (D_{50} = 1.5–1.9 mm; D_{max} = 4.4–6.5 mm) y factores de forma medios de 0.13–0.14, y se encuentran moderadamente a mal seleccionados. La fracción silicoclástica presenta una moda en arena media, y otra en limo grueso a arena muy fina. Los bioclastos se orientan en forma oblicua bimodal o compuesta, definiendo frecuentemente una micro laminación ondulítica con patrones de *foreset*.

Figura 4.26.: Microfacies C2, fosforita del Alto de la Sierra.



(A) Bioclastos densamente empaquetados con matriz de arena silicoclástica mal seleccionada. Se observan patrones de *foreset* (fo), y patrones de imbricación (im) asociados a un intraclasto fosfático aislado.



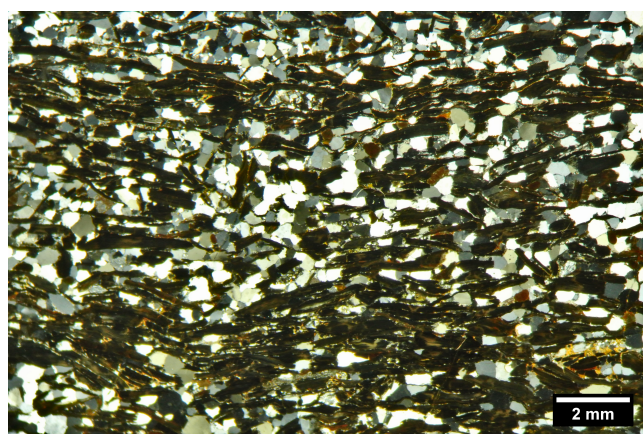
(B) Bioclastos densamente empaquetados con orientación oblicua bimodal y matriz mal seleccionada; se observan bioclastos relativamente elongados ($D > 3$ mm).

Interpretación: Transporte y deposición de bioclastos fosfáticos laminares y arena media como carga de lecho. La textura bimodal de los sedimentos silicoclásticos sugiere la presencia de dos poblaciones de transporte. Se interpreta que los sedimentos silicoclásticos finos se transportan en suspensión y se infiltran sindepositacionalmente en el espacio intersticial entre los fragmentos de conchilla. Las orientaciones oblicuas bimodales y complejas indican la acción de flujos combinados predominantemente oscilatorios (Yokokawa y Masuda, 1990; Cheel, 1991; Yokokawa y Masuda, 1991; Yagishita et al., 1992). El desarrollo de patrones de *foreset* sugiere el desarrollo de formas de lecho de relieve milimétrico, y los patrones de imbricación indican la imbricación de bioclastos en dirección corriente arriba o con orientaciones caóticas por la interferencia entre los mismos.

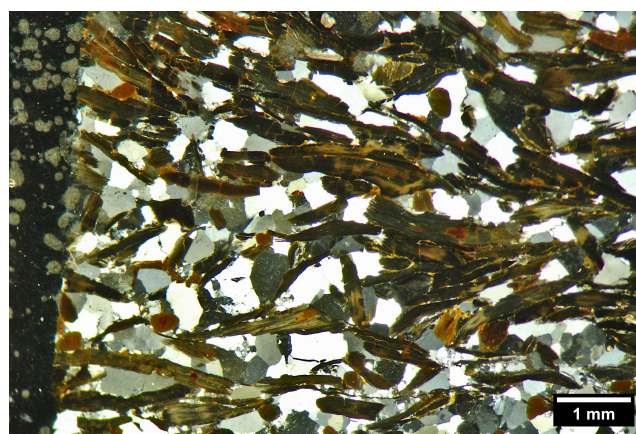
AMc1: Arenisca mediana conchífera, moderadamente seleccionada

Descripción: Arenisca mediana moderadamente seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares suelta a densamente empaquetados (Fig. 4.27). Los bioclastos fosfáticos laminares (51 % de la fracción clástica) presentan largos milimétricos ($D_{50} = 1.1\text{--}1.3\text{ mm}$; $D_{\text{max}} = 3.8\text{--}5.0\text{ mm}$) y factores de forma medios de 0.15–0.18, y se encuentran moderadamente a bien seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma oblicua bimodal o compuesta, definiendo una microlaminación ondulítica con patrones de *foreset*. Se observan cantidades relativamente abundantes (4–5 %) de bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados.

Figura 4.27.: Microfacies AMc1, fosforita del Alto de la Sierra.



(A) Intercalación de microláminas de AMc1 (centro) y C2 (arriba, abajo).



(B) Bioclastos suelta a densamente empaquetados con orientación oblicua bimodal. Se observan abundantes bioclastos equidimensionales alterados.

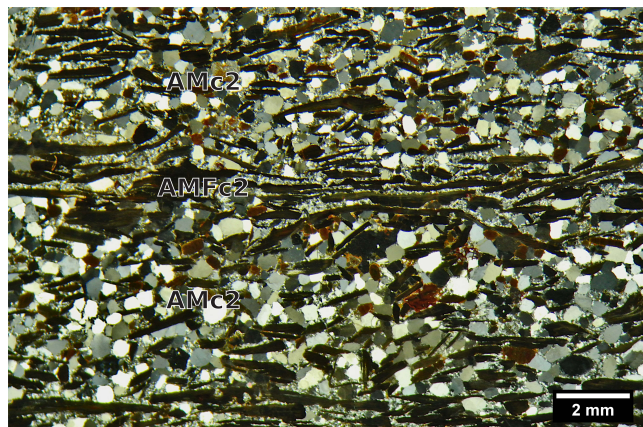
Interpretación: Transporte y depositación como carga de lecho de arena media y bioclastos fosfáticos laminares. Las orientaciones oblicuas bimodales y compuestas indican la acción de flujos combinados predominantemente oscilatorios (Yokokawa y Masuda, 1990; Cheel, 1991; Yokokawa y Masuda, 1991; Yagishita et al., 1992). Los patrones de *foreset* indican la migración de formas de lecho de relieve milimétrico.

AMc2: Arenisca mediana conchífera, mal seleccionada

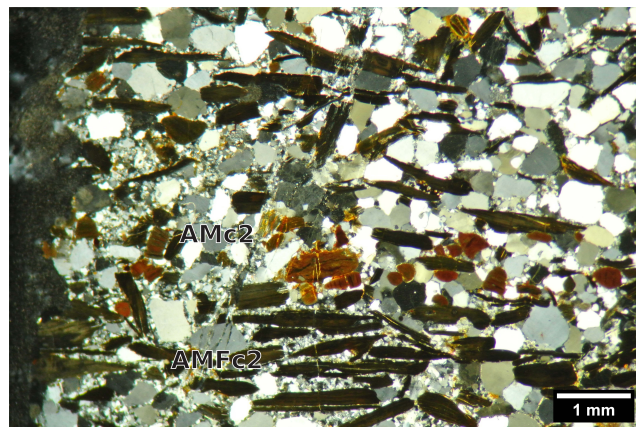
Descripción: Arenisca mediana mal seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares suelta a densamente empaquetados (Fig. 4.28). La fracción silicoclástica se compone de

una moda principal en arena media, y una secundaria en arena muy fina. Los bioclastos fosfáticos laminares (25 % de la fracción clástica) presentan largos milimétricos ($D_{50}=1.0$; $D_{\max}=3.0$ mm) y factores de forma medios de 0.18, y se encuentran moderadamente seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma oblicua compuesta, definiendo una microlaminación ondulítica con patrones de *foreset*. Se observan cantidades relativamente abundantes (7 %) de bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados.

Figura 4.28.: Microfacies AMc2.



(A) Intercalación de microláminas de AMc2 y AMFc2. Se observa pasaje neto de AMc2 a AMFc2, y transicional de AMFc2 a AMc2.



(B) Arenisca mediana mal seleccionada, con bioclastos fosfáticos con empaquetamiento suelto y orientación oblicua bimodal. Se observa gradación entre microfacies AMFc2 y AMc2, con un marcado contraste en la forma de los bioclastos.

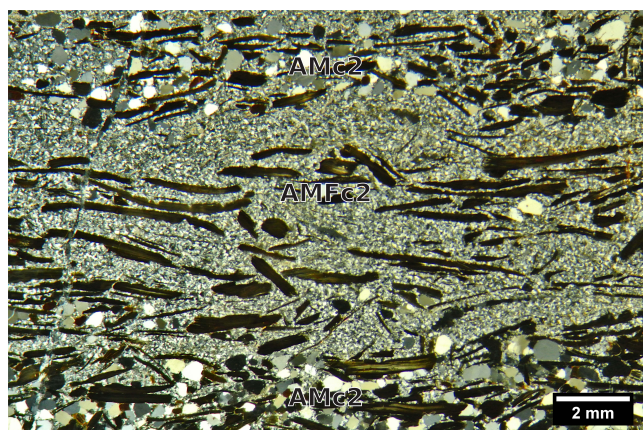
Interpretación: Transporte y depositación de arena media y bioclastos fosfáticos como carga de lecho. La textura bimodal sugiere la presencia de dos poblaciones de transporte. Se interpreta que los sedimentos silicoclásticos finos se transportan en suspensión y se infiltran sindeposicionalmente en los espacios intersticiales entre los sedimentos más gruesos del armazón clástico (bioclastos y arena media). La orientación oblicua compuesta evidencia la acción de flujos combinados (Duperron, 2016). Los patrones de *foreset* sugieren la migración de formas de lecho de relieve milimétrico.

AMFc2: arenisca muy fina conchífera, mal seleccionada

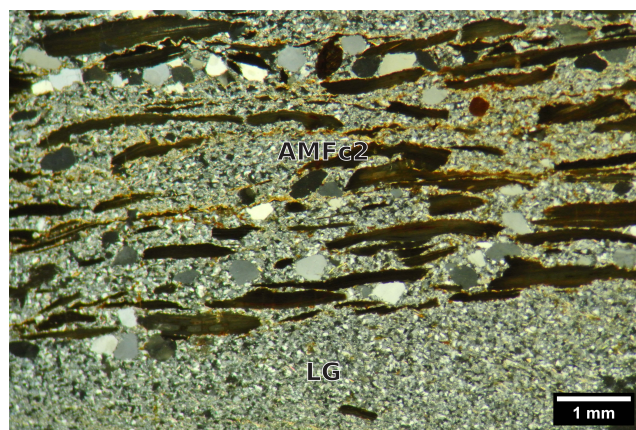
Descripción: Arenisca muy fina mal seleccionada con bioclastos fosfáticos laminares suelta a densamente empaquetados (Fig. 4.29). La fracción silicoclástica se compone de

una moda principal en limo grueso y una moda secundaria en arena media. Los bioclastos fosfáticos laminares (27 % de la fracción clástica) presentan largos milimétricos ($D_{50}= 1.4$; $D_{max}= 3.0$ mm) y factores de forma medios de 0.13, y se encuentran moderadamente seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma oblicua unimodal o bimodal, definiendo una microlaminación ondulítica con patrones de *foreset*. Se observa una alternancia composicional y textural dentro de la microfacies, conformada por láminas predominantemente bioclásticas con silicoclastos tamaño arena media, y láminas cuarzosas compuestas mayoritariamente por limo grueso. Se observa abundante sericita.

Figura 4.29.: Microfacies AMFc2.



(A) Microfacies AMFc2 (centro) intercalada con AMc2 (arriba, abajo), con contactos netos. Se observa abundante limo con granos de arena media, y bioclastos con empaquetamiento suelto y orientación oblicua bimodal. Se observan bioclastos relativamente elongados ($D > 3$ mm).



(B) Microfacies AMFc2 (arriba) en contacto neto con microfacies LG (abajo). Se aprecia alternancia entre láminas bioclásticas con silicoclastos de mayor granulometría y láminas cuarzosas compuestas mayormente por limo grueso.

Interpretación: Transporte y depositación de limo grueso, bioclastos fosfáticos laminares y arena media subordinada. La textura bimodal y la alternancia composicional sugieren la presencia de dos poblaciones de transporte. Se interpreta que los bioclastos y arena media se transportan por tracción, mientras que el limo grueso se transporta principalmente en suspensión. Los patrones de *foreset* evidencian la migración de formas de lecho de relieve milimétrico. Las orientaciones oblicuas unimodales y bimodales evidencian la acción de flujos predominantemente unidireccionales y oscilatorios respectivamente (Rusnak, 1957; Potter y Mast, 1963; Yokokawa y Masuda, 1990; Cheel, 1991; Yokokawa y Masuda, 1991; Yagishita et al., 1992). Se interpreta la acción de flujos combinados con abundante carga de material limo-arcilloso en suspensión.

LG: limolita gruesa

Descripción: Limolita gruesa moderadamente seleccionada con escasos bioclastos fosfáticos y abundante sericita (Fig. 4.30).

Interpretación: Transporte y deposición de limo grueso por flujos con abundante carga de material limo-arcilloso.

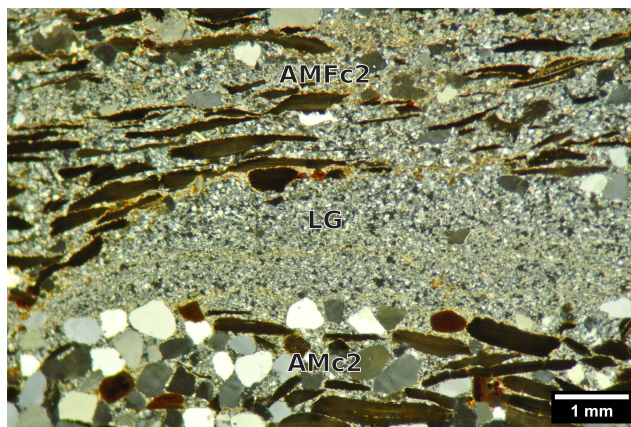


Figura 4.30.: Microfacies LG (centro) en contacto neto con microfacies AMc2 (abajo) y AMFc2 (arriba). Limolita gruesa moderadamente seleccionada con abundante sericita.

4.3.3.3. Abra de Santa Laura

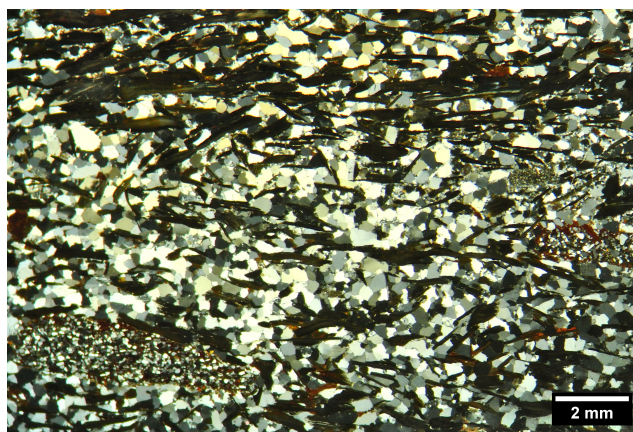
Los niveles fosfáticos del Abra de Santa Laura están compuestos principalmente por bioclastos fosfáticos laminares de espesor variable y sedimentos silicoclásticos tamaño limo grueso a arena muy gruesa. Se identificaron las siguientes microfacies:

AMc-I: Arenisca mediana conchífera intraclástica

Descripción: Arenisca mediana moderadamente seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares milimétricos que presentan empaquetamiento suelto e intraclastos fosfáticos tamaño gránulo (Fig. 4.31). Los bioclastos fosfáticos laminares (30 % de la fracción clásica) presentan largos milimétricos ($D_{50} = 1.0$ mm; $D_{max} = 2.7$ mm), factores de forma medios de 0.16, y se encuentran moderadamente seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma oblicua compuesta, definiendo una microlaminación ondulítica con patrones de

foreset y *chevron*. Los intraclastos (11 % de la fracción clástica) consisten en concreciones de cemento fosfático conformadas internamente por arena silicoclástica muy fina. Se observan cantidades relativamente abundantes (3 %) de bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados.

Figura 4.31.: Microfacies AMc-I, niveles fosfáticos del Abra de Santa Laura.



(A) Arenisca conchífera media intraclástica.

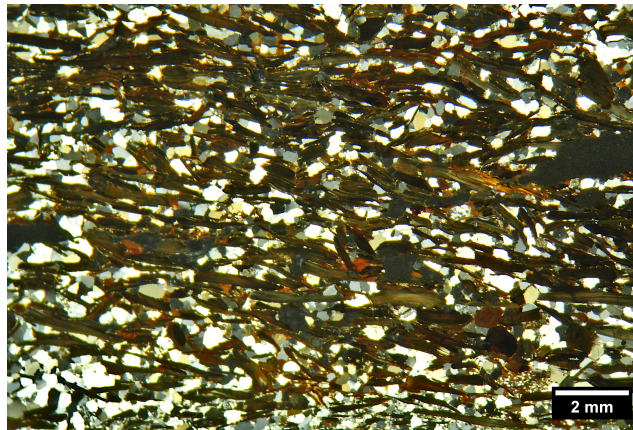
Interpretación: Transporte y depositación como carga de lecho de arena media, bioclastos fosfáticos laminares e intraclastos fosfáticos tamaño gránulo. Las orientaciones oblicuas complejas indican la acción de flujos combinados. Los patrones de *foreset* evidencian la migración de formas de lecho de relieve milimétrico.

C2: Coquina con matriz de arena media

Descripción: Coquina conformada por bioclastos fosfáticos laminares milimétricos con empaquetamiento denso a suelto, y matriz de arena media bien seleccionada (Fig. 4.32). Los bioclastos fosfáticos laminares (73 % de la fracción clástica) presentan largos milimétricos ($D_{50} = 1.2$ mm; $D_{\max} = 4.4$ mm) y factores de forma medios de 0.17, y se encuentran moderadamente seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma oblicua unimodal, definiendo frecuentemente una microlaminación ondulítica con patrones de *foreset*.

Interpretación: Transporte y depositación de bioclastos fosfáticos laminares y arena media como carga de lecho. Las orientaciones oblicuas unimodales indican la acción de

Figura 4.32.: Microfacies C2, niveles fosfáticos del Abra de Santa Laura.



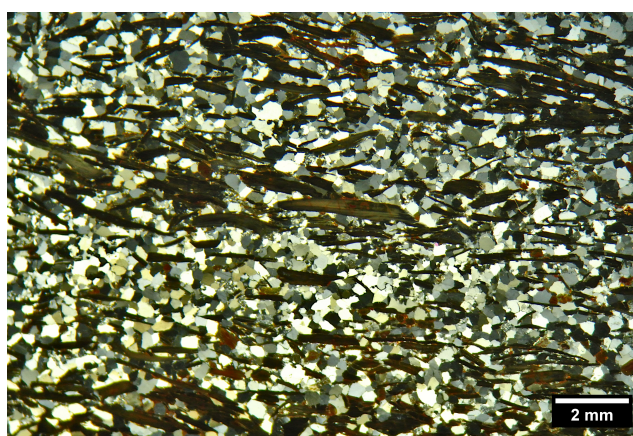
(A) Bioclastos con empaquetamiento denso a suelto y matriz de arena media. Se observan conspicuos patrones de *foreset*.

flujos predominantemente unidireccionales (Rusnak, 1957; Potter y Mast, 1963). El desarrollo de patrones de *foreset* sugiere el desarrollo de formas de lecho de relieve milimétrico.

AMc1: Arenisca mediana conchífera, moderadamente seleccionada

Descripción: Arenisca mediana moderadamente seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares milimétricos que presentan empaquetamiento suelto a disperso (Fig. 4.33). Los bioclastos fosfáticos laminares (30 % de la fracción clástica) presentan largos milimétricos ($D_{50} = 1.0$ mm; $D_{max} = 3.6$ mm) y factores de forma medios de 0.17, y se encuentran moderadamente seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma oblicua bimodal, definiendo una microlaminación ondulítica con patrones de *foreset* y de *chevron*. Se observan cantidades relativamente abundantes (1.9 %) de bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados.

Figura 4.33.: Microfacies AMc1, niveles fosfáticos del Abra de Santa Laura.



(A) Intercalación de microláminas de AMc1 (centro) y C2 (arriba, abajo).

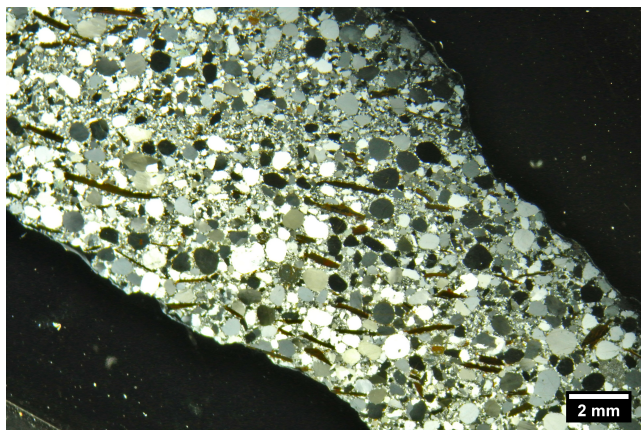
Interpretación: Transporte y depositación como carga de lecho de arena media y bioclastos fosfáticos laminares. Las orientaciones oblicuas bimodales indican la acción de flujos predominantemente oscilatorios (Yokokawa y Masuda, 1990; Cheel, 1991; Yokokawa y Masuda, 1991; Yagishita et al., 1992). Los patrones de *foreset* indican la migración de formas de lecho de relieve milimétrico.

AM: Arenisca mediana, mal seleccionada

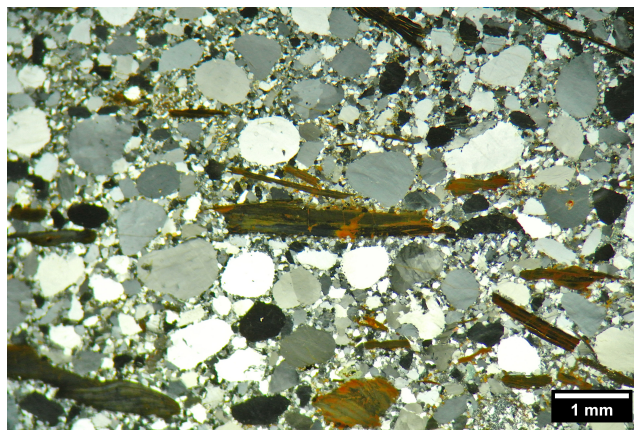
Descripción: Arenisca mediana mal seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares milimétricos que presentan empaquetamiento disperso a suelto (Fig. 4.34). La fracción silicoclástica se compone de una moda principal en arena media, y una secundaria en

arena muy fina. Los bioclastos fosfáticos laminares (10 % de la fracción clástica) presentan largos milimétricos ($D_{50}= 1.0$ mm; $D_{\max}= 2.8$ mm) y factores de forma medios de 0.17, y se encuentran bien seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma oblicua unimodal, definiendo una microlaminación ondulítica con patrones de *foreset*.

Figura 4.34.: Microfacies AM.



(A) Arenisca mediana mal seleccionada conformada por arena media con matriz de arena muy fina y escasos bioclastos milimétricos.

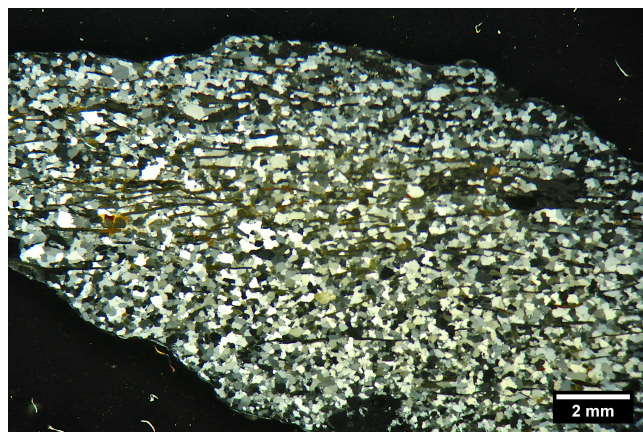
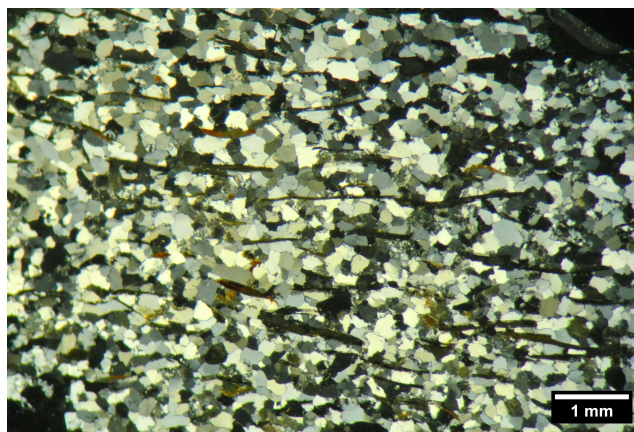


(B) Arenisca mediana mal seleccionada, se observan bioclastos fosfáticos espesos subredondeados a angulosos.

Interpretación: Transporte y depositación como carga de lecho de arena media y bioclastos fosfáticos laminares. La textura bimodal sugiere la presencia de dos poblaciones de transporte. Se interpreta que los sedimentos silicoclásticos finos se transportan en suspensión y se depositan entre los sedimentos más gruesos transportados como carga de lecho (arena media y bioclastos). Los patrones de *foreset* indican la migración de formas de lecho de relieve milimétrico. Las orientaciones oblicuas unimodales indican la acción de flujos predominantemente unidireccionales (Rusnak, 1957; Potter y Mast, 1963).

AFc1: Arenisca fina conchífera, bien seleccionada

Descripción: Arenisca fina bien seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos que presentan empaquetamiento suelto a disperso (Fig. 4.35). Los bioclastos fosfáticos laminares (16 % de la fracción clástica) presentan largos submilimétricos ($D_{50}= 0.7$ mm; $D_{\max}= 2.2$ mm) y factores de forma medios de 0.10, y se encuentran moderadamente seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma oblicua unimodal. Se observa microlaminación ondulítica con patrones de *foreset*.

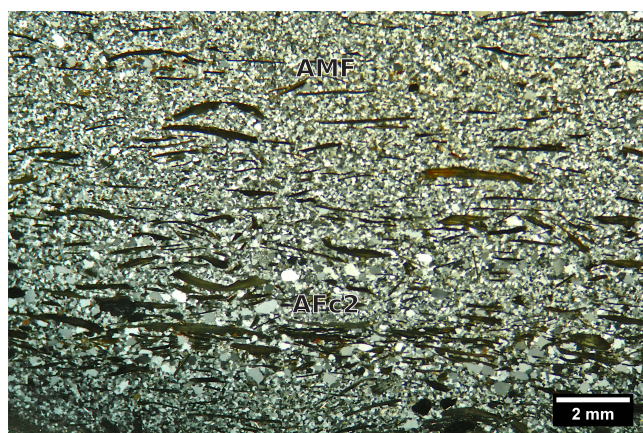
Figura 4.35.: Microfacies AFc1.**(A)** Arenisca fina bien seleccionada con bioclastos fosfáticos submilimétricos.**(B)** Se observan bioclastos fosfáticos submilimétricos de reducido espesor.

Interpretación: Transporte y depositación como carga de lecho de arena fina y bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos. Los patrones de *foreset* indican la migración de formas de lecho de relieve milimétrico. Las orientaciones oblicuas unimodales indican la acción de flujos predominantemente unidireccionales (Rusnak, 1957; Potter y Mast, 1963).

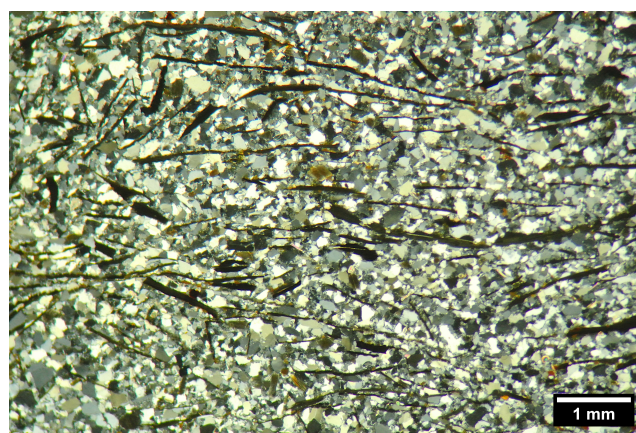
AFc2: Arenisca fina conchífera, moderadamente seleccionada

Descripción: Arenisca fina moderadamente seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos a milimétricos que presentan empaquetamiento suelto (Fig. 4.36). La fracción silicoclástica presenta una moda en arena muy fina, con arena gruesa como tamaño máximo. Los bioclastos fosfáticos laminares (26–30 % de la fracción clástica) presentan largos submilimétricos a milimétricos ($D_{50} = 0.9\text{--}1.0\text{ mm}$; $D_{\text{max}} = 2.2\text{ mm}$) y factores de forma medios de 0.05–0.10, y se encuentran moderadamente seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma oblicua compuesta. Se observa microlaminación ondulítica con patrones de *foreset* y de *chevron*. Se aprecia una alternancia composicional y textural dentro de la microfacies, conformada por láminas predominantemente bioclásticas con silicoclastos de mayor granulometría, y láminas cuarzosas compuestas mayoritariamente por arena muy fina.

Interpretación: Transporte y depositación como carga de lecho de arena muy fina a gruesa y bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos y milimétricos. La alternancia composicional y textural sugiere la presencia de dos poblaciones de transporte. Se in-

Figura 4.36.: Microfacies AFc2.

(A) Muestra F2: Transición entre AFc2 (arenisca fina conchífera, moderadamente seleccionada) y AMF (arenisca muy fina con escasos bioclastos), marcada por la desaparición de las granulometrías gruesas y disminución en la abundancia y dimensiones de los bioclastos. Dentro de AFc2 se aprecia la alternancia entre láminas más gruesas con mayor contenido de bioclastos, y láminas con mayor proporción de arena muy fina.



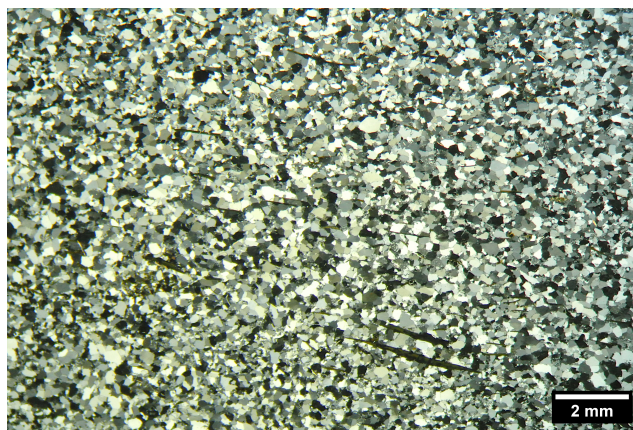
(B) Muestra F7: arenisca fina moderadamente seleccionada con bioclastos fosfáticos que presentan empaquetamiento suelto. Se destacan los abundantes bioclastos fosfáticos submilimétricos de reducido espesor.

terpreta que los bioclastos milimétricos y sedimentos silicoclásticos más gruesos (arena fina a gruesa) se transportan por tracción, mientras que la arena muy fina y bioclastos submilimétricos se transportan principalmente en suspensión. Los patrones de *foreset* indican la migración de formas de lecho de relieve milimétrico. Las orientaciones oblicuas complejas indican la acción de flujos combinados (Duperron, 2016). Se interpreta la acción de flujos con una elevada carga de sedimentos finos en suspensión.

AF: Arenisca fina, bien seleccionada

Descripción: Arenisca fina bien seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos dispersos (Fig. 4.37). Los bioclastos fosfáticos laminares (7 % de la fracción clástica) presentan largos submilimétricos ($D_{50} = 0.6$ mm; $D_{max} = 3.7$ mm) y factores de forma medios de 0.05, y se encuentran muy bien seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma oblicua unimodal. Se observa microlaminación ondulítica con patrones de *foreset*.

Interpretación: Transporte y depositación como carga de lecho de arena fina y bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos. Los patrones de *foreset* indican la migración de

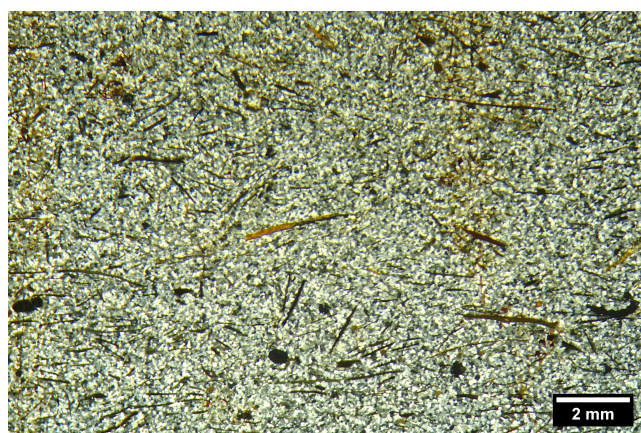
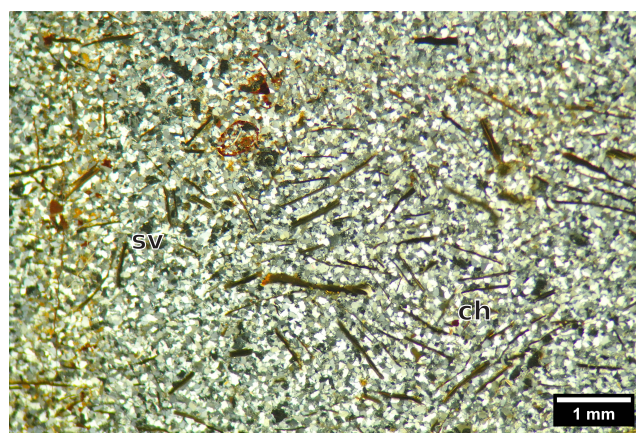
Figura 4.37.: Microfacies AF.**(A)** Arenisca fina bien seleccionada con escasos bioclastos fosfáticos.

formas de lecho de relieve milimétrico. Las orientaciones oblicuas complejas indican la acción de flujos combinados (Duperron, 2016).

AMFc1: Arenisca muy fina conchífera, bien seleccionada

Descripción: Arenisca muy fina bien seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos que presentan empaquetamiento suelto a disperso (Fig. 4.38). Los bioclastos fosfáticos laminares (16 % de la fracción clástica) presentan largos submilimétricos ($D_{50} = 0.6$ mm; $D_{max} = 1.3$ mm) y factores de forma medios de 0.05, y se encuentran muy bien seleccionados. Los bioclastos se orientan en forma polimodal. Se observa microlaminación ondulítica con patrones de *foreset* y *chevron*, y bioclastos orientados en forma subvertical.

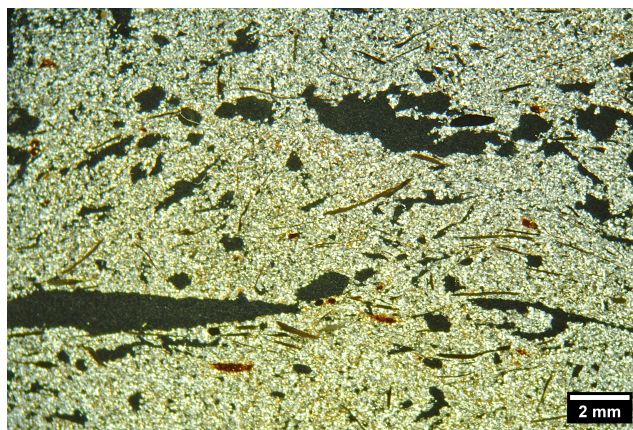
Interpretación: Transporte y depositación como carga de lecho de arena muy fina y bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos. El desarrollo de patrones de *foreset* y *chevron* sugiere la migración de formas de lecho de relieve milimétrico a partir de flujos combinados predominantemente oscilatorios (Duperron, 2016). El desarrollo de orientaciones subverticales en conjuntos de bioclastos con un bajo grado de empaquetamiento (suelto a disperso) no puede explicarse por interferencia entre las partículas, y sugiere reorientación post-depositacional de los bioclastos por bioturbación.

Figura 4.38.: Microfacies AMFc1, niveles fosfáticos del Abra de Santa Laura.**(A)** Arenisca muy fina conchífera con abundantes bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos.**(B)** Bioclastos formando patrones de *chevron* (ch) y orientaciones subverticales (sv).

AMFc-Ca: Arenisca muy fina conchífera calcárea

Descripción: Arenisca muy fina muy bien seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos y moldes de bioclastos carbonáticos que presentan empaquetamiento suelto a disperso (Fig. 4.39). Los moldes de bioclastos carbonáticos se asocian a parches de óxidos de hierro y en menor medida de cemento carbonático. Los bioclastos fosfáticos laminares (11 % de la fracción clástica) presentan largos submilimétricos ($D_{50} = 0.9$ mm; $D_{max} = 2.4$ mm) y factores de forma medios de 0.08, y se encuentran moderadamente seleccionados. Presentan orientación polimodal. Se observa microlaminación ondulítica con patrones de *foreset* y *chevron*, y bioclastos orientados en forma subvertical.

Interpretación: Transporte y depositación como carga de lecho de arena muy fina y bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos. El desarrollo de patrones de *foreset* y de *chevron* sugiere la migración de formas de lecho de relieve milimétrico a partir de flujos combinados predominantemente oscilatorios (Duperron, 2016). El desarrollo de orientaciones subverticales en conjuntos de bioclastos con un bajo grado de empaquetamiento (suelto a disperso) no puede explicarse por interferencia entre las partículas, y sugiere reorientación post-depositacional de los bioclastos por bioturbación.

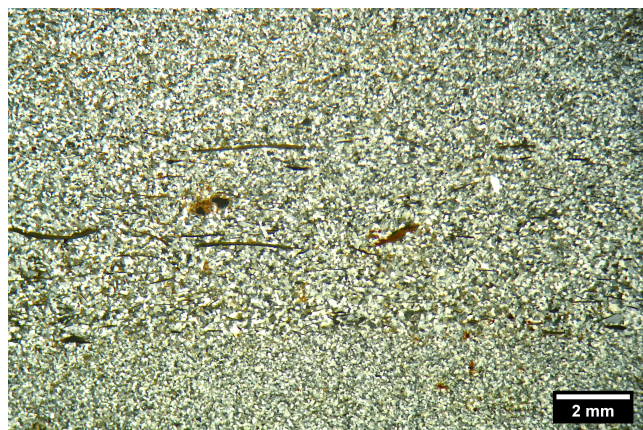
Figura 4.39.: Microfacies AMFc-Ca, niveles fosfáticos del Abra de Santa Laura.**(A)** Arenisca muy fina conchífera con bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos y moldes de bioclastos carbonáticos.

AMF: Arenisca muy fina bien seleccionada

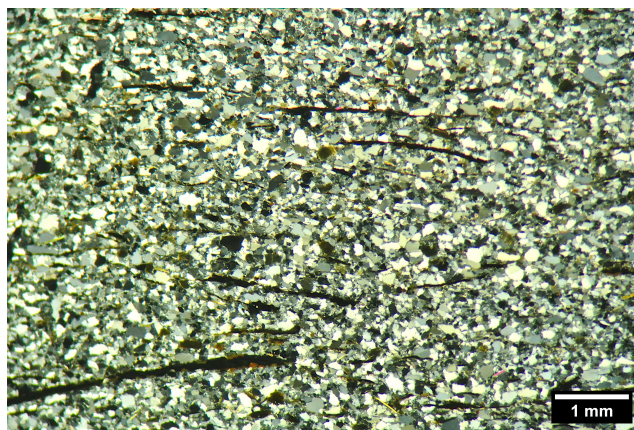
Descripción: Arenisca muy fina muy bien seleccionada, con bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos que se encuentran dispersos o con empaquetamiento suelto (Fig. 4.40). Los bioclastos fosfáticos laminares (5–9 % de la fracción clástica) presentan largos submilimétricos ($D_{50} = 0.4$ mm; $D_{max} = 5.8$ mm) y factores de forma medios de 0.06–0.09, y se encuentran bien seleccionados. Presentan orientación concordante, oblicua unimodal y oblicua bimodal. Se observan patrones de *foreset* y *chevron*, y laminación definida por la alternancia de intervalos con mayor abundancia de bioclastos y presencia de bioclastos milimétricos, e intervalos con menor abundancia y tamaño de los bioclastos. Ocasionalmente puede observarse una relación transicional entre ambos tipos de intervalos con gradación normal marcada por la disminución en la abundancia y tamaño de los bioclastos.

Interpretación: La alternancia de intervalos con bioclastos de tamaño y abundancia variable sugiere la ocurrencia de distintos modos de depositación por fluctuaciones en la energía o régimen de flujo. La gradación normal sugiere decantación a partir de suspensión por una disminución en la energía del flujo. Las orientaciones oblicuas unimodales y bimodales indican la acción de flujos unidireccionales y oscilatorios respectivamente (Rusnak, 1957; Potter y Mast, 1963; Yokokawa y Masuda, 1990; Cheel, 1991; Yokokawa y Masuda, 1991; Yagishita et al., 1992), mientras que las orientaciones concordantes

Figura 4.40.: Microfacies AMF, niveles fosfáticos del Abra de Santa Laura.



(A) Arenisca muy fina con bioclastos fosfáticos laminares submilimétricos.



(B) Bioclastos formando patrones de *chevron* (ch) y orientaciones subverticales (sv).

sugieren depositación a partir de decantación (Potter y Mast, 1963; Baas et al., 2007). El desarrollo de patrones de *foreset* sugiere la migración de formas de lecho de relieve milimétrico. Se interpreta que la microfacies AMF se produce por depositación de arena muy fina con bioclastos milimétricos por tracción, y depositación de arena muy fina con bioclastos submilimétricos por decantación, a partir de flujos combinados con elevada carga de arena muy fina en suspensión.

4.3.4. Microestratigrafía de las fosforitas bioclásticas

El conjunto de mediciones sobre la composición, textura y fábrica de las fosforitas estudiadas se presenta en el Anexo D. A continuación se presenta una descripción de los resultados obtenidos:

4.3.4.1. Quebrada del Arenal

Descripción: La Quebrada del Arenal registra un banco de fosforitas, correspondiente a la coquina con la que culmina la AF4 hacia el tope de la columna (F6, Fig. 4.9C). La misma consiste en un banco tabular de base erosiva de 60 cm de espesor, que se compone internamente por lentes de coquinas y areniscas conchíferas. Los fragmentos de conchillas se componen predominantemente por bioclastos fosfáticos y en forma accesoria bioclastos carbonáticos. Los intervalos con mayor concentración de bioclastos carbonáticos presentan coloración castaño-anaranjada y, en caras meteorizadas, una textura rugosa y porosa asociada a la disolución parcial del material carbonático (Fig. 4.9C).

Lateralmente la fosforita mantiene un espesor regular, aumentando relativamente el espesor de las lentes arenosas y disminuyendo en consecuencia el contenido bioclástico. Internamente presenta intervalos pelíticos que se acuñan entre las lentes de arenisca y coquina.

Petrográficamente se determinó que la fosforita de la Quebrada del Arenal (Fig. 4.41) está compuesta por bioclastos fosfáticos laminares, arena silicoclástica muy fina y, en menor proporción, bioclastos carbonáticos. Se observan a su vez intraclastos fosfáticos y bioclastos fosfáticos equidimensionales que representan componentes muy minoritarios. Se encontraron tres microfacies conformadas predominantemente por arena y bioclastos fosfáticos en proporciones variables (C1, AMFc1, AMF; Cuadro 4.3), y dos microfacies que adicionalmente presentan bioclastos y cemento de composición carbonática relativamente abundantes (AMFc-Ca, Ca). Las distintas microfacies se suceden entre sí, generalmente separadas por discontinuidades internas de carácter erosivo. Se observan predominantemente bioclastos de largo milimétrico ($D_m = 1.0\text{--}1.6\text{ mm}$) con espesores que varían entre 60 y 200 micrones; y bioclastos de largo submilimétrico ($D_m = 0.6\text{--}0.8\text{ mm}$) con espesores promedio de 40 micrones. El máximo espesor registrado es de 330 micrones. Los bioclastos fosfáticos son angulosos a subangulosos, con factores de forma promedio entre 0.06 y 0.11.

Se distinguen tres intervalos. El intervalo basal se compone de las microfacies C1 y AMFc1 (Cuadro 4.3), y se caracteriza por el empaquetamiento denso a suelto de los bioclastos, con abundantes bioclastos fosfáticos (40–70 %) y orientaciones predominantemente unidireccionales. La microfacies mayoritaria es C1 (Fig. 4.19); la misma se dispone en intervalos que hacia su tope pasan transicional o erosivamente a AMFc1 (Figs. 4.19A y 4.20). La arena muy fina aparece como matriz en la microfacies C1, rellenando los espacios intersticiales entre los bioclastos densamente empaquetados, mientras que en AMFc1 forma parte del armazón clástico.

El intervalo medio se compone de las microfacies AMFc1, AMFc-Ca, Ca y AMF (C1 aparece en un único segmento). Presenta generalmente empaquetamiento suelto a denso de los bioclastos, con proporciones variables de bioclastos fosfáticos y carbonáticos que varían abruptamente entre las microfacies fosfáticas (AMFc1) y fosfático-carbonáticas (AMFc-Ca, Ca). Los bioclastos fosfáticos presentan comúnmente concentraciones en torno al 30 %. Dominan las orientaciones oblicuas bimodales (AMFc1) y polimodales (AMFc-Ca, Ca). Las orientaciones polimodales se componen de modas oblicuas bimodales, concordantes y sub-verticales; en los cortes delgados se observa que las orientaciones sub-verticales comúnmente se desarrollan localmente, en sectores de fábrica discordante

con respecto a las regiones adyacentes (Fig. 4.23B). Se observan ocasionalmente contactos transicionales de AMFc1 a AMF.

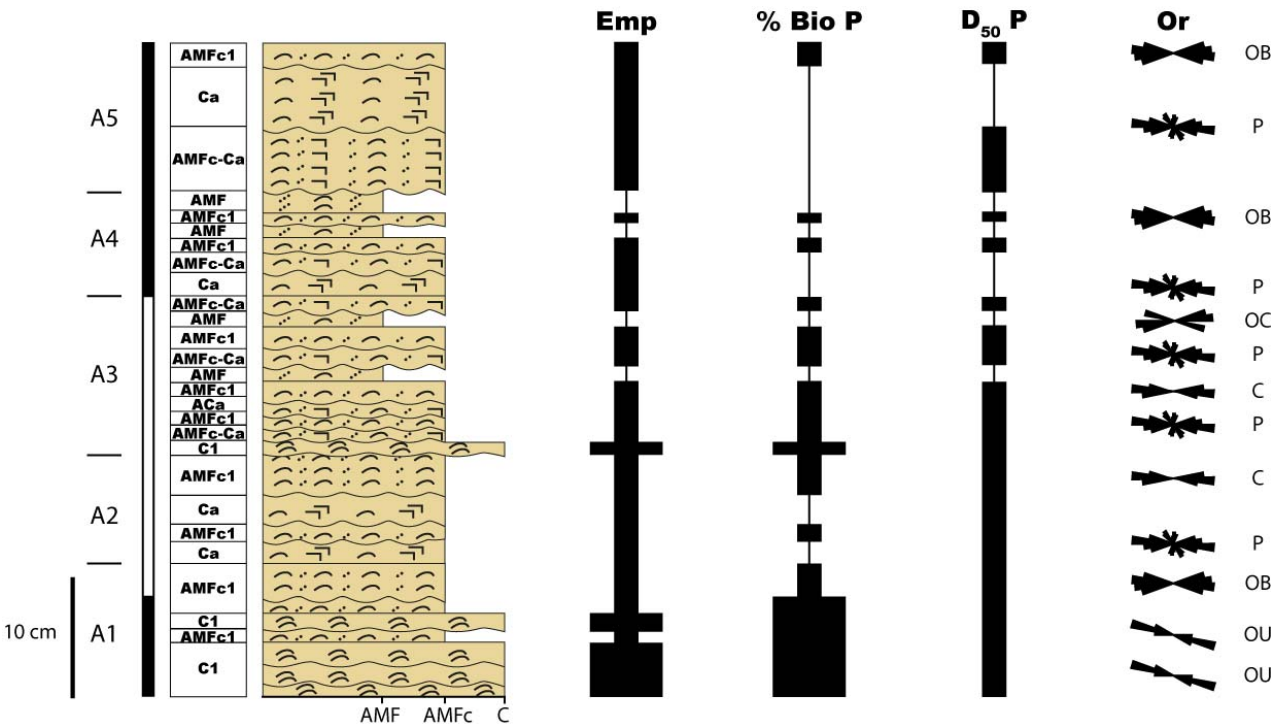
El intervalo superior se compone de las microfacies AMFc-Ca, Ca, AMFc1 y AMF. Presenta generalmente empaquetamiento suelto a disperso, con bajas concentraciones de bioclastos fosfáticos (generalmente en torno al 15 %) debido a la mayor frecuencia de las microfacies fosfático-calcáreas (AMFc-Ca, Ca). Dominan las orientaciones polimodales (AMFc-Ca, Ca), concordantes y oblicuas bimodales (AMFc1, AMF). Se observan ocasionalmente contactos transicionales de AMFc1 a AMF. Se destaca la buena selección de los bioclastos fosfáticos en este intervalo, en contraste con la selección moderada que presentan los mismos en los intervalos inferiores. Se registra además una notable disminución en sus dimensiones, que se refleja en la dominancia de bioclastos submilimétricos en las microfacies con menores concentraciones de bioclastos fosfáticos (AMF, AMFc-Ca, Ca).

Cuadro 4.3.: Síntesis de la descripción e interpretación depositacional de las microfacies reconocidas en la Quebrada del Arenal (Sección 4.3.3.1).

Microfacies	Descripción	Interpretación
C1	Bioclastos laminares milimétricos densamente empaquetados con matriz de arena muy fina. Orientación oblicua unimodal.	Transporte y depositación de bioclastos fosfáticos como carga de lecho por flujos predominantemente unidireccionales. Infiltración sindepositacional de arena muy fina transportada en suspensión.
AMFc1	Arena muy fina y bioclastos laminares milimétricos suelta a densamente empaquetados. Microlaminación ondulítica, orientaciones oblicuas unimodales y bimodales.	Transporte y depositación de bioclastos fosfáticos laminares y arena muy fina como carga de lecho, con migración de formas de lecho de relieve milimétrico, por flujos combinados predominantemente unidireccionales y oscilatorios.
AMFc-Ca	Arena muy fina y bioclastos laminares fosfáticos y carbonáticos suelta a densamente empaquetados, con abundante cemento carbonático y bioclastos dispuestos subverticalmente. Microlaminación ondulítica, orientación polimodal.	Transporte y depositación de bioclastos fosfáticos laminares y arena muy fina como carga de lecho, con migración de formas de lecho de relieve milimétrico, por flujos combinados predominantemente oscilatorios. Reorientación post-depositacional de los bioclastos y generación de orientaciones sub-verticales por bioturbación.
Ca	Arena muy fina y bioclastos laminares fosfáticos y carbonáticos dispersos a sueltamente empaquetados, con cemento carbonático muy abundante y bioclastos dispuestos subverticalmente. Microlaminación ondulítica, orientación polimodal.	Transporte y depositación de bioclastos fosfáticos laminares y arena muy fina como carga de lecho, con migración de formas de lecho de relieve milimétrico, por flujos combinados predominantemente oscilatorios. Reorientación post-depositacional de los bioclastos y generación de orientaciones sub-verticales por bioturbación.
AMF	Arena muy fina y bioclastos laminares submilimétricos con empaquetamiento disperso a suelto. Intercalación de arena muy fina con bioclastos milimétricos sueltamente empaquetados. Gradación normal y microlaminación ondulítica, orientaciones oblicuas bimodales y complejas.	Depositación de arena muy fina con bioclastos milimétricos por tracción, y depositación de arena muy fina con bioclastos submilimétricos por decantación, a partir de flujos combinados predominantemente oscilatorios de energía decreciente.

Figura 4.41.: Microfacies y microestratigrafía de la fosforita de la Quebrada del Arenal.

Emp: empaquetamiento (denso, suelto, disperso). % Bio P: porcentaje de bioclastos fosfáticos (0–20, 20–40, >40). D₅₀P: largo promedio de los bioclastos (>1 mm, <1 mm). Or: orientación dominante (OU - oblicua unimodal, OB - oblicua bimodal, OC - oblicua compuesta, P - polimodal, C - concordante).



Interpretación: Se interpreta que las microfacies del intervalo basal evidencian la acción de flujos combinados predominantemente unidireccionales que transicionan a predominantemente oscilatorios, coherentes con corrientes de retorno y oleaje producidos durante eventos de tormenta. La matriz en C1 evidencia el transporte en suspensión de arena muy fina que sólo se deposita por infiltración en el espacio intersticial entre los bioclastos. La microfacies AMFc1 evidencia una disminución en la energía del flujo, que permite el transporte y deposición de arena muy fina junto con los bioclastos dentro de formas de lecho areno-conchíferas de relieve milimétrico.

El intervalo medio refleja la acción de flujos combinados predominantemente oscilatorios, que producen el transporte y deposición de arena muy fina y bioclastos fosfáticos y carbonáticos por la migración de formas de lecho de relieve milimétrico. Las transiciones de AMFc1 a AMF evidencian la acción de flujos de energía decreciente con una importante cantidad de material en suspensión, en los que el transporte tractivo de arena muy fina y bioclastos milimétricos es sucedida por la decantación de arena muy fina con escasos bioclastos submilimétricos. La alternancia marcada entre microfacies fosfáticas y fosfático-calcáreas con similares estructuras y fábricas sedimentarias sugiere que los procesos sedimentarios actuantes son similares en ambos casos. La variación en la composición taxonómica de la fracción bioclástica reflejaría entonces cambios en las comunidades bentónicas que sirven de fuente del aporte conchífero, que serían más diversas en el caso de AMFc-Ca y Ca. El desarrollo de orientaciones sub-verticales en las microfacies fosfático-calcáreas se interpreta como producto de la reorientación postdeposicional de los bioclastos por bioturbación.

El intervalo superior refleja la acción de flujos combinados erosivos predominantemente oscilatorios, de similares características que los registrados en el intervalo medio. La dominancia de las microfacies fosfático-calcáreas refleja condiciones ambientales menos variables y adversas que en el intervalo medio, proclives al desarrollo de comunidades bentónicas relativamente diversas. La disminución en las dimensiones de los bioclastos fosfáticos (reflejada en la mayor abundancia de bioclastos fosfáticos submilimétricos), y el mejor grado de selección que los mismos presentan en relación a los intervalos inferiores, evidencian un mayor grado de retrabajo y/o transporte de los mismos.

En conjunto, las variaciones observadas en la abundancia de bioclastos fosfáticos se deben a causas hidrodinámicas y paleoecológicas. El intervalo inferior registra las mayores concentraciones de bioclastos, producidas por la acción de flujos combinados predominantemente unidireccionales de alta energía que producen el *bypass* de la mayor parte de la arena muy fina transportada en suspensión, y el transporte tractivo de los bioclastos,

produciendo su concentración por transporte diferencial. Los intervalos medio y superior se depositan por la acción de flujos predominantemente oscilatorios de menor energía, que permiten el transporte tractivo de la arena muy fina, y por ende la dilución parcial de los componentes bioclásticos en la carga de lecho. El intervalo medio registra sin embargo concentraciones aún importantes de los componentes fosfáticos, que resultan dominantes dentro de la fracción bioclástica. La microfacies AMF, que registra la decantación del abundante material silicoclástico en suspensión al menguar aún más la energía del flujo, resulta minoritaria en la sucesión de microfacies estudiada. Este hecho puede explicarse por el carácter notablemente erosivo de los flujos actuantes en la depositación de la fosforita, evidenciados por los conspicuos contactos erosivos entre los sucesivos segmentos (Fig. 4.41). Se interpreta que las sucesiones granodecrecientes que culminarían en AMF se encuentran frecuentemente decapitadas en la fosforita estudiada, registrándose en forma predominante contactos erosivos entre las distintas microfacies. En el intervalo superior, si bien los fragmentos de conchillas representan un componente mayoritario, la mayor abundancia de restos fósiles carbonáticos producida por factores ambientales implica un grado aún mayor de dilución de los componentes fosfáticos.

El análisis realizado sobre las microfacies de la fosforita encontrada en la Quebrada del Arenal resulta coherente con el análisis paleoambiental previamente expuesto (Sección 4.3.1). De acuerdo con el mismo, la fosforita se habría depositado en facies de canales submarinos generadas por la acción de flujos mixtos gravitatorios-oscilatorios desencadenados por el oleaje de tormenta, caracterizados por sedimentación episódica con condiciones de elevado aporte sedimentario y estrés fisiológico que afecta el desarrollo de los ecosistemas bentónicos. Se interpreta que la fosforita y los rellenos de canales son la expresión proximal de la depositación por los flujos gravitatorios, y las turbiditas representan su expresión distal. La composición mixta de las fosforitas, por un lado de bioclastos generalmente transportados como carga de lecho, y por el otro de arena muy fina transportada mayormente en suspensión, sugiere que los flujos productores consistirían en flujos gravitatorios compuestos parcialmente estratificados: la parte basal correspondería a la carga de lecho gruesa, y la superior a sedimentos finos en suspensión (Lowe, 1982; Mulder y Alexander, 2001). Las conspicuas discontinuidades erosivas, ausencia de gradación inversa y el desarrollo de estructuras tractivas indican que los flujos cargaban con concentraciones moderadas de sedimentos en la base, inferiores a las que caracterizan a los flujos hiperconcentrados (Mulder y Alexander, 2001). La composición marcadamente conchífera de la fosforita y el limitado desarrollo de microfacies predominantemente arenosas evidencia el *bypass* de la mayor parte de los sedimentos finos en

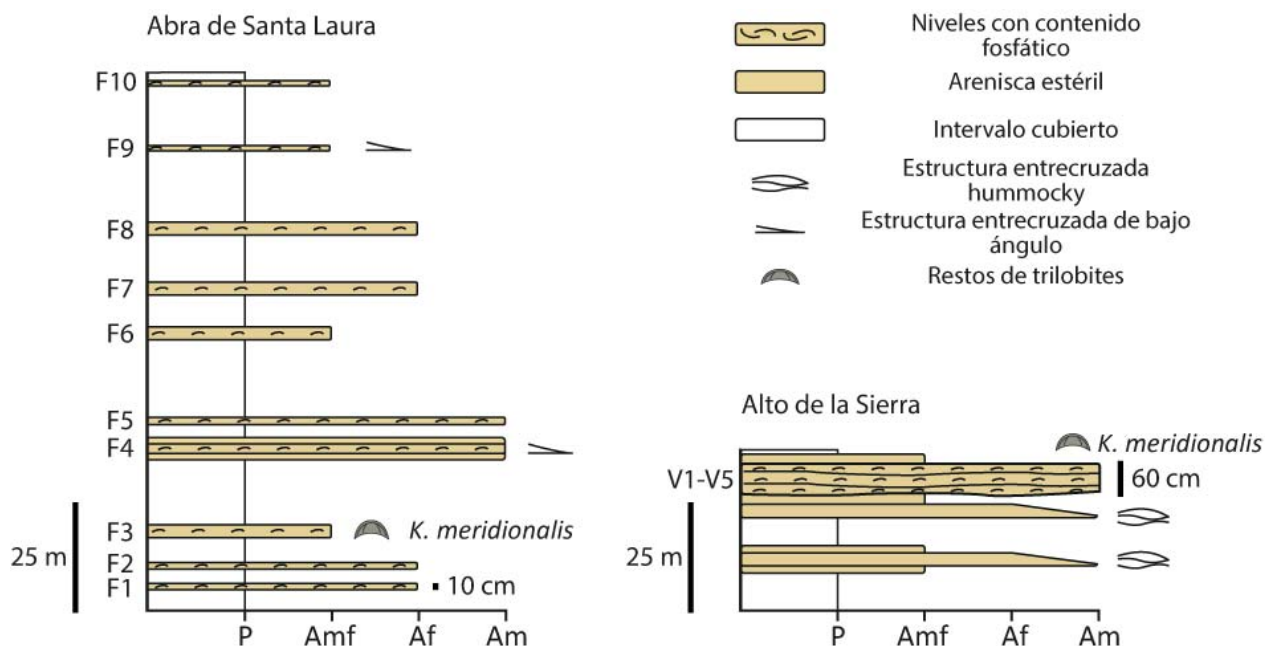
suspensión transportados en la parte superior del flujo (Lowe, 1982). La alternancia entre microfacies fosfáticas y fosfático-calcáreas registra variaciones de alta frecuencia en las condiciones ambientales y comunidades bentónicas, reflejadas a su vez en la distribución esporádica de la bioturbación y microbialitas en la sección relevada. Se interpreta que las asociaciones dominadas por braquiópodos linguliformes registradas en las fosforitas representan asociaciones tolerantes a condiciones de estrés ambiental (elevada turbidez o tasas de sedimentación, baja salinidad u oxigenación, etc.), y que las coquinas calcáreas del tope de la columna representan el pasaje a un ambiente marino de plataforma normal.

4.3.4.2. Alto de la Sierra

Descripción: La Formación Floresta (Tremadociano inferior-superior) es un cuerpo predominantemente pelítico de gran espesor que en su tramo inferior presenta dos paquetes arenosos espesos conformados por tempestitas amalgamadas con estratificación entrecruzada *hummocky* y laminación paralela de alto régimen de flujo, que intercalan bancos de coquinas o acumulaciones bioclásticas basales en las areniscas. Los intervalos arenosos representan periodos de somerización, y se interpreta que se habrían depositado en un ambiente marino de plataforma correspondiente al *shoreface* inferior (Moya et al., 2012; Eveling, 2015; Duperron et al., 2018). Generalmente las coquinas que se encuentran en los intervalos arenosos se componen mayoritariamente de restos de trilobites y braquiópodos articulados, representando los braquiópodos linguliformes componentes minoritarios. Sin embargo, en el segundo paquete arenoso (correspondiente a las biozonas de *Kainella meridionalis* y *Anisograptus*, Tremadociano inferior tardío) se han encontrado coquinas conformadas casi exclusivamente por restos de braquiópodos linguliformes de considerable espesor (>50 cm) en tres secciones de la Formación Floresta correspondientes al sector septentrional y medio de la Sierra de Mojotoro (secciones del Alto de la Sierra, Quebrada de Severino y Acceso Norte a la ciudad de Salta, Moya et al. 2012). En el Alto de la Sierra, la coquina fosfática presenta 60 centímetros de espesor con una grosera estratificación interna conformando capas de 10 centímetros, en un banco de base erosiva (Fig. 4.42).

La fosforita del Alto de la Sierra (Fig. 4.43) está compuesta principalmente por bioclastos fosfáticos laminares y sedimentos silicoclásticos tamaño limo grueso a arena gruesa. En menor proporción se observan intraclastos fosfáticos y bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados. Macroscópicamente se observan moldes de braquiópodos articulados y trilobites, que en sección delgada se manifiestan como poros asociados a parches de

Figura 4.42.: Columnas sedimentarias de la Formación Floresta en las secciones del Alto de la Sierra y Abra de Santa Laura. Como elemento de correlación se utiliza el fósil guía *Kainella meridionalis*.



óxidos de hierro. Se encontraron siete microfacies conformadas predominantemente por sedimentos silicoclásticos y bioclastos fosfáticos en proporciones y granulometrías variables (Cuadro 4.3). Las distintas microfacies se suceden entre sí, generalmente separadas por discontinuidades internas de carácter erosivo. Se observan predominantemente bioclastos de largo milimétrico ($D_m = 1.0\text{--}1.9\text{ mm}$) con espesores promedio que varían entre 150 y 300 micrones; el máximo espesor registrado es de 590 micrones. Los bioclastos fosfáticos son angulosos a redondeados, con factores de forma promedio entre 0.13 y 0.23.

El banco comienza con una arenisca muy fina con escasos bioclastos fosfáticos (<1 %), sobre la que se apoya la fosforita a través de una superficie erosiva (Fig. 4.43).

Se distinguen tres intervalos en la fosforita. El primero se compone de las microfacies AMc-I y C-I (Figs. 4.25 y 4.24) caracterizadas por la presencia de bioclastos fosfáticos laminares (43–48 % de la fracción clástica), arena media y abundantes concreciones fosfáticas tamaño arena muy gruesa (10–18 %). Los bioclastos presentan espesores y factores de forma relativamente elevados ($D_s = 260\text{--}300\text{ }\mu\text{m}$, $\text{FFC}_p > 0.20$), y orientaciones predominantemente unidireccionales.

El segundo intervalo se compone de la alternancia de las microfacies AMc1 y C2 (Figs. 4.27 y 4.26), compuestas principalmente por bioclastos fosfáticos laminares (51–75 % de la fracción clástica) y arena media. En la microfacies C2 se observa limo grueso formando

parte de la matriz junto con la arena media, mientras que AMc1 se compone de arena media limpia. Los bioclastos fosfáticos presentan espesores medios de 170–200 μm . Se observa un ligero contraste entre el factor de forma de los bioclastos en las microfacies C2 y AMc1: la primera presenta bioclastos más elongados ($\text{FFC}_p = 0.15$) y la segunda bioclastos elongados a ecuanes ($\text{FFC}_p = 0.15\text{--}0.18$).

El tercer intervalo presenta una variedad más amplia de texturas, representadas en las microfacies C2, AMc2, AMFc2 y LG (Figs. 4.26, 4.28, 4.29 y 4.30), que se componen principalmente de bioclastos fosfáticos laminares, arena media y limo grueso en proporciones variables. Los bioclastos fosfáticos presentan espesores medios de 150–200 μm . En las microfacies AMc2 y C2 se observa abundante limo grueso formando parte de la matriz, mientras que este material compone el armazón clástico en las microfacies AMFc2 y LG. Se observa un contraste en el factor de forma de los bioclastos entre las microfacies menos arenosas (C2 y AMFc2) y AMc2: las primeras presentan bioclastos más elongados ($\text{FFC}_p = 0.13$) y las segundas bioclastos más ecuanes ($\text{FFC}_p = 0.18$). Se observa una alternancia marcada entre las microfacies AMc2 y las microfacies C2, AMFc2 o LG. Generalmente el pasaje de AMc2 a las otras microfacies es neto, mientras que el pasaje de cualquiera de ellas hacia AMc2 puede ser neto o transicional (Figs. 4.28, 4.29 y 4.30). Las microfacies C2 y AMFc2 presentan orientaciones oblicuas unimodales o bimodales, mientras que la microfacies AMc2 presenta orientaciones oblicuas bimodales únicamente.

Se destaca finalmente que en todos los intervalos las microfacies arenosas (AMc-I, AMc1, AMc2) se componen de bioclastos con factores de forma más elevados que los de las microfacies de coquinas y limolitas conchíferas (C-I, C2, AMFc2). Asimismo, las microfacies arenosas presentan concentraciones relativamente altas de bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados (4–7 %), que resultan más escasos en las microfacies no arenosas (0–2 %).

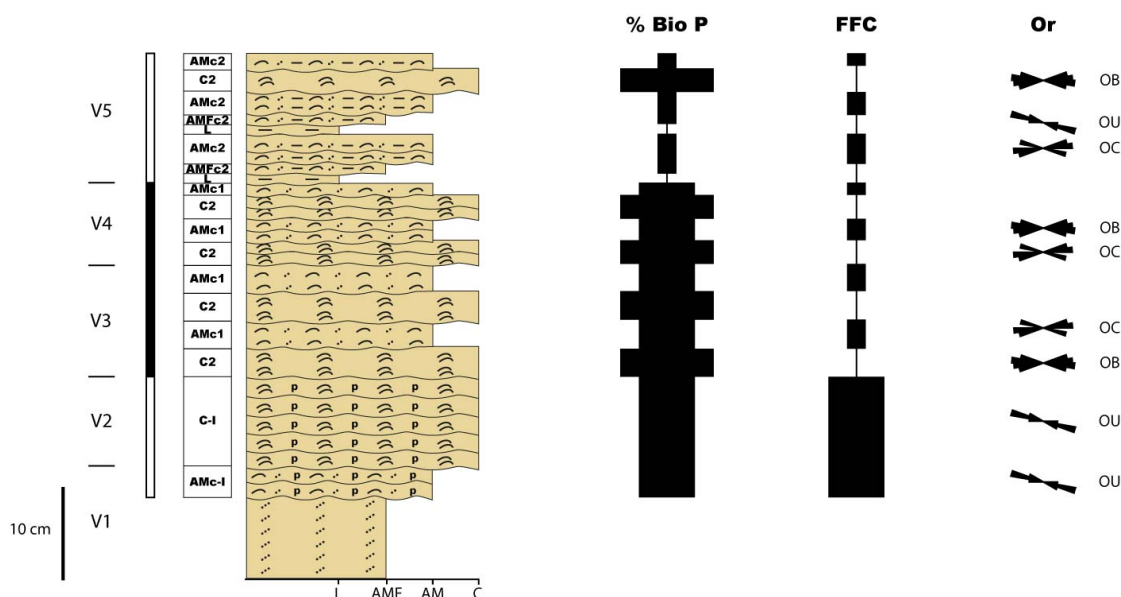
Interpretación: Las microfacies que componen la fosforita del Alto de la Sierra registran variaciones texturales y composicionales que parecen estar controladas principalmente por factores hidrodinámicos.

Las diferencias entre las microfacies arenosas (AMc1, AMc2) y las microfacies de coquinas y limolitas conchíferas (C2, AMFc2) reflejan variaciones en el comportamiento hidrodinámico de los bioclastos fosfáticos laminares que producen su selección por forma. Los bioclastos más elongados ($\text{FFC}_p < 0.15$) aparecen generalmente junto con sedimentos silicoclásticos tamaño limo grueso (microfacies C2 y AMFc2), y representan

Cuadro 4.4.: Síntesis de la descripción e interpretación depositacional de las microfacies reconocidas en la fosforita del Alto de la Sierra (Sección 4.3.3.2).

Microfacies	Descripción	Interpretación
C-I	Bioclastos laminares densamente empaquetados con matriz de arena media moderadamente seleccionada e intraclastos fosfáticos tamaño arena muy gruesa. Orientación oblicua unimodal.	Transporte y depositación de bioclastos fosfáticos laminares, arena media e intraclastos fosfáticos de tamaño arena muy gruesa como carga de lecho por flujos fluidos predominantemente unidireccionales.
AMc-I	Arena media moderadamente seleccionada con bioclastos laminares suelta a densamente empaquetados e intraclastos fosfáticos tamaño arena muy gruesa. Orientación oblicua unimodal.	Transporte y depositación de arena media, bioclastos fosfáticos laminares e intraclastos fosfáticos de tamaño arena muy gruesa como carga de lecho por flujos fluidos predominantemente unidireccionales.
C2	Bioclastos laminares densa a sueltamente empaquetados con matriz bimodal de arena media y arena muy fina. Orientación oblicua bimodal o compuesta.	Transporte y depositación de bioclastos fosfáticos laminares y arena media como carga de lecho, e infiltración sindepositacional de arena muy fina a limo grueso transportados en suspensión. Flujos combinados predominantemente oscilatorios con elevada carga de material fino en suspensión.
AMc1	Arena media moderadamente seleccionada con bioclastos laminares suelta a densamente empaquetados. Orientación oblicua bimodal o compuesta.	Transporte y depositación de arena media y bioclastos fosfáticos laminares como carga de lecho por flujos fluidos predominantemente oscilatorios.
AMc2	Arena media mal seleccionada con una moda principal en arena media y una secundaria en arena muy fina, con bioclastos laminares suelta a densamente empaquetados. Orientación oblicua compuesta.	Transporte y depositación de arena media y bioclastos fosfáticos laminares como carga de lecho, e infiltración sindepositacional de arena muy fina transportadas en suspensión. Flujos combinados con elevada carga de material fino en suspensión.
AMFc2	Arenisca muy fina mal seleccionada con bioclastos fosfáticos suelta a densamente empaquetados. Alternancia entre láminas conformadas por bioclastos fosfáticos milimétricos y arena media, y láminas conformadas por limo grueso. Orientación oblicua unimodal o bimodal.	Transporte por tracción de bioclastos fosfáticos milimétricos y arena media, y transporte en suspensión de limo grueso, por flujos unidireccionales u oscilatorios con elevada carga de material fino en suspensión.
LG	Limo grueso moderadamente seleccionado con abundante sericita.	Transporte y depositación por flujos con elevada carga de material fino en suspensión.

Figura 4.43.: Microfacies y microestratigrafía de la fosforita del Alto de la Sierra. % Bio P: porcentaje de bioclastos fosfáticos laminares (0–20, 20–40, 40–60, >60). FFC_p : factor de forma petrográfico (0.10–0.15, 0.15–0.20, 0.20–0.25). Or: orientación dominante (OU - oblicua unimodal, OB - oblicua bimodal, OC - oblicua compuesta).



la asociación de los componentes más móviles de la fracción clástica. Esta contrasta con la asociación compuesta por los bioclastos fosfáticos equidimensionales, los laminares menos elongados ($FFC_p > 0.15$) y la arena silicoclástica media, que representan componentes menos móviles. La naturaleza de las transiciones entre las microfacies registradas en el último intervalo de la fosforita resultan particularmente reveladoras al respecto de la dinámica de depositación de ambas asociaciones. Generalmente las asociaciones más y menos móviles aparecen intercaladas, evidenciando la alternancia en su depositación. Cuando se observan transiciones entre ambas, se trata de un pasaje de las asociaciones más móviles (C2, AMFc2, LG) a las menos móviles (AMc2; Figs. 4.28, 4.29 y 4.30). En analogía con los procesos de transporte preferencial observados durante los experimentos de segregación (ver Sección 3.5.2), se interpreta que esto refleja un proceso de sedimentación episódico en el que, una vez puestos en movimiento, los componentes más móviles se transportan más rápido y a mayores distancias que los menos móviles. Esto produce que al alcanzar una zona de menor energía que funciona como trampa de sedimentación, los primeros en depositarse serán los componentes más móviles, que luego pueden ser cubiertos por los componentes menos móviles si los mismos llegan a transportarse la misma distancia.

De esta forma, las asociaciones estudiadas evidencian el transporte preferencial de los

bioclastos laminares más elongados y los sedimentos finos silicoclásticos con respecto a los bioclastos laminares menos elongados y los sedimentos silicoclásticos tamaño arena media. En los primeros intervalos de la fosforita, la escasez de sedimentos finos en suspensión favorece el desarrollo de microfacies de coquinas con una importante concentración de bioclastos fosfáticos laminares elongados (C-I, C2) gracias a su segregación con respecto a la fracción silicoclástica más gruesa, mientras que los bioclastos menos elongados se diluyen al transportarse con la misma (AMc-I, AMc1) dentro de formas de lecho de composición mixta. En el segundo intervalo, la matriz limosa de las coquinas de C2 sugiere que los flujos actuantes en su depositación llevaban cierta carga de sedimentos en suspensión; resulta llamativa su ausencia en las areniscas asociadas de AMc1. Se interpreta que el retrabajo del sedimento en las formas de lecho de AMc1 produjo el lavado de los sedimentos más finos, que sí se depositaron en el espacio intersticial entre los bioclastos elongados de C2 gracias a su mayor rugosidad. Hacia el tope, al aumentar la concentración de sedimentos en suspensión se produce la dilución sedimentaria de los bioclastos laminares lo que queda registrado en las microfacies AMFc2 y LG. La menor proporción de bioclastos en las microfacies arenosas (AMc2) evidencian a su vez un mayor influjo de sedimentos arenosos. Se interpreta en conjunto un aumento del aporte sedimentario hacia el tope de la fosforita.

Las microfacies intraclásticas del primer intervalo (AMc-I, C-I) registran la depositación de los componentes menos móviles registrados en la fosforitas: los intraclastos fosfáticos tamaño arena muy gruesa y los bioclastos fosfáticos laminares con mayor factor de forma ($FFC > 0.2$). Estos se movilizan por la acción de flujos tractivos de alta energía predominantemente unidireccionales. Las abundantes concreciones fosfáticas evidencian la erosión y retrabajo de sedimentos subsuperficiales parcialmente cementados por la precipitación de cemento fosfático durante la diagénesis temprana. El contenido de componentes fosfáticos, considerando intraclastos y bioclastos, alcanza proporciones similares a las encontradas en las facies de coquinas de los intervalos suprayacentes.

Las características texturales y microestratigráficas de la fosforita del Alto de la Sierra permiten realizar inferencias sobre las condiciones paleoambientales en las que se depositó. La misma se compone de una compleja sucesión de microfacies separadas por múltiples discontinuidades internas de carácter erosivo, lo que refleja la amalgamación de depósitos producidos en distintos eventos de sedimentación por la acción de flujos de alta energía. El desarrollo de orientaciones oblicuas unimodales, bimodales y compuestas a lo largo de la sucesión sugiere la acción de flujos combinados producidos por el oleaje de tormenta asociado a corrientes de retorno. Por otro lado, se destaca su granulome-

tría relativamente gruesa caracterizada por la dominancia de sedimentos silicoclásticos tamaño arena media; este tipo de texturas resulta minoritaria en la Formación Floresta que se caracteriza por granulometrías que rara vez superan la arena fina (Moya, 1998; Eveling, 2015; Duperron et al., 2018). En conjunto, estas evidencias sugieren la acción de flujos combinados erosivos que producen la amalgamación de depósitos producidos en distintos eventos de tormenta en un ambiente relativamente proximal. Se infiere que la depositación de las fosforitas habría ocurrido en torno a la base del oleaje de buen tiempo, en un ambiente de *shoreface* inferior (Galloway y Hobday, 1996).

4.3.4.3. Abra de Santa Laura

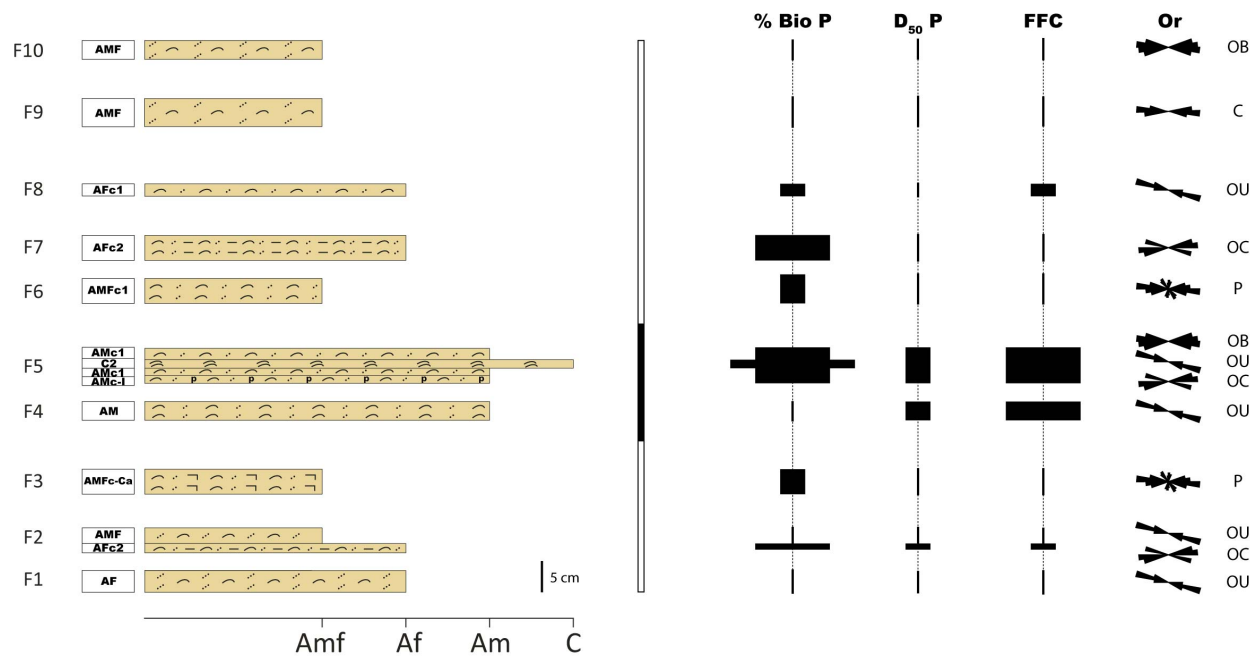
Descripción: En el Abra de Santa Laura, ubicada en el extremo septentrional de la Sierra de Mojotoro, aflora un intervalo de la Formación Floresta. La presencia del fósil *Kainella meridionalis* en el tramo inferior de la sucesión aflorante permite asignar su depositación al intervalo correspondiente al Tremadociano medio (Duperron et al., 2018), por lo que presenta equivalencia temporal parcial con respecto a la sucesión portadora de fosforitas del Alto de la Sierra (Fig. 4.42). Al igual que esta última, la sección del Abra de Santa Laura se encuentra pobremente expuesta y presenta extensos intervalos cubiertos que corresponden mayormente a pelitas con intercalaciones de bancos más resistentes fuertemente meteorizados. Estos consisten en niveles de areniscas conchíferas y coquinas de estratificación media (10–35 cm de espesor) con laminación paralela de bajo ángulo, que presentan restos muy fragmentados de braquiópodos inarticulados con abundancia variable.

Los niveles fosfáticos del Abra de Santa Laura (Fig. 4.44) están compuestos principalmente por bioclastos fosfáticos laminares y sedimentos silicoclásticos tamaño limo grueso a arena muy gruesa. En menor proporción se observan intraclastos fosfáticos y bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados. Macroscópicamente se observan moldes de braquiópodos articulados y trilobites, que en sección delgada se manifiestan como poros asociados a parches de óxidos de hierro. Se encontraron 9 microfacies conformadas predominantemente por sedimentos silicoclásticos y bioclastos fosfáticos en proporciones y granulometrías variables (C2, AMc1, AMc-I, AFc1, AFc2, AMFc1, AM, AF, AMF, Cuadro 4.5) y una microfacies que presenta adicionalmente moldes de bioclastos carbonáticos relativamente abundantes (AMFc-Ca, Cuadro 4.5); las mismas representan un importante grado de variabilidad que no se registra en las otras localidades estudiadas. Se observan predominantemente bioclastos de largo submilimétrico ($D_m = 0.4\text{--}0.9\text{ mm}$) con espesores promedio que varían entre 20 y 60 micrones; y en menor medida bioclastos

Cuadro 4.5.: Síntesis de la descripción e interpretación depositacional de las microfacies reconocidas en el Abra de Santa Laura (Sección 4.3.3.3).

Microfacies	Descripción	Interpretación
AMc-I	Arena media con bioclastos fosfáticos milimétricos sueltamente empaquetados e intraclastos fosfáticos tamaño arena muy gruesa a gravilla. Orientación oblicua compleja.	Transporte y depositación de arena media, bioclastos fosfáticos milimétricos e intraclastos fosfáticos de tamaño gránulo como carga de lecho por flujos fluidos combinados.
C2	Bioclastos fosfáticos milimétricos densa a sueltamente empaquetados con arena media. Orientación oblicua unimodal.	Transporte y depositación de bioclastos fosfáticos milimétricos y arena media como carga de lecho por flujos fluidos predominantemente unidireccionales.
AMc1	Arena media con bioclastos fosfáticos milimétricos sueltamente empaquetados a dispersos. Orientación oblicua bimodal.	Transporte y depositación de arena media y bioclastos fosfáticos milimétricos como carga de lecho por flujos fluidos predominantemente oscilatorios.
AM	Arena media mal seleccionada con una moda principal en arena media y moda secundaria en arena muy fina, con bioclastos fosfáticos milimétricos dispersos a sueltamente empaquetados. Orientación oblicua unimodal.	Transporte y depositación de arena media y bioclastos fosfáticos laminares como carga de lecho, e infiltración sindepositacional de arena muy fina transportada en suspensión. Flujos predominantemente unidireccionales con elevada carga de material fino en suspensión.
AFc1	Arena fina bien seleccionada con bioclastos fosfáticos milimétricos sueltamente empaquetados a dispersos. Orientación oblicua unimodal.	Transporte y depositación de arena fina y bioclastos fosfáticos milimétricos como carga de lecho por flujos fluidos predominantemente unidireccionales.
AFc2	Arena fina moderadamente seleccionada con bioclastos fosfáticos sueltamente empaquetados. Alternancia entre láminas conformadas por bioclastos milimétricos y silicoclastos tamaño arena fina a gruesa, y láminas de arena muy fina con bioclastos submilimétricos. Orientación oblicua compuesta.	Transporte por tracción de bioclastos fosfáticos milimétricos y silicoclastos gruesos (arena fina a gruesa), y transporte en suspensión de arena muy fina y bioclastos fosfáticos submilimétricos, por flujos combinados con una elevada carga de sedimentos finos en suspensión.
AF	Arena fina con bioclastos fosfáticos submilimétricos dispersos. Orientación oblicua unimodal.	Transporte y depositación de arena fina y bioclastos fosfáticos submilimétricos por flujos fluidos predominantemente unidireccionales.
AMFc1	Arena muy fina bien seleccionada y bioclastos fosfáticos submilimétricos sueltamente empaquetados a dispersos. Microlaminación ondulítica y patrones de chevron, orientación polimodal.	Transporte y depositación arena muy fina y bioclastos fosfáticos como carga de lecho, con migración de formas de lecho de relieve milimétrico, por flujos combinados predominantemente oscilatorios. Reorientación post-depositacional de los bioclastos y generación de orientaciones sub-verticales por bioturbación.
AMFc-Ca	Arena muy fina bien seleccionada, bioclastos fosfáticos submilimétricos y bioclastos carbonáticos sueltamente empaquetados a dispersos. Microlaminación ondulítica y patrones de chevron, orientación polimodal.	Transporte y depositación arena muy fina y bioclastos fosfáticos laminares como carga de lecho, con migración de formas de lecho de relieve milimétrico, por flujos combinados predominantemente oscilatorios. Reorientación post-depositacional de los bioclastos y generación de orientaciones sub-verticales por bioturbación.
AMF	Arena muy fina y bioclastos laminares submilimétricos con empaquetamiento disperso a suelto. Laminación y gradación normal. Orientaciones concordantes, oblicuas unimodales y oblicuas bimodales.	Depositación de arena muy fina con bioclastos milimétricos por tracción, y depositación de arena muy fina con bioclastos submilimétricos por decantación, a partir de flujos combinados con elevada carga de arena muy fina en suspensión.

Figura 4.44.: Microfacies y microestratigrafía de los niveles fosfáticos del Abra de Santa Laura (Fig. 4.42). La escala corresponde al espesor representado en las secciones petrográficas. % Bio P: porcentaje de bioclastos fosfáticos laminares (<10, 10–20, 20–30, >30). $D_{50}P$: largo promedio de los bioclastos (>1 mm, <1 mm). FFC_p : factor de forma petrográfico (0.05–0.10, 0.10–0.15, 0.15–0.20). Or: orientación dominante (OU - oblicua unimodal, OB - oblicua bimodal, OC - oblicua compuesta, P - polimodal, C - concordante).



de largo milimétrico ($D_m = 1.0\text{--}1.2$ mm) con espesores promedio que varían entre 90 y 180 micrones. Los bioclastos fosfáticos son generalmente angulosos, con factores de forma promedio entre 0.05 y 0.10. Se destaca en dos de los niveles fosfáticos del intervalo medio de la sucesión la presencia de bioclastos fosfáticos espesos (con espesores de 150 a 180 micrones) con mayor redondeamiento y factor de forma ($FFC_p = 0.16\text{--}0.17$); en dicho sector se registró el espesor máximo de 630 micrones. En las secciones delgadas estudiadas no se registraron generalmente transiciones entre distintas microfacies. En la muestra F2 se observó el pasaje transicional entre la microfacies AFc2 y la microfacies AMF (Fig. 4.36), mientras que en la muestra F5 se observaron discontinuidades internas marcadas por contactos netos entre las distintas microfacies presentes (AMc1, AMc-I, C2).

Se distinguen tres intervalos en la sucesión de niveles fosfáticos. Los intervalos inferior y superior presentan características similares. Se componen de las microfacies AFc1, AFc2, AMFc1, AMFc-Ca, AF y AMF, y se caracterizan por el empaquetamiento suelto a disperso de los bioclastos que presentan relativamente baja abundancia (5–30 % de la fracción clástica) y por sedimentos silicoclásticos de granulometrías relativamente finas con grados variables de selección. Las microfacies que integran estos intervalos se componen principalmente de bioclastos submilimétricos con bajo factor de forma debido a sus reducidos espesores; se destacan sus contornos notablemente irregulares con variaciones en su espesor. Las orientaciones de los bioclastos resultan muy variables, desarrollándose todos los tipos de orientación definidos en este trabajo. Llama la atención el escaso desarrollo de orientaciones oblicuas bimodales puras (si bien las orientaciones oblicuas compuestas y polimodales presentes en la columna contienen componentes oblicuas bimodales). Se registran dos niveles fosfáticos con orientaciones polimodales (muestras F3 y F6, microfacies AMFc-Ca y AMFc1 respectivamente); uno de ellos, correspondiente a la muestra F3, se destaca por la mayor abundancia de moldes de bioclastos carbonáticos que el resto de los niveles presentes en la sucesión.

El intervalo medio de la sucesión se compone de las microfacies C2, AMc1, AMc-I y AM, y se caracteriza por la granulometría relativamente gruesa de los sedimentos silicoclásticos (que presentan valores medios en el tamaño arena media, con presencia de partículas de tamaño arena muy gruesa) así como por la relativamente elevada abundancia de los bioclastos fosfáticos (30–70 % de la fracción clástica, a excepción de la microfacies AM que registra el valor de 10 %; Tabla D.3 en Anexo D) que presentan mayores dimensiones y factor de forma que los bioclastos presentes en el resto de la sucesión. Se destaca que, a pesar de la elevada abundancia de bioclastos que registran,

las microfacies de este intervalo presentan grados de empaquetamiento comparables a los desarrollados en el resto de la sucesión (suelto a disperso); únicamente la microfacies C2 presenta un mayor grado de empaquetamiento (denso auelto). A su vez, llama la atención la presencia de concreciones fosfáticas (microfacies AMc-I) que alcanzan un 10 % de la fracción clástica, mientras que en el resto de la sucesión están ausentes o representan componentes muy minoritarios. Lo mismo sucede con los bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados, que si bien registran muy baja abundancia en toda la sucesión, en el intervalo medio son ligeramente más abundantes (1–3 % vs. <1 %, Tabla D.3 en Anexo D). La orientación de los bioclastos en las microfacies del intervalo medio varía entre oblicua unimodal, bimodal y compuesta.

Interpretación: La sucesión de niveles fosfáticos aflorantes en el Abra de Santa Laura se destaca por la importante variabilidad que registran las microfacies analizadas. Los bancos muestreados representan eventos o periodos de depositación acotados y separados entre sí por importantes intervalos temporales (cuyo registro sedimentario no se ha analizado por encontrarse cubiertos), lo que explica parte de esta variabilidad y dificulta el desarrollo de interpretaciones de detalle sobre los procesos de sedimentación como las realizadas en el Alto de la Sierra y la Quebrada del Arenal. Sin embargo, las tendencias verticales en la granulometría y composición de los niveles fosfáticos permiten establecer tendencias de proximalidad en la sucesión de niveles fosfáticos.

En función de las evidencias de la acción de flujos que alternan en su carácter unidireccional y oscilatorio, presentan una importante capacidad erosiva y energía decreciente, se interpreta que la sucesión de niveles fosfáticos se habría depositado por la acción de flujos combinados producidos por el oleaje de tormenta asociado a corrientes de retorno. En el intervalo medio se registran depósitos correspondientes a posiciones más proximales, como lo evidencian su granulometría relativamente gruesa (incluyendo concreciones fosfáticas tamaño gránulo), el mayor grado de empaquetamiento de los bioclastos y el desarrollo de discontinuidades internas que sugieren procesos recurrentes de erosión y depositación, por lo que se interpreta a estos depósitos como tempestitas proximales con cierto grado de amalgamamiento (Aigner, 1982; Fürsich y Oschmann, 1993). Los intervalos inferior y superior presentan una disminución marcada en la granulometría y grado de empaquetamiento de los bioclastos, y registran microfacies finas con gradación normal que evidencian el desarrollo de flujos de energía menguante (como AMF, o la asociación transicional entre AFc2 y AMF registrada en F2; Fig. 4.44), por lo que se interpretan como tempestitas distales (Aigner, 1982; Fürsich y Oschmann, 1993). La alternancia

a lo largo de la sucesión de microfacies con abundantes sedimentos silicoclásticos finos (limo grueso a arena muy fina) conformando el armazón clástico o la matriz intersticial (AM, AFc2, AMFc1, AMFc-Ca, AMF), y microfacies conformadas por arenas limpias de granulometría más gruesa (C2, AMc-I, AMc1, AFc1, AF), evidencia la alternancia de flujos tractivos con una elevada carga de sedimentos finos en suspensión y flujos tractivos fluidos. En función de las tendencias de proximalidad inferidas se interpreta que los niveles fosfáticos del intervalo medio, correspondientes a tempestitas proximales amalgamadas, se habrían depositado en torno al nivel base del oleaje de buen tiempo en un ambiente de *shoreface* inferior (Galloway y Hobday, 1996). Los niveles fosfáticos de los intervalos inferior y superior, que no presentan evidencias de amalgamamiento y se encuentran inmersos en espesos intervalos de grano fino, se habrían depositado entre el nivel base del oleaje de buen tiempo y el nivel de base del oleaje de tormenta en un ambiente de transición al *offshore* (Galloway y Hobday, 1996).

4.4. Discusión

4.4.1. Analogía entre *Lingula anatina* Lamarck y braquiópodos linguliformes ordovícicos

En la presente discusión se realiza una interpretación de detalle sobre la naturaleza y procesos de concentración de las fosforitas estudiadas, sobre la base de los experimentos y observaciones realizadas en braquiópodos linguliformes actuales (Capítulos 2 y 3). En primer lugar, resulta necesario discutir la validez y alcance de tal comparación, sobre la base de los conocimientos actuales sobre los braquiópodos linguliformes paleozoicos, en particular aquellos presentes en el Noroeste Argentino.

Existen distintos estudios sobre la microestructura de braquiópodos linguliformes paleozoicos que han probado que algunos taxones antiguos presentaban un mayor grado de biomineralización que los braquiópodos linguliformes actuales, en particular en su región antero-media (Cusack y Williams, 1996; Zabini et al., 2012b). Los recientes estudios taxonómicos focalizados en braquiópodos linguliformes del Grupo Santa Victoria evidencian la existencia de un amplio rango de morfologías de la conchilla. Mergl et al. (2015) registraron espesores de conchilla de 50–300 µm que varían entre diferentes taxones; Benedetto y Muñoz (2015); Benedetto et al. (2018) también registraron la existencia de taxones con conchillas delgadas y espesas aunque no reportaron sus dimensiones. Por otro lado, en los estudios mencionados se registró la presencia de especímenes con un gra-

do variable de extensión y engrosamiento de la plataforma visceral, que en algunos casos se encuentra notablemente desarrollada (*i.e.* *Torobolus subplanus*, *Broeggeria omaguaca*; Benedetto y Muñoz 2015; Benedetto et al. 2018); como se mencionó anteriormente, dicho elemento corresponde al área más espesa y biomineralizada de las conchillas en braquiópodos linguliformes actuales (Williams et al., 1994). Resulta esperable que las dimensiones y características de los sedimentos bioclásticos que componen las fosforitas reflejen parcialmente la variabilidad taxonómica y morfológica de las asociaciones de braquiópodos linguliformes del Grupo Santa Victoria. En efecto, los espesores de los bioclastos medidos en sección delgada se corresponden a grandes rasgos con los informados en los estudios mencionados, registrándose espesores medios de 20–180 μm en el Abra de Santa Laura, de 40–200 μm en la Quebrada del Arenal, y de 150–300 μm en el Alto de la Sierra; en las localidades de la Sierra de Mojotoro se midieron espesores máximos de 500–600 μm , que evidencian la presencia en la Formación Floresta de braquiópodos linguliformes con conchillas de mayor espesor al registrado previamente en las unidades equivalentes. Los experimentos realizados cubren un rango de dimensiones comparables a los registrados en las fosforitas, con una variabilidad similar dada por el diferente grado de crecimiento y biomineralización que presentan los diferentes especímenes utilizados en este estudio, por lo que en términos de dimensiones y forma la comparación entre los braquiópodos linguliformes actuales y fósiles parece adecuada.

Con respecto a la densidad, el mayor grado de biomineralización que se registra en braquiópodos linguliformes paleozoicos (Cusack y Williams, 1996; Zabini et al., 2012b; Forchielli et al., 2014) podría implicar que los mismos presentaran densidades más elevadas que los actuales. Por otro lado, en estos organismos resulta habitual el enriquecimiento en fosfatos durante la diagénesis por la degradación y reemplazo de los componentes orgánicos de la microestructura de las conchillas (Williams y Cusack, 1996; Lécuyer et al., 1998; Zabini et al., 2012b; Forchielli et al., 2014; Lang et al., 2016). Dado que la descomposición de la matriz orgánica comienza muy tempranamente, parte de este enriquecimiento podría ocurrir durante la eogénesis, aumentando la densidad de bioclastos en forma previa a su enterramiento final. Sin embargo, durante los experimentos se comprobó que el comportamiento hidrodinámico dual de los bioclastos, cualitativamente contrastante con el de los sedimentos silicoclásticos y responsable de la segregación entre ambos, se debe principalmente a su forma aplanada. En efecto, dicho comportamiento se registra igualmente en bioclastos carbonáticos con densidades variables y generalmente superiores a las de los bioclastos organo-fosfáticos (Weill et al., 2010; Rieux et al., 2019). Resulta posible en consecuencia descartar la existencia de grandes distorsiones

en el comportamiento hidrodinámico por variaciones en la densidad de magnitudes moderadas, como podrían implicar el enriquecimiento secundario en fosfatos o un mayor grado de biomineralización en especímenes paleozoicos. Por ello, los resultados obtenidos experimentalmente resultan válidos para su contrastación con los depósitos fósiles.

4.4.2. Bioestratinomía y diagénesis temprana de los bioclastos organo-fosfáticos

En el Capítulo 2, correspondiente al análisis tafonómico de las conchillas de *Lingula anatina*, se describieron los procesos de degradación física y biológica de las conchillas y los tipos de fragmentos resultantes (Sección 2.3). Allí se precisó cómo, en ausencia de degradación biológica, la fragmentación de las conchillas produce bioclastos prístinos que conservan su consistencia y espesor original (Fig. 2.11A); y se destacó el rol de la descomposición de la matriz orgánica en favorecer la fragmentación y exfoliación de las conchillas, produciendo generalmente bioclastos degradados caracterizados por su mayor labilidad y espesor reducido (Fig. 2.11B).

Se investigó la bioestratinomía de los bioclastos fosfáticos fósiles a través del estudio petrográfico de las fosforitas. La distinción entre bioclastos prístinos y degradados resulta poco clara en los bioclastos laminares angulosos a subangulosos sin rasgos particularmente diagnósticos, que conforman mayoritariamente las fosforitas (Fig. 4.11). El espesor de los bioclastos en sí mismo, si no resulta notablemente reducido con respecto al espesor medio o máximo registrado en las fosforitas, no es un criterio fiable para determinar si estos se encuentran exfoliados o no dada la importante variabilidad que puede registrar esta propiedad dentro de las conchillas de los braquiópodos linguliformes, entre distintos especímenes de una misma especie y entre distintas especies. Sin embargo, en algunos casos fue posible reconocer rasgos diagnósticos de degradación predominantemente física o biológica.

Se identificaron bioclastos con contornos y espesores irregulares producidos por la presencia de muescas en su superficie que producen la interrupción de segmentos de su estructura interna (Fig. 4.13). En algunos casos, los especímenes presentaban láminas de su estructura interna parcialmente separadas del cuerpo principal de la conchilla (Figs. 4.13D-F). Asimismo, se observaron bioclastos fosfáticos caracterizados por longitudes submilimétricas y espesores de algunas decenas de micrones, dimensiones que resultan menores en un orden de magnitud con respecto a los valores máximos registrados en bioclastos bien preservados. Se interpreta que estos fragmentos corresponden a bioclas-

tos exfoliados afectados por degradación predominantemente biológica. Como se describió anteriormente, los conjuntos de láminas que componen la estructura interna en especímenes actuales de *Lingula anatina* tienden a separarse a través de planos de clivaje al progresar la degradación de la matriz orgánica (Sección 2.3.3); efectivamente, los bioclastos submilimétricos presentan espesores que resultan comparables a los observados en la estructura interna de conchillas prístinas y degradadas de braquiópodos linguliformes actuales (Figs. 2.5 y 2.6). Los bioclastos milimétricos de contornos irregulares y bioclastos submilimétricos resultan particularmente abundantes en la sucesión de niveles fosfáticos del Abra de Santa Laura (Secciones 4.3.3.3 y 4.3.4.3), y hacia el tope de la fosforita de la Quebrada del Arenal (Secciones 4.3.3.1 y 4.3.4.1).

Por otro lado, se observaron bioclastos de micro-estructura laminar con formas relativamente ecuanter y frecuentemente redondeados a subredondeados (Figs. 4.12C-D), que se interpretan como bioclastos muy fragmentados y abrasionados, afectados predominantemente por degradación física. Resulta llamativo el redondeamiento y espesor de estos bioclastos, que implica su retrabajo físico durante un tiempo prolongado de exposición sobre la interfaz agua-sedimento sin reducciones importantes en su espesor, ya que como se precisó anteriormente la degradación biológica tiende a avanzar muy rápidamente sobre las conchillas organo-fosfáticas en forma simultánea con la degradación física y produciendo su exfoliación (Worcester, 1969; Emig, 1990; Kowalewski, 1996). La preservación de rasgos abrasivos en los bioclastos fosfáticos probablemente se limite a bioclastos con un alto grado de mineralización que les confiera mayor resistencia a la exfoliación por descomposición de la matriz orgánica. Este tipo de bioclastos se registró en forma abundante en la fosforita del Alto de la Sierra (Secciones 4.3.3.2 y 4.3.4.2), y en niveles fosfáticos correspondientes al intervalo medio de la sección del Abra de Santa Laura (Secciones 4.3.3.3 y 4.3.4.3).

Se reconocieron además bioclastos fosfáticos equidimensionales redondeados a subredondeados, que se distinguen por la alteración u obliteración de su estructura interna y la precipitación de minerales autigénicos comunes en los ambientes marinos someros (óxidos de hierro, glauconita, clorita; Figs. 4.14 y 4.15). Se observaron en algunos casos bioclastos que representan estadios transicionales, con rasgos de abrasión y alteración incipiente que comúnmente generan la modificación de los bordes de los bioclastos generando contornos irregulares (Fig. 4.15). Sin embargo, la mayoría presenta un grado avanzado de alteración y distorsión de la estructura interna que contrasta con el de los bioclastos fosfáticos que componen generalmente las fosforitas; en estos especímenes, los contornos irregulares producidos por la alteración de la estructura interna se encuentran

suavizados y redondeados. Las características de dichos bioclastos indican que en su caso la degradación física se dio posteriormente o en forma concomitante con respecto a la precipitación de minerales autigénicos. Dichos minerales tienden a precipitar debajo de la interfaz agua-sedimento durante la diagénesis temprana, por lo que los procesos de degradación física y mineralización tienen que haber ocurrido en forma intermitente por la exhumación y reelaboración de bioclastos temporalmente enterrados dentro del sustrato (*cf.* Fernández López 1984; Brett y Baird 1986). Dichos procesos pudieron desarrollarse durante un tiempo prolongado gracias al alto grado de mineralización de los fragmentos de conchilla que dieron origen a este tipo de partículas, lo que les confirió mayor resistencia.

Finalmente, se reconocieron nódulos de cemento fosfático y óxidos de hierro, de forma fusiforme angulosa y limitados en su contorno por bioclastos fosfáticos laminares notablemente delgados (aproximadamente 10 μm ; Fig. 4.17). La conservación de la forma biconvexa de las conchillas evidencia que las mismas fueron cementadas tempranamente y no sufrieron compactación (Fernández López, 1984; Brett y Baird, 1986). Se interpreta que los mismos se formaron por la precipitación de minerales autigénicos (francolita y sulfatos de hierro) dentro de las conchillas articuladas de braquiópodos linguliformes. Dado que las conchillas de los braquiópodos linguliformes no están articuladas entre sí por el material esquelético sino por partes blandas, la preservación de conchillas articuladas sobre la interfaz agua-sedimento resulta extremadamente rara; las conchillas articuladas tienden a preservarse únicamente cuando los organismos son enterrados en posición de vida (*e.g.* Zabini et al., 2010, 2012b). De esta forma, la precipitación autigénica dentro de las conchillas probablemente haya ocurrido cuando las mismas se encontraban enterradas dentro del sustrato; su presencia fuera de la posición de vida y con claros signos de retrabajo sedimentario evidencian su exhumación y reelaboración (Fernández López, 1984; Brett y Baird, 1986).

La precipitación de pirita y otros minerales férricos ocurre frecuentemente dentro de las conchillas de braquiópodos linguliformes o en los sedimentos circundantes, a partir de la descomposición de la materia orgánica correspondiente a las partes blandas y la matriz proteica de la conchilla y el desarrollo de reducción de sulfatos mediada por actividad bacteriana (Cusack y Williams, 1996; Williams y Cusack, 1996; Zabini et al., 2012b). Este proceso explica la conspicua alteración a minerales férricos que presentan los bioclastos fosfáticos alterados, así como la precipitación de minerales opacos en los nódulos fosfáticos que ocurren como moldes internos de conchillas; estos minerales probablemente sean oxidados dando lugar a óxidos de hierro luego de la exhumación de dichas

partículas. Cusack y Williams (1996); Williams y Cusack (1996) observaron que la precipitación de pirita dentro de las conchillas de braquiópodos linguliformes carboníferos se concentraba en las microláminas con fábricas heterogéneas conformadas por agregados cristalinos de apatita inmersos en matriz orgánica, donde la degradación selectiva de los componentes orgánicos habría favorecido la circulación de los fluidos porales del sedimento dentro de la conchilla. Este mecanismo de mineralización preferencial dentro de las láminas de fábrica heterogénea explica la distribución de la alteración dentro de los bioclastos, que sigue fielmente la estructura interna localizándose en determinados planos (Fig. 4.14).

4.4.3. Comportamiento hidrodinámico de los bioclastos

En el Capítulo 3 se abordó el estudio experimental sobre el comportamiento hidrodinámico de los bioclastos organo-fosfáticos. Allí se expusieron los resultados sobre su velocidad de caída, donde se encontró que los mismos presentan generalmente bajas velocidades de sedimentación debido a su densidad y, principalmente, a su forma aplanada; y que la variabilidad en los espesores y densidades de los bioclastos producían una importante dispersión en sus velocidades de sedimentación, resultando los bioclastos de mayor espesor y densidad los que tienden a depositarse más rápido (Sección 3.3.2). Por otro lado, las velocidades críticas de transporte revelan una importante resistencia a la erosión gracias a los elevados ángulos de pivoteo de las partículas y la importante rugosidad de los lechos sedimentarios que las mismas conforman (que genera un bajo grado de exposición de las partículas y elevadas fuerzas de fricción intergranular; Sección 3.4.2). La relación entre la velocidad de corte crítica y la velocidad de caída de los bioclastos implica una elevada movilidad, ya que la energía de corriente necesaria para dar inicio a su transporte excede largamente la necesaria para mantenerlos en dicha situación. Esto se verificó durante los experimentos de segregación (Sección 3.5.2) donde se observó que, una vez puestos en movimiento, los bioclastos tienden a desplazarse rápidamente sobre la superficie del lecho sedimentario transportándose como carga de lecho; en contraste, la arena silicoclástica fina se transporta más lentamente ya que lo hace a la velocidad de migración de las óndulas que tiende a formar. Esto genera el transporte preferencial de los bioclastos organo-fosfáticos, que suelen formar acumulaciones aguas abajo de las zonas de erosión, al entrar en regiones de baja velocidad de flujo que funcionan como trampas de sedimento.

Los resultados obtenidos, en conjunto con el análisis de las microfacies, permiten comprender mejor el comportamiento hidrodinámico de los bioclastos organo-fosfáticos

fósiles e interpretar los procesos que originaron las fosforitas analizadas. Se comprobó que los bioclastos fosfáticos se depositan junto con sedimentos silicoclásticos de menor calibre (limo grueso a arena gruesa), lo que se debe a sus bajas velocidades de sedimentación. Se encontraron asociaciones características entre sedimentos silicoclásticos de tamaños acotados y sedimentos bioclásticos definidos por sus dimensiones y formas, que se interpretan como poblaciones con diferentes modos de transporte y grados de movilidad definidos por su comportamiento hidrodinámico.

Entre las microfacies estudiadas, aquellas que presentan un rango más amplio de granulometrías aportan mayor información sobre los procesos de segregación asociados a distintos modos de transporte. Este es el caso de las microfacies conformadas por sedimentos finos pobremente seleccionados (microfacies AMFc2 y AFc2; Figs. 4.29 y 4.36 respectivamente), en las que la alternancia composicional y textural entre microláminas predominantemente bioclásticas conformadas por bioclastos milimétricos con silicoclastos relativamente gruesos (arena fina a gruesa) y microláminas predominantemente cuarzosas conformadas por silicoclastos finos (limo grueso a arena muy fina) con bioclastos submilimétricos, permite inferir la presencia de dos poblaciones de transporte diferentes. Este tipo de distribución bimodal en la fracción silicoclástica se aprecia también en otras microfacies pobremente seleccionadas (microfacies C2 y AMc2 de la fosforita del Alto de la Sierra, AM del Abra de Santa Laura; Figs. 4.26, 4.28 y 4.34). Se interpreta que los bioclastos milimétricos tienden a transportarse como carga de lecho junto con los sedimentos silicoclásticos más gruesos, mientras que los bioclastos submilimétricos se transportan en suspensión con los sedimentos silicoclásticos más finos. El comportamiento de los bioclastos submilimétricos se explica por sus pequeñas dimensiones y bajo factor de forma ($FFC_p < 0.10$), que les confiere una elevada movilidad. Estos bioclastos suelen sufrir un importante grado de dilución sedimentaria al depositarse junto con sedimentos silicoclásticos finos dada su elevada disponibilidad en los ambientes marinos someros, por lo que tienden a formar microfacies arenosas con muy baja concentración de bioclastos (microfacies LG y AMF; Figs. 4.30, 4.21 y 4.40).

Los bioclastos milimétricos, por el contrario, tienen una mayor tendencia a segregarse de los sedimentos finos gracias al contraste en sus modos de transporte. De este modo, en flujos con carga de sedimentos de granulometría fina, los bioclastos pueden formar acumulaciones densamente empaquetadas por el *bypass* de los sedimentos en suspensión conformando microfacies de coquinas (C1 y C2, Figs. 4.19 y 4.26). Sin embargo, si la concentración de sedimentos en suspensión excede la capacidad de transporte del flujo, parte de los mismos puede transportarse como carga tractiva o depositarse por caída de

granos produciendo la dilución parcial de los bioclastos milimétricos transportados en la carga de lecho, como se observa en la fosforita de la Quebrada del Arenal (microfacies AMFc1, Fig. 4.20) y en el tope de la fosforita del Alto de la Sierra (microfacies AMFc2, Fig. 4.29).

Dentro de los bioclastos milimétricos, las variaciones en sus dimensiones y factor de forma producen diferentes grados de movilidad. Se destaca en primer lugar que los bioclastos con factores de forma elevados ($FFC_p > 0.15$) aparecen exclusivamente asociados a microfacies de granulometría relativamente gruesa (C-I, AMc-I, AMc1, AMc2, AM), mientras que aquellos con bajos factores de forma ($FFC_p = 0.05-0.10$) suelen encontrarse en microfacies más finas (C1, AFc2, AMFc1), lo que sugiere distintos grados de movilidad. Esto queda particularmente evidenciado en la fosforita del Alto de la Sierra, que presenta diferencias en el carácter de las microfacies en función del factor de forma de los bioclastos que las componen. En particular, se observó una marcada intercalación entre microfacies de arena media con bioclastos más ecuanes (AMc1 y AMc2, con $FFC_p = 0.15-0.18$) y microfacies de coquinas o arena muy fina con bioclastos más aplanados (C2 y AMFc2, con $FFC_p = 0.13-0.14$; Figs. 4.29 y 4.28), que se interpreta como la deposición en un único evento de sedimentación de dos poblaciones con diferentes grados de movilidad. En analogía con los procesos de transporte preferencial observados en los experimentos de segregación (Sección 3.5.3.2), se interpreta que esto refleja un proceso de selección por forma asociado a la migración de formas de lecho. Se interpreta que los bioclastos con formas más ecuanes tienden a ser retenidos dentro de las zonas de flujo reverso generadas en las formas de lecho, ya que por su forma presentan mayor velocidad de caída, y tienen menor posibilidad de que su contorno se proyecte por encima de la zona de flujo reverso y produzca su reincorporación al flujo general; mientras que los bioclastos con formas más aplanadas tienden a transportarse preferencialmente en virtud de su mayor movilidad. Esta dinámica se explica en detalle más abajo (Fig. 4.45).

La asociación menos móvil corresponde a bioclastos de mayor factor de forma ($FFC_p = 0.20-0.23$), que en la fosforita del Alto de la Sierra aparecen asociados a arena silicoclástica media e intraclastos fosfáticos tamaño arena muy gruesa, y se transportan como carga de lecho a partir de flujos fluidos predominantemente unidireccionales. Los abundantes intraclastos fosfáticos evidencian la exhumación de concreciones formadas por precipitación de minerales autigénicos dentro del sedimento, lo que implica un importante grado de erosión. El transporte de estas partículas, de granulometría gruesa en comparación con el resto de los componentes encontrados en las fosforitas, sugiere la acción de flujos de mayor energía a la representada en las otras microfacies, y por ello

se la considera menos móvil que las asociaciones previamente mencionadas.

En el Abra de Santa Laura, si bien se registran microfacies de características texturales similares a las analizadas en el Alto de la Sierra (AMc-I, AMc1, C2), las mismas no registran variación alguna en el factor de forma de los bioclastos que las componen, por lo que en dicho caso no se observa un grado importante de selección por forma. Esto podría deberse a la sutil diferencia en las dimensiones de los bioclastos que componen las microfacies de ambas localidades. En el Abra de Santa Laura los bioclastos milimétricos presentan longitudes de 1.0–1.2 mm, mientras que en el Alto de la Sierra se registran longitudes de 1.0–1.4 mm en las microfacies arenosas (AMc-I, AMc1, AMc2) y de 1.4–1.9 mm en las microfacies de coquinas (C-I, C2); como se discutió anteriormente, los efectos de forma tienden a reducirse al disminuir el tamaño de las partículas (Sección 3.4.3.2), por lo que las menores dimensiones de los bioclastos en el Abra de Santa Laura podrían explicar la ausencia de procesos de segregación por forma.

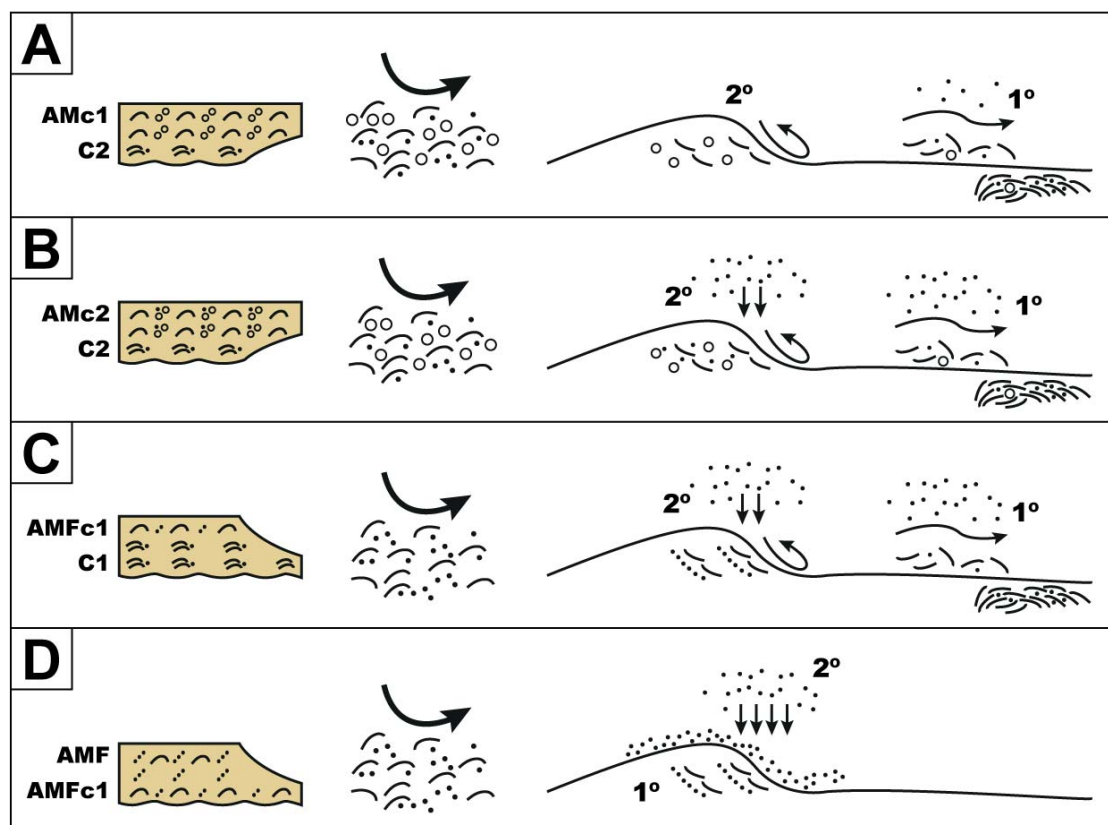
La naturaleza de las transiciones entre microfacies también resulta reveladora de su dinámica de transporte y depositación. En las fosforitas analizadas la mayor parte de los contactos entre las microfacies son netos y en ocasiones irregulares, lo que refleja el carácter erosivo de los flujos actuantes. En los tramos basales de la fosforita de la Quebrada del Arenal se observan conspicuas sucesiones de microfacies con empaquetamiento denso a suelto separadas por discontinuidades erosivas. Las mismas reflejan la tendencia de las fábricas bioclásticas de alta densidad con imbricación de las partículas a resistir la erosión, lo que favorece su preservación en el registro (Kidwell 1991, p. 238) y por ende el desarrollo de sucesiones con una importante concentración de bioclastos.

Se observaron asociaciones recurrentes de microfacies que se interpretan como distintos procesos dentro de un mismo evento de erosión y retrabajo del sedimento, que producen la depositación sucesiva de poblaciones sedimentarias con distintos grados de movilidad (Fig. 4.45). Se registró frecuentemente el pasaje de microfacies de coquinas con matriz de grano fino y masivas o con micro-laminación grosera (C2), a areniscas conchíferas con microlaminación ondulítica caracterizadas por la presencia de bioclastos relativamente ecuanes (AMc1, AMc2; Figs. 4.45A-B). Se interpreta que dichas asociaciones se producen por la erosión de sedimentos silicoclásticos-bioclásticos, la migración de formas de lecho que retienen dentro de sí a las poblaciones sedimentarias menos móviles, y el transporte preferencial de las poblaciones sedimentarias más móviles. Este tipo de procesos de segregación por transporte preferencial y selección dentro de las formas de lecho fue observado durante los experimentos de segregación, en los que se registró la depositación de acumulaciones bioclásticas aguas abajo de la zona de erosión,

seguida por la migración de óndulas de composición mixta por encima de las mismas (Fig. 3.43). Las características texturales de las microfacies dependen de la composición y granulometría de los sedimentos erosionados y de las propiedades del flujo. En sedimentos mixtos con un amplio rango de granulometrías la arena fina a gruesa tiende a ser retenida dentro de las formas de lecho, mientras que el material silicoclástico más fino (arena muy fina y limo grueso) es transportado en suspensión. Si la concentración de sedimentos en suspensión es moderada, los mismos sólo se depositan por infiltración en el espacio intersticial entre los bioclastos conformando microfacies de coquinas con matriz fina; se interpreta que el continuo retrabajo de los sedimentos en las formas de lecho produce el lavado del material fino generando microfacies arenosas limpias (Fig. 4.45A). Si la concentración de sedimentos en suspensión es más elevada, parte de ellos se incorporan a las formas de lecho por caída de granos formando microfacies arenosas mal seleccionadas (Fig. 4.45B). La sucesión de la depositación de componentes menos móviles a más móviles genera gradación inversa en el depósito, si se considera el diámetro de la fracción silicoclástica; en la fracción bioclástica se da gradación directa por la disminución en largo y aumento en el factor de forma de los bioclastos.

En sedimentos mixtos de granulometría fina (limo grueso a arena muy fina), el pasaje de microfacies de coquinas a microfacies silicoclásticas con evidencias de migración de formas de lecho (Fig. 4.45C) resulta más difícil de interpretar, ya que ambas microfacies se componen de la misma población sedimentaria, cuyos componentes (bioclastos de bajo factor de forma y sedimentos silicoclásticos finos) aparecen frecuentemente asociados ya que presentan comportamientos hidrodinámicos similares. Como se discutió anteriormente, las microfacies de coquinas (C1) representan el transporte y depositación como carga de lecho de los bioclastos con infiltración de sedimentos silicoclásticos finos en suspensión, lo que refleja que la fracción silicoclástica resulta más móvil que la fracción bioclástica. Este proceso de depositación es sucedido por la migración de formas de lecho mixtas, registrada en las microfacies silicoclásticas conchíferas finas (AMFc1, AMFc2; Fig. 4.45C). El transporte de arena muy fina o limo grueso como carga de lecho indica que la capacidad del flujo de transportar sedimentos en suspensión ha sido superada, y una parte o la totalidad del sedimento es transportada por tracción. Esto podría producirse por una reducción en la energía de la corriente, que permitiría en forma simultánea la migración de formas de lecho y su alimentación a partir de caída de granos en suspensión. La mayor disponibilidad de material silicoclástico también podría producirse por la propia evolución del lecho sedimentario mixto. En los experimentos de segregación se observó que los lechos mixtos sometidos a corrientes unidireccionales tienden a

Figura 4.45.: Transiciones entre microfácies registradas en las fosforitas (ver explicación en texto).



enriquecerse en arena y desarrollar formas de lecho a partir del transporte preferencial de los bioclastos, en un proceso de retroalimentación entre la evolución composicional y morfológica del sustrato (Fig. 3.45). La prevalencia de microfacies indicadoras de abundante material en suspensión en las fosforitas permite inferir que el primer mecanismo es el más importante en generar las transiciones descritas, aunque el segundo podría contribuir en algunos casos, particularmente aquellos en que el contacto entre AMFc1 y C1 es de carácter erosivo.

Finalmente, la transición de microfacies arenosas conchíferas con microlaminación ondulítica (AMFc1 o AMFc2) a microfacies arenosas semi-estériles de granulometría fina con gradación normal (AMF) evidencia migración de formas de lecho mixtas seguida por decantación de material fino en suspensión por una disminución en la energía del flujo (Fig. 4.45D).

4.4.4. Tafonomía y estratigrafía de las acumulaciones bioclásticas

Los atributos tafonómicos que presentan las asociaciones fósiles no dependen exclusivamente de factores extrínsecos como la intensidad o tiempo de exposición de los procesos bioestratinómicos, sino también de las propiedades intrínsecas de los restos esqueléticos sujetos a dichos procesos; por ello, resulta difícil realizar comparaciones entre entidades tafonómicas correspondientes a distintos taxones sobre el tiempo involucrado en la adquisición de sus atributos tafonómicos (Brett y Baird, 1986; Kidwell, 1991, 1993). En el caso de los braquiópodos linguliformes, la naturaleza organo-fosfática de sus conchillas los hace particularmente susceptibles a los procesos de degradación física y biológica, que pueden generar señales importantes en tiempos geológicamente muy cortos en comparación con restos esqueléticos de otros invertebrados con un mayor grado de biomineralización (Worcester, 1969; Emig, 1983, 1990; Kowalewski, 1996). Asimismo, la susceptibilidad de las conchillas a la precipitación de minerales autigénicos durante la diagénesis temprana, favorecida por la descomposición de la matriz orgánica de las valvas (Williams y Cusack, 1996; Lécuyer et al., 1998; Zabini et al., 2012b; Forchielli et al., 2014; Lang et al., 2016), implica que la transformación de las especies minerales en los bioclastos equidimensionales alterados podría producirse en tiempos relativamente rápidos (en comparación con la ocurrencia de procesos similares en bioclastos de composición carbonática con una menor proporción de componentes orgánicos). De esta manera, el «reloj tafonómico» de los braquiópodos linguliformes funcionaría con una marcha acelerada, por lo que las escalas temporales de los procesos bioestratinómicos que los afectan no serían comparables con las de otros tipos de organismos.

El potencial de fosilización consecuentemente bajo de los braquiópodos linguliformes recientes llevó a Emig y Gutiérrez-Marco (1997) a plantear un modelo tafonómico actualista para los depósitos bioclásticos compuestos por estos organismos, según el cual los mismos únicamente se producen por eventos de mortandad masiva asociados a determinados factores de estrés que las comunidades de braquiópodos linguliformes no logran superar (crecidas fluviales o eventos de tormenta de importante magnitud). Siguiendo este modelo, Aceñolaza y Nieva (2001); Aceñolaza et al. (2003); Moya et al. (2012) interpretaron las acumulaciones de braquiópodos linguliformes intensamente fragmentados del NOA como capas evento asociadas a episodios de mortandad masiva con un grado casi nulo de retrabajo sedimentario, transporte y mezcla temporal. Muñoz et al. (2012) invocaron un modelo similar para la interpretación de estos depósitos, que según ellos indicarían eventos de rápido enterramiento; los autores propusieron como explicación alternativa a su formación un mayor potencial de fosilización asociado a la biomineralización más extensa e intensiva de los braquiópodos linguliformes paleozoicos. Por otro lado, Zabini et al. (2010) registraron tafofacies conformadas por conchillas enteras y fragmentadas de braquiópodos linguliformes, e incluso algunas de ellas en posición de vida, en facies argilo-limosas de baja energía que interpretaron como concentraciones de evento. Estas tafofacies presentan componentes con un mejor estado preservacional que los encontrados comúnmente en las fosforitas del NOA, debido a su depositación en ambientes de menor energía sujetos con menor frecuencia a procesos de erosión y retrabajo del sedimento. Los autores reconocieron un bajo grado de mezcla temporal y transporte dentro del ambiente, evidenciado por la asociación de restos fósiles con distintos estados preservacionales y rasgos de re-orientación. Este último modelo, que admite el retrabajo de los restos fósiles dentro del mismo ambiente sin su total destrucción, resulta más compatible con las características de las fosforitas del NOA.

En las localidades de la Quebrada del Arenal y el Alto de la Sierra las fosforitas se caracterizan por la presencia exclusiva de restos fragmentados de braquiópodos linguliformes. Particularmente, en el Alto de la Sierra los bioclastos presentan un grado importante de redondeamiento, que evidencia su abrasión por el frecuente e intenso retrabajo de las conchillas por procesos erosivos de alta energía. Sólo se registraron bioclastos con contornos marcadamente irregulares y bioclastos submilimétricos (interpretados como fragmentos exfoliados de conchilla, Sección 4.4.2) en la mitad superior de la fosforita de la Quebrada del Arenal (Fig. 4.41), lo que refleja un aporte continuo de restos bioclásticos y tiempos moderados de exposición a los procesos bioestratinómicos, ya que los procesos de delaminación en estas conchillas pueden avanzar rápidamente incluso so-

bre las partes más mineralizadas de las conchillas (Worcester 1969; Emig 1983, 1990; Kowalewski 1996; Sección 2.3.4). Por el contrario, en el Abra de Santa Laura resultan más abundantes los bioclastos interpretados como fragmentos exfoliados, lo que refleja un alto grado tafonómico asociado a un importante avance de la degradación de la matriz orgánica de las conchillas. Asimismo, se destaca que dada la extrema delgadez y fragilidad de los fragmentos exfoliados, su preservación sugiere un grado moderado de degradación física. Se interpreta entonces que los niveles fosfáticos con dominancia de fragmentos exfoliados presentes en el intervalo inferior y superior del Abra de Santa Laura registran condiciones de menor intensidad y/o frecuencia de los eventos erosivos que producen el retrabajo de las conchillas. La intensa degradación de la matriz orgánica de las valvas podría ocurrir en restos fósiles enterrados debido a su maceración; el posterior retrabajo de dichos restos por eventos puntuales de erosión podría producir bioclastos exfoliados con un alto grado tafonómico, producto principalmente de la avanzada degradación biológica (Fig. 2.13, vía tafonómica nº3).

Con respecto a su estratigrafía, las fosforitas de la Quebrada del Arenal y el Alto de la Sierra, y los niveles fosfáticos presentes en el intervalo medio de la sucesión del Abra de Santa Laura presentan, a pesar de sus diferencias texturales y composicionales, características estratigráficas semejantes que permiten interpretar una naturaleza común asociada a un importante grado de condensación estratigráfica y baja dilución sedimentaria por *bypass* del material silicoclástico. Estas acumulaciones representan concentraciones complejas caracterizadas por múltiples discontinuidades internas con un carácter notablemente erosivo, conformadas por restos fósiles fragmentados y abrasionados, con presencia de componentes reelaborados. En la fosforita de la Quebrada del Arenal, la presencia de lentes de pelitas preservadas entre las superficies erosivas evidencian un proceso de *bypass* dinámico caracterizado por periodos de baja energía y deposición de material fino, seguidos por eventos fuertemente erosivos que concentran los componentes más gruesos (bioclastos fosfáticos y carbonáticos e intraclastos fosfáticos), y producen el lavado de la mayor parte del material más fino que se transporta distalmente (*i.e.* Kidwell y Aigner 1985). La presencia de intraclastos fosfáticos y componentes reelaborados (bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados, nódulos fosfáticos formados como relleno conchillas de braquiópodos linguliformes) sugiere una compleja historia deposicional y diagenética, con múltiples fases de enterramiento de los bioclastos, precipitación de minerales autigénicos durante periodos de quietud, seguidos por exhumación y reelaboración de parte de los componentes (Fernández López, 1984; Brett y Baird, 1986). La posición estratigráfica de las fosforitas en el tope de ciclos granocrecientes permite

inferir que el régimen de *bypass* dinámico se produce gracias a la colmatación del espacio de acomodación durante las últimas etapas de intervalos regresivos. Los rasgos descriptos indican un grado considerable de condensación estratigráfica, por lo que se clasifica a las fosforitas de la Quebrada del Arenal, el Alto de la Sierra, y el intervalo medio del Abra de Santa Laura, como concentraciones hiatales (Kidwell, 1991, 1993). Las mismas se definen como concentraciones fósiles complejas conformadas por múltiples depósitos acrecionados o amalgamados, de espesor reducido en comparación con estratos coetáneos debido al desarrollo de bajas tasas de sedimentación en el largo plazo que producen condensación estratigráfica. Estas condiciones pueden producirse por un reducido aporte de sedimentos clásticos, o bien por su *bypass* en un contexto de bajo espacio de acomodación, como se plantea en nuestro caso.

Se destaca que en la Quebrada del Arenal y el Alto de la Sierra, el tramo basal de las fosforitas se caracteriza por una mayor abundancia de intraclastos fosfáticos, concentración de los componentes menos móviles representados en el conjunto de microfacies de cada localidad, y orientaciones indicadoras de depositación por flujos predominantemente unidireccionales. Se observa también una mayor abundancia de bioclastos equidimensionales alterados y bioclastos fosfáticos laminares de elevado espesor; se interpreta que ambos presentan probablemente un elevado grado de mineralización, como ocurre en los sectores más engrosados de las conchillas de los braquiópodos linguliformes actuales (Williams et al., 1994), por lo que representan componentes relativamente resistentes a los procesos bioestratinómicos. De esta manera, el tramo basal de las fosforitas registra la concentración de los componentes más resistentes y menos móviles disponibles en el ambiente. A su vez, la abundancia de concreciones fosfáticas retrabajadas en dichos intervalos refleja un grado importante de incisión ya que las mismas se generan por la precipitación de minerales autigénicos dentro del sustrato. Se interpreta a partir de dichas características la acción de flujos predominantemente unidireccionales de alta energía, que se asignan tentativamente a flujos canalizados producidos por corrientes de retorno y oleaje de tormenta en condiciones de bajo espacio de acomodación.

Los niveles fosfáticos correspondientes a los intervalos inferior y superior de la sucesión del Abra de Santa Laura presentan características estratigráficas y tafonómicas contrastantes con las anteriormente descriptas. Los bancos no presentan evidencias macroscópicas o microscópicas de amalgamamiento, por lo que se interpreta que representan concentraciones de evento, caracterizadas por representar episodios puntuales de sedimentación (Kidwell, 1991, 1993). Por otro lado, las microfacies analizadas presentan granulometrías finas, con bioclastos de menores dimensiones y factores de forma que

los que componen las fosforitas de la Quebrada del Arenal y el Alto de la Sierra, lo que permite inferir la acción de flujos combinados de menor intensidad y posiblemente más distales que los registrados en dichas localidades. Se interpreta que el mayor grado tafonómico que registran los bioclastos en estos niveles se debe a una mayor intensidad de la descomposición de la matriz orgánica de las conchillas, producida por el desarrollo de tiempos más largos entre la muerte de los organismos y los eventos de retrabajo y concentración de los restos fósiles. Esto favorece su dilución sedimentaria por dos mecanismos: por un lado, la exfoliación intensa de las conchillas produce bioclastos con pequeñas dimensiones y formas muy aplanadas (bioclastos submilimétricos) que presentan un comportamiento hidrodinámico similar a los sedimentos silicoclásticos finos (arena muy fina y limo grueso), y por el otro la destrucción progresiva de los restos fósiles fosfáticos disminuye el aporte de bioclastos. Esto, en conjunto con un bajo grado de condensación debido a la menor intensidad y frecuencia de los procesos erosivos, hace que las acumulaciones de evento de braquiópodos linguliformes presenten concentraciones notablemente menores de bioclastos fosfáticos que las concentraciones hiatales.

4.4.5. Controles estratigráficos, paleoecológicos y sedimentológicos sobre la formación de las fosforitas bioclásticas

A continuación se discuten los principales controles que favorecen la formación de las fosforitas bioclásticas aquí estudiadas a través de la generación de bioclastos fosfáticos y su concentración por procesos sedimentarios bajo determinadas condiciones paleo-ambientales. Se destaca que las partículas fosfáticas generadas por la precipitación de minerales fosfáticos autigénicos en el sedimento resultan minoritarias en los depósitos aquí estudiados, restringiéndose a los intervalos basales de las fosforitas, por lo que no se desarrollan aquí los controles específicos sobre su formación y acumulación.

Las condiciones estratigráficas que permiten el desarrollo de fosforitas en las localidades de la Quebrada del Arenal y el Alto de la Sierra consisten principalmente en condiciones de bajo espacio de acomodación desarrolladas durante las últimas etapas de intervalos regresivos, en las que el *bypass* dinámico de los sedimentos silicoclásticos produce un bajo grado de dilución sedimentaria del material bioclástico. En el Alto de la Sierra, se destaca que la fosforita presenta la máxima granulometría registrada en el sector marcada por la presencia de sedimentos silicoclásticos tamaño arena media a gruesa, que no se registraron en los bancos de arenisca aflorantes en el perfil; esta

tendencia textural sugiere el máximo avance de la línea de costa correspondiente al intervalo regresivo. La escasez de bioclastos exfoliados en las fosforitas de la Quebrada del Arenal y del Alto de la Sierra (en comparación con los niveles fosfáticos del Abra de Santa Laura) evidencia el aporte constante de restos fósiles, que son producidos en forma penecontemporánea con respecto a la formación de la fosforita y se concentran por los frecuentes episodios de erosión.

Las condiciones paleoecológicas necesarias para el desarrollo de las fosforitas se corresponden con condiciones ambientales de estrés que impiden el desarrollo de las clásicas paleocomunidades dominadas por trilobites olenélidos del Ordovícico del NOA (Waisfeld et al., 1999, 2003; Benedetto et al., 2007). Esto queda principalmente evidenciado en la sucesión de la Quebrada del Arenal, donde se observa una marcada alternancia en la composición de los niveles y microfacies bioclásticas, que en algunos casos están conformados por braquiópodos linguliformes casi exclusivamente y en otros presentan una composición oligotóxica por la presencia de restos de trilobites y braquiópodos articulados. El carácter paleoambientalmente adverso de la sucesión se ve reflejado además en la distribución irregular de la bioturbación y de superficies con presencia de microbialitas, que registran fluctuaciones en los parámetros ambientales que impiden el establecimiento de las paleocomunidades más típicas de ambientes marinos someros del NOA (Mángano et al., 1996, 2001; Mangano y Buatois, 2002; Buatois y Mángano, 2003b; Mángano y Buatois, 2003; Buatois et al., 2009). De acuerdo con los estudios paleoecológicos desarrollados sobre las comunidades de trilobites del NOA, los trilobites olenélidos habrían tenido la capacidad de adaptarse a condiciones de baja oxigenación y altas tasas de sedimentación prevalentes en la Cuenca Andina Central, por lo que suelen representar los componentes dominantes en asociaciones faunísticas empobrecidas asociadas a dichas condiciones (Balseiro et al., 2011; Serra et al., 2021). Los braquiópodos linguliformes se reconocen comúnmente como componentes mayoritarios en asociaciones empobrecidas de ambientes marginales del Paleozoico temprano (Bassett et al., 1999; Popov et al., 2013); en analogía con los taxones vivientes, se interpreta que conforman dichas comunidades ya que son extremadamente tolerantes a fluctuaciones ambientales de importante magnitud en los niveles de oxigenación, salinidad, temperatura, etc. (Paine, 1970; Emig, 1990, 1997). En los braquiópodos linguliformes infaunales actuales, parte de esta tolerancia se debe a su capacidad de desplazarse verticalmente dentro del sustrato para adaptarse a dichas fluctuaciones; esta habilidad les permite retraerse rápidamente dentro de sus guaridas para aislarse de las condiciones ambientales externas, así como emerger del sustrato luego de ser soterrados por sedimentos rápidamente depositados (Emig,

1983; Hammond, 1983; Emig, 1997). Los braquiópodos linguliformes obólidos, típicos del Ordovícico del NOA, presentaban generalmente un hábito de vida infaunal somero, y tenían también la capacidad de enterrarse y emerger del fondo, lo que les permitía habitar sustratos móviles e inestables (Savazzi, 1986; Bassett et al., 1999; Mergl et al., 2017). Por todas estas condiciones, los braquiópodos linguliformes parecen especialmente adaptados para desarrollarse en sustratos inestables como los que se desarrollarían en los ambientes permanentemente sujetos a la erosión en los que se depositaron las fosforitas. En la Quebrada del Arenal, el desarrollo de superficies estratales con microbialitas evidencia pausas en la sedimentación lo suficientemente largas para que ocurra la colonización del sustrato por matas microbianas, bajo condiciones de estrés ambiental que inhibirían la acción de organismos bioturbadores; esto sugiere la co-ocurrencia de otros factores de estrés además de la inestabilidad de los sustratos sedimentarios, que podrían corresponder a fluctuaciones en la salinidad, turbidez, etc. asociadas a crecidas fluviales de importante magnitud (cuya ocurrencia resulta compatible con la existencia de un sistema fluvial alimentador, ver Sección 4.3.1).

Por último, los controles sedimentológicos que favorecen la formación de las fosforitas son la naturaleza de los flujos de tormenta actuantes en su depositación, y las características granulométricas de los sedimentos silicoclásticos disponibles en el ambiente que favorecen su segregación con respecto al material bioclástico. Se interpreta la dominancia de flujos combinados en la depositación de las concentraciones fósiles fosfáticas a partir de la preponderancia de facies sedimentarias y microfábricas diagnósticas de estos procesos en las sucesiones sedimentarias hospedantes y en las microfacies que componen las fosforitas. La naturaleza episódica y erosiva de los procesos de tormenta favorece la concentración hidráulica de los bioclastos fosfáticos, y el desarrollo de periodos de calma en los cuales las faunas de braquiópodos linguliformes pueden recomponerse habilitando la producción continua de restos fósiles. Los intervalos basales de las fosforitas registran la actuación de flujos predominantemente unidireccionales, probablemente correspondientes a un desarrollo más pronunciado de las corrientes de retorno asociadas al oleaje; los mismos registran el transporte de las poblaciones sedimentarias menos móviles registradas en las fosforitas, lo que refleja la elevada capacidad de transporte de este tipo de flujos. Dada la erosión de sedimentos mixtos bioclásticos-silicoclásticos a partir de flujos de las características desarrolladas, para que los mecanismos de concentración de los bioclastos resulten efectivos, debe existir un contraste significativo entre su comportamiento hidrodinámico y el de las fracciones silicoclásticas presentes.

De acuerdo al análisis realizado anteriormente (Sección 4.4.3), los bioclastos organo-

fosfáticos de longitud milimétrica tienden a transportarse como carga de lecho con diferentes grados de movilidad en función de su forma. A las velocidades que permiten el transporte de los bioclastos, los sedimentos silicoclásticos más gruesos (arena fina a gruesa) se transportan por tracción conformando formas de lecho con una velocidad de migración relativamente lenta. Los bioclastos más aplanados se desplazan rápidamente sobre el lecho sedimentario, segregándose de los sedimentos silicoclásticos, mientras que los bioclastos con formas más ecuanter tienden a quedar retenidos dentro de las formas de lecho. Este mecanismo de transporte diferencial es capaz de generar segregación intralámينا, como queda registrado en la alternancia entre microfacies de coquinas (C2) y areniscas medias conchíferas (AMc1, AMc2) en el Alto de la Sierra. Resulta esperable que, como se verificó en los depósitos de placer de minerales pesados, la acción repetida y prolongada de mecanismos de concentración que ocurren a pequeña escala produzca progresivamente la segregación a escala de facies (Slingerland, 1984; Frihy, 2007; Komar, 2007). Sin embargo, dada la restringida variabilidad litológica en los afloramientos de dicha localidad, no se registraron facies asociadas con granulometrías comparables que permitan analizar la procedencia y disponibilidad de los sedimentos silicoclásticos gruesos en la Formación Floresta, y así evaluar la eficacia del proceso de transporte diferencial para producir segregación a nivel de facies.

Por otro lado, los sedimentos silicoclásticos más finos (limo grueso y arena muy fina) tienden a transportarse en suspensión a las velocidades de corriente que permiten el transporte de los bioclastos, por lo que la segregación entre ambas poblaciones a través del mecanismo de transporte diferencial resulta muy efectiva dando lugar a microfacies de coquinas con matriz fina (C1, C2). Sin embargo, su efectividad se reduce si la carga de sedimentos limo-arenosos es muy alta, en cuyo caso parte de ella puede transportarse como carga de fondo junto con los bioclastos organo-fosfáticos o depositarse por caída de granos, como se refleja en las microfacies de areniscas muy finas y limolitas conchíferas (AMFc1, AMFc2). El mecanismo de transporte diferencial entre sedimentos silicoclásticos transportados en suspensión y sedimentos bioclásticos transportados como carga de lecho resulta fundamental para la formación de las fosforitas, que en la Quebrada del Arenal y en el Alto de la Sierra se hospedan en sucesiones sedimentarias de grano fino y registran evidencias de *bypass* de este tipo de sedimentos. Esto queda claramente evidenciado en la Quebrada del Arenal, donde los bioclastos quedan principalmente retenidos en la fosforita hospedada en facies canalizadas proximales correspondientes a la parte superior de la columna, mientras que la mayor parte de los sedimentos finos se transportan distalmente depositándose en las facies de lóbulos representadas en la parte

inferior de la columna.

En síntesis, la segregación entre los bioclastos organo-fosfáticos transportados como carga de lecho y los sedimentos silicoclásticos de grano fino transportados en suspensión resulta muy eficaz gracias al contraste en su comportamiento hidrodinámico, mientras que la segregación entre los bioclastos y los sedimentos silicoclásticos de grano más grueso resulta potencialmente menos eficaz ya que ambas fracciones se transportan como carga de lecho con distintos grados de movilidad. En los ambientes marinos someros, la distribución de los sedimentos en función de la intensidad de los procesos hidrodinámicos genera la restricción de los sedimentos silicoclásticos más gruesos a la franja costera, mientras que los más finos son exportados hacia el *offshore* (Aigner, 1985; Walker y Plint, 1992). La formación de las fosforitas se ve favorecida entonces en ambientes con posiciones batimétricas en torno al nivel del oleaje de buen tiempo, en donde el sustrato portador de restos fósiles se ve sometido frecuentemente a eventos erosivos de tormenta que concentran los mismos formando acumulaciones fósiles amalgamadas, pero en una posición suficientemente distal para que el aporte de sedimentos silicoclásticos de tamaño mayor a arena muy fina resulte limitado.

5. Conclusiones

El presente estudio combinó el análisis tafonómico, sedimentológico y estratigráfico de las fosforitas granulares del Noroeste Argentino con el objetivo de esclarecer las condiciones que permitieron la concentración de los bioclastos organo-fosfáticos, correspondientes a fragmentos de conchillas de braquiópodos linguliformes, en los ambientes marinos someros.

El análisis actualista de braquiópodos linguliformes recientes permitió describir atributos tafonómicos específicos para evaluar el grado de degradación física y biológica de las conchillas de los braquiópodos linguliformes, especialmente susceptibles a los procesos bioestratinómicos debido a su naturaleza organo-fosfática. Los atributos más relevantes para su aplicación al registro fósil son la fragmentación y exfoliación de las conchillas. Las mediciones de densidad realizadas en conchillas de *Lingula anatina* representan información inédita que permitió realizar una caracterización inicial sobre las propiedades físicas de los bioclastos organo-fosfáticos. Los mismos presentan valores relativamente bajos y notablemente variables de densidad, que oscilan en un rango de 1013–1734 kg/m³ en los especímenes estudiados y entre distintos sectores de las conchillas en función del espesor y grado de biomineralización; las partes centrales de las conchillas representan las regiones más espesas y mineralizadas. Esta información, en conjunto con las observaciones realizadas sobre los patrones de fragmentación de estos organismos, se utilizaron como base para el estudio experimental sobre el comportamiento hidrodinámico de los fragmentos de conchillas.

El trabajo experimental aquí desarrollado representa el primer estudio de este tipo realizado sobre conchillas de braquiópodos linguliformes, y aporta información inédita para el entendimiento de las fosforitas granulares conformadas por este tipo de sedimentos. Los bioclastos organo-fosfáticos presentan bajas velocidades de sedimentación, con diámetros equivalentes de cuarzo menores en un orden de magnitud a los valores de sus diámetros proyectado y nominal, debido a la elevada relación entre su superficie proyectada y su masa. Este parámetro depende de las propiedades de los bioclastos: los bioclastos más densos y espesos correspondientes a la parte central de la conchilla

presentan las velocidades de sedimentación más elevadas. En contraste, sus velocidades críticas de transporte resultan comparables a las de sedimentos silicoclásticos de diámetros similares, debido a los elevados ángulos de pivoteo de las partículas, su bajo grado de exposición en los lechos bioclásticos, y las importantes fuerzas de fricción intergranular. Estas características se deben principalmente a la forma aplanada e irregular de los bioclastos, que implica un alto grado de interacción de las partículas con el flujo y entre sí. Los bioclastos organo-fosfáticos presentan entonces un comportamiento hidrodinámico dual, caracterizado por una importante resistencia a la erosión combinada con facilidad para mantenerse en transporte, lo que les confiere una elevada movilidad. Este tipo de comportamiento fue descrito en bioclastos carbonáticos de forma aplanada, pero resulta más pronunciado en este caso por la baja densidad de las conchillas organo-fosfáticas.

Los experimentos desarrollados en lechos sedimentarios mixtos sometidos a flujos unidireccionales en el campo de estabilidad de ondulas permitieron observar las dinámicas de erosión, transporte y depositación de los bioclastos y su segregación con respecto a sedimentos silicoclásticos tamaño arena fina. En estos experimentos se verificó que la velocidad de inicio del transporte de los bioclastos depende de la granulometría y por ende la rugosidad del lecho, resultando más fácilmente erosionados los bioclastos en sustratos arenosos de baja rugosidad, donde presentan un mayor grado de exposición al flujo y empaquetamiento más suelto que impide el desarrollo de fuerzas intergranulares significativas por la imbricación entre bioclastos. Una vez incorporados al flujo, los bioclastos tienden a transportarse rápidamente como carga de lecho grano a grano, mientras que el sedimento silicoclástico genera formas de lecho con velocidades de migración (y por ende de transporte) relativamente bajas en relación al desplazamiento de los bioclastos. Los fragmentos de conchillas tienden a depositarse al final de la sección de ensayo formando acumulaciones bioclásticas. Los lechos sedimentarios mixtos presentan complejas dinámicas de evolución morfológica y composicional, caracterizadas por la limitación inicial en la disponibilidad de sedimento, y la retroalimentación entre el enriquecimiento en arena por transporte preferencial de los bioclastos y el desarrollo de las formas de lecho. Estas últimas generan un aumento en el esfuerzo de corte que favorece la erosión y aumenta el ritmo de retrabajo y segregación de los sedimentos. El transporte preferencial resulta crecientemente eficiente en las primeras etapas morfológicas, pero al aumentar el relieve de las formas de lecho, estas desarrollan zonas de flujo reverso que actúan como trampas de sedimento que retienen a los bioclastos; a partir de este punto, la segregación ocurre únicamente a escala intra-lámina.

El análisis de facies, petrográfico y microestratigráfico de algunos niveles de fosforitas

del Noroeste Argentino, apoyado en el estudio experimental previamente desarrollado, permitió interpretar los procesos sedimentarios actuantes en su depositación y definir los controles sedimentológicos, paleoecológicos y estratigráficos que favorecieron la concentración de las partículas organo-fosfáticas. Se analizaron dos potentes bancos de fosforitas hospedados en sucesiones sedimentarias tremadocianas del Grupo Santa Victoria, correspondientes al Miembro Rupasca de la Formación Santa Rosita (Quebrada del Arenal, Quebrada de Humahuaca, Jujuy) y la Formación Floresta (Alto de la Sierra, Sierra de Mojotoro, Salta); y una serie de niveles areno-fosfáticos inmersos en sedimentos finos correspondientes a la Formación Floresta (Abra de Santa Laura, Sierra de Mojotoro, Jujuy). El análisis de facies del Miembro Rupasca reveló su depositación en un ambiente marino somero dominado por la acción del oleaje de tormentas, caracterizado por un sistema de canales y lóbulos formado por flujos combinados gravitatorios con un carácter notablemente erosivo y con una elevada carga de sedimentos en suspensión. La distribución irregular y general escasez de la bioturbación combinada con la presencia de estructuras algales en algunas de las superficies estratales indica condiciones de depositación episódica y fluctuaciones en los parámetros ambientales (oxigenación, turbidez, salinidad, etc.) que dificultan la colonización del sustrato por parte de paleocomunidades típicas de ambientes marinos someros. La naturaleza canalizada de las facies proximales, las elevadas cargas de sedimentos en suspensión y los parámetros paleoecológicos de estrés indicados por las trazas fósiles sugieren la conexión del ambiente de lóbulos y canales a un sistema fluvial alimentador. Las unidades investigadas en las localidades de la Sierra de Mojotoro presentan un pobre grado de exposición debido a la profusa vegetación, lo que impide la realización de un análisis paleoambiental sobre la columna completa, por lo que su caracterización se realizó principalmente a través de estudios petrográficos realizados en los niveles fosfáticos.

Se describieron los principales componentes intracuencales de las fosforitas a partir de su análisis petrográfico. Estos consisten en bioclastos fosfáticos laminares, bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados, intraclastos fosfáticos y bioclastos carbonáticos. Los bioclastos fosfáticos laminares son el componente mayoritario, y están formados por fragmentos de conchillas de braquiópodos linguliformes. Presentan generalmente formas aplanadas, aunque algunos bioclastos de mayor espesor desarrollan formas más ecuan-tes. Se observaron bioclastos laminares de espesor reducido con contornos irregulares, que se interpretan como bioclastos parcialmente exfoliados sujetos a procesos intensos de degradación física y biológica. Los bioclastos fosfáticos equidimensionales alterados consisten en bioclastos fragmentados, abrasionados y que presentan una intensa altera-

ción de su estructura interna a minerales autigénicos como óxidos de hierro y minerales opacos, glauconita, clorita o francolita; se los interpreta como restos fósiles reelaborados sometidos a fases sucesivas de retrabajo sedimentario, enterramiento y diagénesis temprana. Los mismos corresponden a restos de conchillas organo-fosfáticas fuertemente biomineralizadas, con mayor resistencia a los procesos bioestratinómicos. Los intraclastos fosfáticos consisten en nódulos y concreciones con cemento fosfático y férrico. Se destacan dos tipos de intraclastos: nódulos angulosos de contorno fusiforme limitados por delgados bioclastos laminares, que se interpretan como formados por la precipitación de cemento dentro de conchillas articuladas de braquiópodos linguliformes durante la diagénesis temprana y representan también restos fósiles reelaborados; y concreciones fosfáticas, que evidencian el retrabajo de precipitados autigénicos producidos por condiciones de fosfogénesis en el sustrato asociadas a bajas tasas de sedimentación. Los bioclastos carbonáticos consisten en restos de braquiópodos articulados y trilobites; en algunos casos se observan también rellenos de cemento fosfático dentro de sus cavidades porales.

Se realizó un análisis microestratigráfico a partir de la descripción de microfacies de las fosforitas, definidas en función de su composición, empaquetamiento y características texturales. Este análisis permitió determinar los mecanismos de transporte y naturaleza de los flujos involucrados en la depositación de las microfacies, y definir poblaciones sedimentarias silico-bioclásticas caracterizadas por distintos modos de transporte y grados de movilidad en función de su asociación en las microfacies. Se encontró que los bioclastos exfoliados, de dimensiones reducidas y formas muy aplanadas, son los componentes más móviles y tienden a transportarse en suspensión junto con los sedimentos silicoclásticos finos (limo grueso a arena muy fina). Por el contrario los bioclastos fragmentados de longitudes milimétricas tienden a transportarse como carga de lecho, y presentan distintos grados de movilidad en función de su forma. En analogía con lo observado en los experimentos de segregación, se interpreta que los bioclastos más aplanados se transportan a mayor velocidad junto con los sedimentos silicoclásticos finos presentes en la carga tractiva (limo grueso a arena muy fina), mientras que los bioclastos con formas más ecuanter quedan retenidos dentro de formas de lecho con una baja velocidad de migración junto con los sedimentos silicoclásticos más gruesos (arena fina a gruesa). Se definen de esta forma dos mecanismos de segregación: transporte diferencial entre los sedimentos bioclásticos de longitudes milimétricas transportados como carga de lecho y los sedimentos silicoclásticos finos transportados en suspensión, y transporte diferencial por selección en formas de lecho entre los sedimentos bioclásticos aplanados transpor-

tados como carga de lecho rápida y los sedimentos silicoclásticos gruesos y bioclastos relativamente ecuanter transportados como carga de lecho lenta.

El análisis tafonómico y estratigráfico de las fosforitas de la Quebrada del Arenal y el Alto de la Sierra reveló que las mismas representan concentraciones hiatales caracterizadas por la presencia de múltiples discontinuidades internas de carácter erosivo, restos fósiles fragmentados y abrasionados pero con escasos bioclastos exfoliados, y presencia de elementos reelaborados. Estos rasgos reflejan un importante grado de condensación estratigráfica y baja dilución sedimentaria por *bypass* dinámico del material silicoclástico fino y concentración de los restos fósiles que son continuamente producidos en forma concomitante a la depositación. Por la presencia de las fosforitas en el tope de ciclos granocrecientes se interpreta que dichas condiciones se desarrollan por la colmatación del espacio de acomodación en las últimas etapas de intervalos regresivos. La base de la fosforita del Alto de la Sierra registra además abundantes concreciones fosfáticas re-trabajadas, lo que revela fluctuaciones del nivel del mar de alta frecuencia e importante magnitud. De esta manera, las condiciones de bajo espacio de acomodación con períodos de sedimentación alternados con episodios erosivos favorecen el desarrollo de las fosforitas. En el Abra de Santa Laura, los niveles fosfáticos consisten en concentraciones de evento caracterizadas por la escasez de discontinuidades internas de carácter erosivo, granulometrías finas, menor concentración de restos fósiles y dominancia de fragmentos exfoliados de conchillas. Estos rasgos indican una menor intensidad y frecuencia de los episodios erosivos en ambientes más distales. Se interpreta que el mayor grado tafonómico que registran los bioclastos en estos niveles se debe a una mayor intensidad de la descomposición de la matriz orgánica de las conchillas producida por el desarrollo de tiempos más largos entre la muerte de los organismos y los eventos de retrabajo y concentración de los restos fósiles. Esto favorece su dilución sedimentaria por dos mecanismos: por un lado la destrucción progresiva de los restos fósiles fosfáticos disminuye el aporte neto de bioclastos, y por el otro la exfoliación intensa de las conchillas produce bioclastos con pequeñas dimensiones y formas muy aplanadas que tienden a transportarse en suspensión junto con los sedimentos silicoclásticos finos (extremadamente abundantes en los ambientes marinos someros). Esto, en conjunto con un bajo grado de condensación sedimentaria debido a la menor intensidad y frecuencia de los procesos erosivos, hace que las acumulaciones de evento de braquiópodos linguliformes presenten concentraciones notablemente menores de bioclastos fosfáticos que las concentraciones hiatales.

Sobre la base del análisis paleoambiental realizado en la Quebrada del Arenal, se propone que las condiciones paleoecológicas necesarias para la formación de las fosforitas

consisten en un contexto de estrés ambiental que impida el desarrollo de las paleocomunidades dominadas por trilobites más típicas del NOA. Se interpreta que la dinámica erosiva del ambiente, en conjunto con condiciones de baja salinidad, oxigenación, elevada turbidez, etc., favorecen el desarrollo de paleocomunidades dominadas por braquiópodos linguliformes, especialmente adaptados a las fluctuaciones intensas en parámetros ambientales y a condiciones de sedimentación episódica gracias a su capacidad de enterrarse y refugiarse en el sustrato, o bien escapar en caso de ser soterrados.

Por último, los controles sedimentológicos que favorecen la depositación de las fosforitas son el desarrollo de frecuentes eventos de tormenta, cuya naturaleza erosiva y episódica favorece la producción de restos fósiles durante períodos de quietud y su concentración en los episodios de tormenta; y las características granulométricas de los sedimentos silicoclásticos disponibles en el ambiente marino somero que favorecen su segregación con respecto al material bioclástico. Los procesos de segregación por transporte diferencial entre bioclastos de longitudes milimétricas y sedimentos silicoclásticos finos resultan particularmente eficaces debido al importante contraste en sus modos de transporte. Por otro lado, los procesos de transporte diferencial por selección en formas de lecho podrían potencialmente ser menos eficaces ya que las poblaciones sedimentarias silicoclástica y bioclástica involucradas presentan comportamientos hidrodinámicos similares (el mismo modo de transporte con distinto grado de movilidad). Por ello, el desarrollo de fosforitas se ve favorecido en posiciones batimétricas próximas al nivel de base del oleaje de buen tiempo, en donde el sustrato portador de restos fósiles se ve sometido frecuentemente a eventos erosivos de tormenta que concentran los mismos formando acumulaciones fósiles amalgamadas por el lavado de los sedimentos silicoclásticos finos (limo grueso a arena fina), pero en una posición suficientemente distal para que el aporte de sedimentos silicoclásticos gruesos (arena fina a arena gruesa) resulte limitado.

La presente investigación permitió formular un modelo sobre la acumulación de fosforitas conformadas por fragmentos de conchillas de braquiópodos linguliformes a través de la integración del análisis paleoambiental, petrográfico y tafonómico de depósitos fósiles con estudios sedimentológicos experimentales. Este tipo de enfoque ha sido desarrollado en muy escasas oportunidades, y permitió avanzar en el conocimiento sobre los procesos sedimentológicos actuantes en la formación de las fosforitas del Noroeste Argentino con un grado de detalle mucho mayor al previamente existente.

Bibliografía

- Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J., 1988. The Puncoviscana Formation (Late Precambrian — Early Cambrian): Sedimentology, tectonometamorphic history and age of the oldest rocks of NW Argentina. Número 17 en *Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer-Verlag.
- Aceñolaza, G.F., Emig, C.C. y Gutiérrez Marco, J.C., 2003. Lingulid shell beds from the Ordovician of Argentina, with notes on other peri-Gondwanan occurrences. *Serie de Correlación Geológica* 17(1997): 237–244.
- Aceñolaza, G.F. y Nieva, S.M., 2001. Sobre algunas acumulaciones fosilíferas en el Ordovícico Inferior de la Cordillera Oriental Argentina. *Boletín Geológico y Minero* 112(4): 35–42.
- 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, Berlin. 180–198.
- Aigner, T., 1985. Storm depositional systems: Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences. *Lecture Notes in Earth Sciences* No. 3. Springer-Verlag, Berlin. 1-174.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Molina, J., Moretti, M. y Soria, J., 2002. Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *International Journal of Earth Sciences* 91(3): 505–513.
- Allen, J., 1982a. *Sedimentary structures: Their character and physical basis* Vol. I. *Developments in Sedimentology* 30A. Elsevier, Amsterdam. 1-593.
- Allen, J., 1982b. *Sedimentary structures: Their character and physical basis* Vol. II. *Developments in Sedimentology* 30B. Elsevier, Amsterdam. 1-663.

- Allen, J., 1984. Wrinkle marks: An intertidal sedimentary structure due to aseismic soft-sediment loading. *Sedimentary Geology* 41(1): 75–95.
- Allen, J., 1985. *Principles of physical sedimentology*. Chapman & Hall, London. 1-272.
- Allen, J., 1977. The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Journal of the Geological Society* 134(1): 19–31.
- Alonso-Muruaga, P.J., Buatois, L.A. y Limarino, C.O., 2013. Ichnology of the Late Carboniferous Hoyada Verde Formation of western Argentina: Exploring postglacial shallow-marine ecosystems of Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 369: 228–238.
- Amos, C.L., Li, M.Z., Chiocci, F.L., La Monica, G.B., Cappucci, S., King, E.H. y Corbani, F., 2003. Origin of shore-normal channels from the shoreface of Sable Island, Canada. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 108(C3).
- Arcerito, F.R.M., Waisfeld, B.G., Vaccari, N.E. y Muñoz, D.F., 2018. High Resolution Trilobite Biostratigraphy for the Early Late Tremadocian (Tr2) Interval (Early Ordovician) Santa Rosita Formation, Argentine Cordillera Oriental. *Ameghiniana* 55(5): 531–553.
- Aris, M.J., Carrera, M.G. y Boso, M., 2020. Reticulosid sponge from the Floresta Formation (Lower Ordovician), Salta province, Northwestern Argentina. *Ameghiniana* 57(3): 278–283.
- Astini, R.A., 2003. Ordovician basins of Argentina. En: J.L. Benedetto (Ed.), *Ordovician Fossils of Argentina*, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba. 1–74.
- Astini, R.A., 2008. Sedimentación, facies, discordancias y evolución paleoambiental durante el Cambro-Ordovícico. En: B.L. Coira y E.O. Zappettini (Eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy: Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino*, Asociación Geológica Argentina, San Salvador de Jujuy. 50–73.
- Auguste, F., Magnaudet, J. y Fabre, D., 2013. Falling styles of disks. *Journal of Fluid Mechanics* 719: 388–405.
- Baas, J.H., 1994. A flume study on the development and equilibrium morphology of current ripples in very fine sand. *Sedimentology* 41(2): 185–209.

- Baas, J.H., 1999. An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand. *Sedimentology* 46(1): 123–138.
- Baas, J.H., Hailwood, E.A., McCaffrey, W.D., Kay, M. y Jones, R., 2007. Directional petrological characterisation of deep-marine sandstones using grain fabric and permeability anisotropy: Methodologies, theory, application and suggestions for integration. *Earth-Science Reviews* 82(1-2): 101–142.
- Balseiro, D., Waisfeld, B.G. y Buatois, L.A., 2011. Unusual trilobite biofacies from the Lower Ordovician of the Argentine Cordillera Oriental: New insights into olenid palaeoecology. *Lethaia* 44(1): 58–75.
- Barrientos Ginés, A., Aparicio González, P., Bercheñi, V. y Moya, M., 2018. Estratigrafía y sedimentología de las unidades ordovícicas del tramo central de la sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental, Noroeste Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(4): 609–625.
- Barrionuevo, L., 1976. Exploración minera de la región Noroeste, Argentina. Síntesis informativa sobre la prospección por recursos fosfáticos (Provincias de Salta y Jujuy). Informe técnico, Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, Nueva York.
- Basilici, G., de Luca, P.H.V. y Poiré, D.G., 2012. Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the Punta Negra Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): A turbiditic deep-water or storm-dominated pro-delta inner-shelf system? *Sedimentary Geology* 267-268: 73–92.
- Bassett, M.G., Popov, L.E. y Holmer, L.E., 1999. Organophosphatic brachiopods: Patterns of biodiversification and extinction in the early palaeozoic. *Geobios* 32(2): 145–163.
- Benedetto, J., Aceñolaza, G., Albanesi, G., Alfaro, M., Brussa, E., Buatois, L., Carrera, M., Cech, N., Esteban, S., Heredia, S., Mángano, M., Ortega, G., Ottone, E., Rubinstein, C., Salas, M., Sánchez, T., Toro, B., Tortello, M., Vaccari, N. y Waisfeld, B., 2007. Los fósiles del Proterozoico Superior y Paleozoico Inferior de Argentina. En: S. Archangelsky, T. Sánchez y E. Tonni (Eds.), *Ameghiniana* 50° Aniversario, Asociación Paleontológica Argentina, Buenos Aires, Publicación especial No. 11. 9–32.
- Benedetto, J.L. y Carrasco, P.A., 2002. Brachiopodes du Trémadocien (Ordovicien inférieur) de Purmamarca et de la Sierra de Mojotoro, Cordillère Orientale du nord-ouest de l'Argentine. *Geobios* 35(6): 647–661.

- Benedetto, J.L., Lavie, F.J. y Muñoz, D.F., 2018. Broeggeria Walcott and other upper Cambrian and Tremadocian linguloid brachiopods from NW Argentina. *Geological Journal* 53(1): 102–119.
- Benedetto, J.L. y Muñoz, D.F., 2015. Linguloidean brachiopods from the Lower Ordovician (Tremadocian) of northwestern Argentina. *Bulletin of Geosciences* 90(2): 389–416.
- Bergström, S.M., Chen, X., Gutiérrez-marco, J.C. y Dronov, A., 2009. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and to $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Lethaia* 42(1): 97–107.
- Best, J.L. y Brayshaw, A.C., 1985. Flow separation—a physical process for the concentration of heavy minerals within alluvial channels. *Journal of the Geological Society* 142(5): 747–755.
- Bhattacharya, J.P. y MacEachern, J.A., 2009. Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the cretaceous seaway of North America. *Journal of Sedimentary Research* 79(4): 184–209.
- Bouma, A.H., y Brouwer, A., 1964. *Turbidites*. Elsevier, London. 1-264.
- Braithwaite, C., 1973. Settling behaviour related to sieve analysis of skeletal sands. *Sedimentology* 20(2): 251–262.
- Brand, A., Noss, C., Dinkel, C. y Holzner, M., 2016. High-resolution measurements of turbulent flow close to the sediment–water interface using a bistatic acoustic profiler. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 33(4): 769–788.
- Brett, C.E. y Baird, G.C., 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios* 1(3): 207–227.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G., 2003a. Early colonization of the deep sea: Ichnologic evidence of deep-marine benthic ecology from the Early Cambrian of Northwest Argentina. *Palaios* 18(6): 572–581.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G., 2003b. La icnofauna de la Formación Puncoviscana en el noroeste argentino: la colonización de fondos oceánicos y reconstrucción de paleoambientes y paleoecosistemas de la transición precámbrica-cámbrica. *Ameghiniana* 40(1): 53–70.

- Buatois, L.A. y Mángano, M.G., 2003c. Sedimentary facies, depositional evolution of the Upper Cambrian-Lower Ordovician Santa Rosita formation in northwest Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 16(5): 343–363.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G., 2004. Terminal Proterozoic-Early Cambrian ecosystems: Ichnology of the Puncoviscana Formation, northwest Argentina. *Fossils and Strata* (51): 1–16.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., Brussa, E.D., Benedetto, J.L. y Pompei, J.F., 2009. The changing face of the deep: Colonization of the Early Ordovician deep-sea floor, Puna, northwest Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 280(3-4): 291–299.
- Buatois, L.A., Netto, R.G., Gabriela Mángano, M. y Carmona, N.B., 2013. Global deglaciation and the re-appearance of microbial matground-dominated ecosystems in the late Paleozoic of Gondwana. *Geobiology* 11(4): 307–317.
- Buatois, L.A., Zeballo, F.J., Albanesi, G.L., Ortega, G., Vaccari, N.E. y Mángano, M.G., 2006. Depositional environments and stratigraphy of the upper Cambrian-lower Ordovician Santa Rosita Formation at the Alfarcito area, Cordillera Oriental, Argentina: Integration of biostratigraphic data within a sequence stratigraphic framework. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 13(1): 1–29.
- Buffington, J.M., 1999. The Legend of A. F. Shields. *Journal of Hydraulic Engineering* 125(4): 376–387.
- Carling, P.A., Kelsey, A. y Glaister, M.S., 1992. Effect of bed roughness, particle shape and orientation on initial motion criteria. En: P. Hey, R.D. Billi, P., Thorne, C.R. and Tacconi (Ed.), *Dynamics of Gravel-bed Rivers*, John Wiley & Sons, Ltd, Chichester. 24–39.
- Cheel, R.J., 1991. Grain fabric in hummocky cross-stratified storm beds: genetic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 61(1): 102–110.
- Cheng, C.H., De Smit, J.C., Fivash, G.S., Hulscher, S.J., Borsje, B.W. y Soetaert, K., 2021. Sediment shell-content diminishes current-driven sand ripple development and migration. *Earth Surface Dynamics* 9(5): 1335–1346.

- Chiarella, D. y Longhitano, S.G., 2012. Distinguishing depositional environments in shallow-water mixed, bio-siliciclastic deposits on the basis of the degree of heterolithic segregation (Gelasian, southern Italy).
- Chuang, S.H., 1961. Growth of the postlarval shell in *Lingula unguis* (L.) (Brachiopoda). *Proceedings of the Zoological Society of London* 137(2): 299–310.
- Cichowolski, M. y Vaccari, N.E., 2011. The oldest record of Eothinoceratidae (Ellesmerocerida, Nautiloidea): Middle Tremadocian of the Cordillera Oriental, NW Argentina. *Geological Journal* 46(1): 42–51.
- Collins, M.J., 1986. Post mortality strength loss in shells of the Recent articulate brachiopod *Terebratulina retusa* (L.) from the west coast of Scotland. En: P. Racheboeuf y C.C. Emig (Eds.), *Les Brachiopodes fossiles et actuels. Biostratigraphie du Paléozoïque*, tomo 4. 209–218.
- Corey, A.T., 1949. Influence of shape on the fall velocity of sand grains. Tesis de maestría (inérita), Colorado Agricultural and Mechanical College, Fort Collins. 1-102.
- Craig, G.Y., 1952. A comparative study of the ecology and palaeoecology of *Lingula*. *Transactions of the Edinburgh Geological Society* 15: 110–120.
- Cristallini, E., Cominguez, A.H. y Ramos, V.A., 1997. Deep structure of the Metan-Guachipas region: tectonic inversion in Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10(5-6): 403–421.
- Cusack, M. y Williams, A., 1996. Chemico-structural degradation of Carboniferous lingulid shells. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences* 351(1335): 33–49.
- de Kruijf, M., Sloodman, A., de Boer, R.A. y Reijmer, J.J., 2021. On the settling of marine carbonate grains: Review and challenges. *Earth-Science Reviews* 217: 103532.
- Delft Hydraulics, 1972. Systematic investigation of two-dimensional and three-dimensional scour. Informe técnico, Delft Hydraulics Laboratory, Delft.
- Dey, S. y Ali, S.Z., 2019a. Bed sediment entrainment by streamflow: State of the science. *Sedimentology* 66(5): 1449–1485.
- Dey, S. y Ali, S.Z., 2019b. Review Article: Advances in modeling of bed particle entrainment sheared by turbulent flow. *Sedimentology* 66(6): 1449–1485.

- Dey, S., Ali, S.Z. y Padhi, E., 2019. Terminal fall velocity: the legacy of Stokes from the perspective of fluvial hydraulics. *Proceedings of the Royal Society A* 475(2228).
- Dey, S., Ali, S.Z. y Padhi, E., 2020. Hydrodynamic lift on sediment particles at entrainment: Present status and its prospect. *Journal of Hydraulic Engineering* 146(6): 03120001.
- Doyle, L.J., Carder, K.L. y Steward, R.G., 1983. The hydraulic equivalence of mica. *Journal of Sedimentary Research* 53(2): 643–648.
- Duperron, M., 2016. Geología del área del embalse Las Maderas, Provincia de Jujuy. Sedimentología de los depósitos fosfáticos ordovícicos. Trabajo final de licenciatura (inédito), Universidad de Buenos Aires. 1-161.
- Duperron, M. y Scasso, R.A., 2020. Paleoenvironmental significance of microbial mat-related structures and ichnofaunas in an Ordovician mixed-energy estuary, Áspero Formation of Santa Victoria Group, northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 90(4): 364–388.
- Duperron, M., Scasso, R.A. y Moya, M.C., 2018. Geología del área del Embalse Las Maderas, provincia de Jujuy, con referencia a las acumulaciones bioclásticas fosfáticas del Tremadociano y Floiano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 75(1): 95–114.
- Eide, C.H., Howell, J.A. y Buckley, S.J., 2015. Sedimentology and reservoir properties of tabular and erosive offshore transition deposits in wave-dominated, shallow-marine strata: Book Cliffs, USA. *Petroleum Geoscience* 21(1): 55–73.
- Emig, C., 1997. Ecology of inarticulated brachiopods. En: R.L. Kaesler (Ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda* (revised), Geological Society of America and Paleontological Institute, Boulder and Lawrence. 473–495.
- Emig, C.C., 1983. Comportement expérimental de *Lingula anatina* (Brachiopoda: Inarticulata) dans divers substrats meubles (Baie de Mutsu, Japon). *Marine Biology* 75(2-3): 207–213.
- Emig, C.C., 1990. Examples of post-mortality alteration in Recent brachiopod shells and (paleo)ecological consequences. *Marine Biology* 104(2): 233–238.

- Emig, C.C. y Gutiérrez-Marco, J.C., 1997. Signification des niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armoricaín (Ordovicien, Arenig, Sud-Ouest de l'Europe). *Geobios* 30(4): 481–495.
- Escayola, M.P., van Staal, C.R. y Davis, W.J., 2011. The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences* 32(4): 438–459.
- Eveling, E.J., 2015. Las acumulaciones fosilíferas organofosfáticas en el Tremadociano de la sierra de Mojotoro, Cordillera Oriental argentina. Tesis profesional (inédita), Universidad Nacional de Salta. 1-102.
- Eveling, E.J., Moya, M.C., Scasso, R.A. y Duperron, M., 2015. Microfabrics of bioclastic-siliciclastic rhythmites in the Tremadocian of the Cordillera Oriental, Argentina. Their use for searching tidal deposits. En: 9th International Conference on Tidal Sedimentology. Puerto Madryn.
- Fenton, J.D. y Abbott, J.E., 1977. Initial movement of grains on a stream bed: the effect of relative protrusion. *Proceedings of the Royal Society of London. A. Mathematical and Physical Sciences* 352(1671): 523–537.
- Ferguson, L., 1963. The paleoecology of *Lingula squamiformis* Phillips during a scottish Mississippian marine transgression. *Journal of Paleontology* 37(3): 669–681.
- Fernández López, S., 1984. Criterios elementales de reelaboración tafonómica en ammonites de la Cordillera Ibérica. *Acta Geologica Hispanica* 19(2): 105–116.
- Fick, C., Puhl, E. y Toldo, E.E., 2020. Threshold of motion of bivalve and gastropod shells under oscillatory flow in flume experiments. *Sedimentology* 67(1): 627–648.
- Fick, C., Toldo, E.E. y Puhl, E., 2018. Shell concentration dynamics driven by wave motion in flume experiments: Insights for coquina facies from lake-margin settings. *Sedimentary Geology* 374: 98–114.
- Field, S.B., Klaus, M., Moore, M.G. y Nori, F., 1997. Chaotic dynamics offalling disks. *Nature* 388(6639): 252–254.
- Flemming, B.W., 2017. Particle shape-controlled sorting and transport behaviour of mixed siliciclastic/bioclastic sediments in a mesotidal lagoon, South Africa. *Geo-Marine Letters* 37(4): 397–410.

- Flood, R.D., 1981. Distribution, morphology, and origin of sedimentary furrows in cohesive sediments, Southampton Water. *Sedimentology* 28(4): 511–529.
- Folk, R.L. y Ward, W.C., 1957. Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research* 27(1): 3–26.
- Föllmi, K.B., 1996. The phosphorus cycle, phosphogenesis and marine phosphate-rich deposits. *Earth-Science Reviews* 40(1-2): 55–124.
- Föllmi, K.B., Badertscher, C., de Kaenel, E., Stille, P., John, C.M., Adatte, T. y Steinmann, P., 2005. Phosphogenesis and organic-carbon preservation in the Miocene Monterey Formation at Naples Beach, California - The Monterey hypothesis revisited. *Bulletin of the Geological Society of America* 117(5-6): 589–619.
- Forchielli, A., Steiner, M., Hu, S., Lüter, C. y Keupp, H., 2014. Taphonomy of the earliest cambrian linguliform brachiopods. *Acta Palaeontologica Polonica* 59(1): 185–207.
- Friedman, G.M., 1958. Determination of sieve-size distribution from thin-section data for sedimentary petrological studies. *The Journal of Geology* 66(4): 394–416.
- Frihy, O.E., 2007. The Nile Delta: Processes of heavy mineral sorting and depositional patterns. En: M.A. Mange y D.T. Wright (Eds.), *Heavy minerals in use*, Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, tomo 58, capítulo 2. 49–74.
- Fürsich, F.T. y Oschmann, W., 1993. Shell beds as tools in basin analysis: the Jurassic of Kachchh, western India. *Journal of the Geological Society (London)* 150(1): 169–185.
- Galloway, W.E. y Hobday, D.K., 1996. Terrigenous clastic depositional systems: Applications to fossil fuel and groundwater resources. Springer Berlin Heidelberg, Berlin.
- Gerdes, G., Klenke, T. y Noffke, N., 2000. Microbial signatures in peritidal siliciclastic sediments: A catalogue. *Sedimentology* 47(2): 279–308.
- Gibbs, R.J., Matthews, M.D. y Link, D.A., 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *Journal of Sedimentary Research* 41(1): 7–18.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A. y Dashtgard, S.E., 2012. The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. *Sedimentary Geology* 279: 97–106.
- Glenn, C., Föllmi, K., Riggs, S., Baturin, G., Grimm, K., Trappe, J., Abed, A., Gallio, C., Garrison, R., Ilyin, A., Jehl, C., Rohlich, V., Sadaqah, R., Schidlowski,

- M., Sheldon, R. y H., S., 1994. Phosphorus and phosphorites: sedimentology and environments of formation. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 87(3): 747–788.
- Glover, C.P. y Kidwell, S.M., 1993. Influence of organic matrix on the post-mortem destruction of molluscan shells. *Journal of Geology* 101(6): 729–747.
- Gonzalez, M.A., Pereyra, F., Ramallo, E. y Tchilingurian, P., 2004. Hoja Geológica 2366 - IV Ciudad del Libertador General San Martín, Provincias de Jujuy y Salta. Informe técnico, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino.
- Hagadorn, J.W. y Bottjer, D.J., 1997. Wrinkle structures: Microbially mediated sedimentary structures common in subtidal siliciclastic settings at the Proterozoic-Phanerozoic transition. *Geology* 25(11): 1047–1050.
- Hamby, D.M., 1994. A review of techniques for parameter sensitivity analysis of environmental models. *Environmental Monitoring and Assessment* 1994 32:2 32(2): 135–154.
- Hamby, D.M., 1995. A comparison of sensitivity analysis techniques. *Health physics* 68(2): 195–204.
- Hammond, L.S., 1983. Experimental studies of salinity tolerance, burrowing behavior and pedicle regeneration in *Lingula anatina* (Brachiopoda, Inarticulata). *Journal of Paleontology* 57(6): 1311–1316.
- Harrington, H.J., 1957. Ordovician Formations of Argentina. En: H.J. Harrington y A. Leanza (Eds.), *Ordovician Trilobites of Argentina*, University of Kansas Press, Lawrence. 1–59.
- Hassan, W.N. y Ribberink, J.S., 2005. Transport processes of uniform and mixed sands in oscillatory sheet flow. *Coastal Engineering* 52(9): 745–770.
- Heinsalu, H. y Raudsep, R., 1998. Lithology of the Kallavere Formation on the North Estonian klint (Part I - Paldiski-Kunda Area). *Bulletin of the Geological Survey of Estonia* 8(1): 20–31.
- Heinsalu, H., Viira, V. y Raudsep, R., 1994. Environmental conditions of shelly phosphorite accumulation in the Rakvere Phosphorite region, Northern Estonia. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences: Geology* 43(3): 109–121.

- Hodge, R.A., Voepel, H., Leyland, J., Sear, D.A. y Ahmed, S., 2020. X-ray computed tomography reveals that grain protrusion controls critical shear stress for entrainment of fluvial gravels. *Geology* 48(2): 149–153.
- Hoffman, F. y Gardner, R., 1983. Evaluation of uncertainties in environmental radiological assessment models. En: J. Till y M. H.R. (Eds.), *Radiological assessments: a textbook on environmental dose assessment.*, U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington D.C. 11.1–11.50.
- Hongn, F.D., Tubía, J.M., Aranguren, A., Vegas, N., Mon, R. y Dunning, G.R., 2010. Magmatism coeval with lower Paleozoic shelf basins in NW-Argentina (Tastil batholith): Constraints on current stratigraphic and tectonic interpretations. *Journal of South American Earth Sciences* 29(2): 289–305.
- Ilyin, A.V. y Heinsalu, H.N., 1990. Early Ordovician shelly phosphorites of the Baltic Phosphate Basin. *Geological Society Special Publication* 52(52): 253–259.
- Iwata, K., 1981. Ultrastructure and calcification of the shells in inarticulate brachiopods: Part 1. Ultrastructure of the shell of *Lingula unguis* (LINNAEUS). *The Journal of the Geological Society of Japan* 87(6): 405–415.
- Johnson, M.R., 1994. Thin section grain size analysis revisited. *Sedimentology* 41(5): 985–999.
- Joep, H.M., 1965. Composition of brachiopod shell. En: R.C. Moore (Ed.), *Treatise on invertebrate palaeontology, Part H, Brachiopoda*, Geological Society of America & University of Kansas Press., Kansas. H159–H162.
- Joep, M., 1977. Brachiopod Shell Proteins: Their Functions and Taxonomic Significance. *Integrative and Comparative Biology* 17(1): 133–140.
- Jorry, S.J., Hasler, C.A. y Davaud, E., 2006. Hydrodynamic behaviour of Nummulites: Implications for depositional models. *Facies* 52(2): 221–235.
- Joshi, S., Duffy, G.P. y Brown, C., 2017. Critical bed shear stress and threshold of motion of maerl biogenic gravel. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 194: 128–142.
- Kelham, A., 2011. Investigation into the post-mortem transport of benthic foraminifera. Tesis doctoral (inédate), The University of Hull, Hull. 1-211.

- Kench, P.S. y McLean, R.F., 1996. Hydraulic characteristics of bioclastic deposits: New possibilities for environmental interpretation using settling velocity fractions. *Sedimentology* 43(3): 561–570.
- Kench, P.S. y McLean, R.F., 1997. A comparison of settling and sieve techniques for the analysis of bioclastic sediments. *Sedimentary Geology* 109(1-2): 111–119.
- Kenchington, R.A. y Hammond, L.S., 1978. Population structure, growth and distribution of *Lingula anatina* (Brachiopoda) in Queensland, Australia. *Journal of Zoology* 184(1): 63–81.
- Kidwell, S.M., 1991. The stratigraphy of shell concentrations. En: P. Allison y D. Briggs (Eds.), *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record.*, Plenum Press, New York, capítulo 5. 211–290.
- Kidwell, S.M., 1993. Patterns of time-averaging in the shallow marine fossil record. En: S.M. Kidwell y A.K. Behrensmeier (Eds.), *Taphonomic approaches to time resolution in fossil assemblages*, Cambridge University Press, Short Courses in Paleontology No. 6. 275–300.
- Kidwell, S.M. y Aigner, T., 1985. Sedimentary dynamics of complex shell beds: implications for ecologic and evolutionary patterns. En: U. Bayer y A. Seilacher (Eds.), *Sedimentary and evolutionary cycles*, Springer-Verlag, Berlin, Lecture Notes in Earth Sciences No. 1. 382–395.
- Kidwell, S.M. y Holland, S.M., 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaaios* 6(4): 426–434.
- Kirchner, J.W., Dietrich, W.E., Iseya, F. y Ikeda, H., 1990. The variability of critical shear stress, friction angle, and grain protrusion in water-worked sediments. *Sedimentology* 37(4): 647–672.
- Kleinhans, M.G., Wilbers, A.W., De Swaaf, A. y Van den Berg, J.H., 2002. Sediment supply-limited bedforms in sand-gravel bed rivers. *Journal of Sedimentary Research* 72(5): 629–640.
- Koca, K., Noss, C., Anlanger, C., Brand, A. y Lorke, A., 2017. Performance of the Vectrino Profiler at the sediment–water interface. *Journal of Hydraulic Research* 55(4): 573–581.

- Kocurek, G. y Fielder, G., 1982. Adhesion structures. *Journal of Sedimentary Research* 52(4): 1229–1241.
- Komar, P.D., 1985. The hydraulic interpretation of turbidites from their grain sizes and sedimentary structures. *Sedimentology* 32(3): 395–407.
- Komar, P.D., 2007. The entrainment, transport and sorting of heavy minerals by waves and currents. En: M.A. Mange y D. Wright (Eds.), *Heavy minerals in use*, Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, tomo 58, capítulo 1. 3–48.
- Komar, P.D., Baba, J. y Cui Bingquan, C.B., 1984. Grain-size analyses of mica within sediments and the hydraulic equivalence of mica and quartz. *Journal of Sedimentary Research* 54(4): 1379–1391.
- Komar, P.D. y Clemens, K.E., 1986. The relationship between a grain's settling velocity and threshold of motion under unidirectional currents. *Journal of Sedimentary Research* 56(2): 258–266.
- Komar, P.D. y Wang, C., 1984. Processes of selective grain transport and the formation of placers on beaches. *Journal of Geology* 92(6): 637–655.
- Kowalewski, M., 1996. Taphonomy of a living fossil: The lingulide brachiopod *Glottidia palmeri* Dall from Baja California, Mexico. *Palaios* 11(3): 244–265.
- Kowalewski, M. y Flessa, K.W., 1996. Improving with age: The fossil record of lingulide brachiopods and the nature of taphonomic megabiases. *Geology* 24(11): 977–980.
- Kramer, H., 1935. Sand mixtures and sand movement in fluvial models. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 100(1): 798–838.
- Lamb, M.P., Myrow, P.M., Lukens, C., Houck, K. y Strauss, J., 2008. Deposits from wave-influenced turbidity currents: Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 78(7): 480–498.
- Lang, L., Kirsimäe, K. y Vahur, S., 2016. Diagenetic fate of bioapatite in linguliform brachiopods: Multiple apatite phases in shells of Cambrian lingulate brachiopod *Ungula ingrica* (Eichwald). *Lethaia* 49(1): 13–27.
- Lavelle, J.W. y Mofjeld, H.O., 1987. Do critical stresses for incipient motion and erosion really exist? *Journal of Hydraulic Engineering* 113(3): 370–385.

- Leanza, A., 1972. Prospección de rocas fosfáticas en la Argentina para la fabricación de fertilizantes. *Idea* 291: 53–60.
- Lécuyer, C., Grandjean, P., Barrat, J.A., Nolvak, J., Emig, C., Paris, F. y Robardet, M., 1998. $\delta^{18}\text{O}$ and REE contents of phosphatic brachiopods: a comparison between modern and lower Paleozoic populations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62(14): 2429–2436.
- Lefebvre, A. y Winter, C., 2016. Predicting bed form roughness: the influence of lee side angle. *Geo-Marine Letters* 36(2): 121–133.
- Li, Y., Yu, Q., Gao, S. y Flemming, B.W., 2020. Settling velocity and drag coefficient of platy shell fragments. *Sedimentology* 67(4): 2095–2110.
- Li, Z. y Komar, P.D., 1986. Laboratory measurements of pivoting angles for applications to selective entrainment of gravel in a current. *Sedimentology* 33(3): 413–423.
- Liu, H.K., 1957. Mechanics of sediment-ripple formation. *Journal of the Hydraulics Division* 83(2): 1197–1.
- 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.
- MacEachern, J. y Pemberton, S., 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. En: *Applications of ichnology to petroleum exploration*, Society for Sedimentary Geology, SEPM Core Workshop No. 17. 57–84.
- MacEachern, J.A. y Bann, K.L., 2008. The role of ichnology in refining shallow marine facies Models. En: G.J. Hampson, R.J. Steel, P.M. Burgess y R.W. Dalrymple (Eds.), *Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy*, SEPM, Tulsa, Oklahoma, SEPM Special Publication 90. 73–116.
- Maiklem, W.R., 1968. Some hydraulic properties of bioclastic carbonate grains. *Sedimentology* 10(2): 101–109.
- Mangano, M.G. y Buatois, L.A., 2002. Ichnology of the Cambrian Campanario Formation in northwest Argentina and the reconstruction of early Phanerozoic intertidal ecosystems. *Abstracts - Geological Society of Australia*, vol.68 : 106.

- Mángano, M.G. y Buatois, L.A., 2003. Trace fossils. En: J.L. Benedetto (Ed.), *Ordovician fossils of Argentina*, Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba. 507–553.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Aceñolaza, G.F., 1996. Trace fossils and sedimentary facies from a Late Cambrian-Early Ordovician tide-dominated shelf (Santa Rosita Formation, northwest Argentina): Implications for ichnofacies models of shallow marine successions. *Ichnos* 5(1): 53–88.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Moya, M.C., 2001. Trazas fósiles de trilobites de la Formación Mojotoro (Ordovícico Inferior-Medio de Salta, Argentina): implicancias paleoecológicas, paleobiológicas y bioestratigráficas. *Revista Española de Paleontología* 16(1): 9–28.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Muñiz Guinea, F., 2005. Ichnology of the Alfarcito Member (Santa Rosita Formation) of northwestern Argentina: Animal-substrate interactions in a lower Paleozoic wave-dominated shallow sea. *Ameghiniana* 42(4): 641–668.
- Mantz, P.A., 1977. Incipient transport of fine grains and flakes by fluids — Extended Shields diagram. *Journal of the Hydraulics Division* 103(6): 601–615.
- Marquina, D., Buczek, M., Ronquist, F. y Lukasik, P., 2021. The effect of ethanol concentration on the morphological and molecular preservation of insects for biodiversity studies. *PeerJ* 9(e10799).
- Mastandrea, O., Leanza, H., Hugo, C. y Oblitas, C., 1982. Prospección de fosfatos sedimentarios en la República Argentina. En: *V Congreso Latinoamericano de Geología*. 159–176.
- McQuivey, R. y Keefer, T., 1969. The relation of turbulence to deposition of magnetite over ripples. Informe técnico, U.S. Geologic Survey.
- Mehta, A. y Rao, P., 1985. Angle of repose of selected bivalve shell beds. *Journal of Coastal Research* 1(4): 365–374.
- Mergl, M., Herrera, Z., Villas, E. y Ortega, G., 2015. Lingulate brachiopods from the Lampazar Formation (late Cambrian) of the Cordillera Oriental of northwestern Argentina. *Journal of Paleontology* 89(4): 537–552.

- Mergl, M., Hoggör, Yilmaz, I.O., Zamora, S. y Colmenar, J., 2017. Divaricate patterns in Cambro-Ordovician obolid brachiopods from Gondwana. *Historical Biology* 30(7): 1015–1029.
- Merkel, C., Deuschle, J., Griesshaber, E., Enders, S., Steinhauser, E., Hochleitner, R., Brand, U. y Schmahl, W.W., 2009. Mechanical properties of modern calcite- (*Mergerlia truncata*) and phosphate-shelled brachiopods (*Discradisca stella* and *Lingula anatina*) determined by nanoindentation. *Journal of Structural Biology* 168(3): 396–408.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: A.D. Miall (Ed.), *Fluvial Sedimentology*, Geological Survey of Canada, Calgary, tomo 5. 597–600.
- Middleton, G.V., 1976. Hydraulic interpretation of sand size distributions. *The Journal of Geology* 84(4): 405–426.
- Miller, R.L. y Byrne, R.J., 1966. The angle of repose for a single grain on a fixed rough bed. *Sedimentology* 6(4): 303–314.
- Mon, R. y Hongn, F., 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51(1): 1–10.
- Moya, M.C., 1988. Lower Ordovician in the southern part of the Argentine Eastern Cordillera. En: Bahlburg, H., C. Breitzkreuz y P. Giese (Eds.), *The Southern Central Andes: Lecture Notes in Earth Sciences* vol. 17, Springer, Berlin. 55–69.
- Moya, M.C., 1998. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta - Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(2): 219–238.
- Moya, M.C., 2008. El Paleozoico Inferior en el Noroeste Argentino: Evidencias, incógnitas, propuestas para la discusión. En: B. Coira y E.O. Zappettini (Eds.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Jujuy: Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino*, San Salvador de Jujuy. 74–84.
- Moya, M.C., Scasso, R.A., Castro, L.N. y Fazio, A.M., 2012. Los fosfatos en el Ordovícico del Norte Argentino. *Aportes sedimentológicos a la geología del Noroeste Argentino: Relatorio XIII Reunión Argentina de Sedimentología* (1976): 145–167.

- Mulder, T. y Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48(2): 269–299.
- Muñoz, D.F., Marengo, L.F. y Waisfeld, B.G., 2012. Concentraciones de braquiópodos linguliformes de la Formación Santa Rosita (Furongiano- Tremadociano superior), Cordillera Oriental argentina: Tafonomía y distribución. XIII Reunión Argentina de Sedimentología : 150–151.
- Mutti, E. y Normark, W.R., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts. En: *Marine Clastic Sedimentology*, Springer, Dordrecht. 1–38.
- Myrow, P.M., 1992a. Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Research* 62(1): 99–115.
- Myrow, P.M., 1992b. Pot and gutter casts from the Chapel Island Formation, Southeast Newfoundland. *Journal of Sedimentary Research* 62(6): 992–1007.
- Myrow, P.M., Fischer, W. y Goodge, J.W., 2002. Wave-modified turbidites: Combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research* 72(5): 641–656.
- Myrow, P.M. y Hiscott, R.N., 1991. Shallow-water gravity-flow deposits, Chapel Island Formation, southeast Newfoundland, Canada. *Sedimentology* 38(5): 935–959.
- Oehmig, R., 1993. Entrainment of planktonic foraminifera: effect of bulk density. *Sedimentology* 40(5): 869–877.
- Ogston, A.S., Cacchione, D.A., Sternberg, R.W. y Kineke, G.C., 2000. Observations of storm and river flood-driven sediment transport on the northern California continental shelf. *Continental Shelf Research* 20(16): 2141–2162.
- Ortega, G. y Albanesi, G.L., 2005. Tremadocian graptolite-conodont biostratigraphy of the South American Gondwana margin (Eastern Cordillera, NW Argentina). *Geologica Acta* 3(4): 355–371.
- Paim, P.S., Silveira, A.S., Lavina, E.L., Faccini, U.F., Leanza, H.A., de Oliveira, J.M.M.T. y D'Avila, R.S.F., 2008. High resolution stratigraphy and gravity flow deposits in the Los Molles Formation (Cuyo Group - Jurassic) at La Jardinera region, Neuquén basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(4): 728–753.

- Paine, R.T., 1970. The sediment occupied by recent lingulid brachiopods and some paleoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 7(1): 21–31.
- Paphitis, D., 2001. Sediment movement under unidirectional flows: an assessment of empirical threshold curves. *Coastal Engineering* 43(3-4): 227–245.
- Paphitis, D. y Collins, M.B., 2005. Sand grain threshold, in relation to bed ‘stress history’: an experimental study. *Sedimentology* 52(4): 827–838.
- Paphitis, D., Collins, M.B., Nash, L.A. y Wallbridge, S., 2002. Settling velocities and entrainment thresholds of biogenic sands (shell fragments) under unidirectional flow. *Sedimentology* 49(1): 211–225.
- Pattison, S.A., 2005. Storm-influenced prodelta turbidite Complex in the lower Kenilworth Member at Hatch Mesa, Book Cliffs, Utah, U.S.A.: Implications for shallow marine facies models. *Journal of Sedimentary Research* 75(3): 420–439.
- Pattison, S.A., Bruce Ainsworth, R. y Hoffman, T.A., 2007. Evidence of across-shelf transport of fine-grained sediments: turbidite-filled shelf channels in the Campanian Aberdeen Member, Book Cliffs, Utah, USA. *Sedimentology* 54(5): 1033–1064.
- Pemberton, S., Van Wagoner, J. y Wach, G., 1992. Ichnofacies of a wave-dominated shoreline. *SEPM Core Workshop (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists)* (17): 339–382.
- Pérez, D.E., Farroni, N.D., Mosquera, A.A. y Cuitiño, J.I., 2023. First Discinid Brachiopods (Brachiopoda: Lingulida) from the Cenozoic of Patagonia (Gaiman Formation, Lower Miocene, Argentina). *Ameghiniana* 60(3): 203–215.
- Pérez, L., 2013. Sistemática, tafonomía y paleoecología de los invertebrados de la Formación Paraná (Mioceno), Provincia de Entre Ríos, Argentina. Tesis doctoral (inedita), Universidad Nacional de La Plata. 1-385.
- Popov, L.E., Holmer, L.E., Bassett, M.G., Pour, M.G. y Percival, I.G., 2013. Biogeography of Ordovician linguliform and craniiform brachiopods. *Geological Society Memoir* 38(1): 117–126.
- Porada, H. y Bouougri, E.H., 2007. Wrinkle structures-a critical review. *Earth-Science Reviews* 81(3-4): 199–215.

- Potter, P.E. y Mast, R.F., 1963. Sedimentary structures, sand shape fabrics, and permeability. I. The Journal of Geology 71(4): 441–471.
- Powell, D.M., 1998. Patterns and processes of sediment sorting in gravel-bed rivers. Progress in Physical Geography 22(1): 1–32.
- Prager, E.J., Southard, J.B. y Vivoni-Gallart, E.R., 1996. Experiments on the entrainment threshold of well-sorted and poorly sorted carbonate sands. Sedimentology 43(1): 33–40.
- Prélat, A., Hodgson, D.M. y Flint, S.S., 2009. Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa. Sedimentology 56(7): 2132–2154.
- Ramos, V.A., 2017. Las provincias geológicas del Noroeste Argentino. En: C. Muruaga y P. Grosse (Eds.), Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA: Relatorio del 20º Congreso Geológico Argentino, San Miguel de Tucumán, October. 42 – 56.
- Rauen, W.B., Lin, B. y Falconer, R.A., 2009. Modelling ripple development under non-uniform flow and sediment supply-limited conditions in a laboratory flume. Estuarine, Coastal and Shelf Science 82(3): 452–460.
- Reyes, C. y Salfity, J., 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. En: 5º Congreso Geológico Argentino. Córdoba, tomo Actas 3, 355–385.
- Rieux, A., 2018. Transport sédimentaire et architecture de barrières littorales silicobioclastiques : une approche par modélisation physique. Tesis doctoral (inérita), Université de Caen. 1-258.
- Rieux, A., Weill, P., Mouaze, D., Poirier, C., Nechenache, F., Perez, L. y Tessier, B., 2019. Threshold of motion and settling velocities of mollusc shell debris: Influence of faunal composition. Sedimentology 66(3): 895–916.
- Rieux, A., Weill, P., Mouazé, D. y Tessier, B., 2023. Influence of sediment composition on morphology and internal structure of mixed siliciclastic–bioclastic coastal barriers: Contribution of flume experiments. Sedimentology 70: 1580-1600.
- Rodland, D.L. y Bottjer, D.J., 2001. Biotic recovery from the end-Permian mass extinction: Behavior of the inarticulate brachiopod *Lingula* as a disaster taxon. PALAIOS 16(1): 95.

- Rodríguez Fernández, L., Heredia, N., Seggiaro, R. y González, M., 1999. Estructura andina de la Cordillera Oriental en el área de la Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy, NO de Argentina. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* 21: 321–332.
- Rubey, W.W., 1933. The size distribution of heavy minerals within a water-laid sandstone. *Journal of Sedimentary Research* 3(1): 3–29.
- Rueden, C.T., Schindelin, J., Hiner, M.C., DeZonia, B.E., Walter, A.E., Arena, E.T. y Eliceiri, K.W., 2017. ImageJ2: ImageJ for the next generation of scientific image data, tomo 18. BioMed Central Ltd.
- Rusnak, G.A., 1957. The orientation of sand grains under conditions of unidirectional fluid flow: 1. Theory and experiment. *The Journal of Geology* 65(4): 384–409.
- Russo, A., 1972. La estratigrafía terciaria en el noroeste argentino. En: 5º Congreso Geológico Argentino. Villa Carlos Paz.
- Saiz Cobbe, M.L., 2007. Los depósitos fosfáticos en el Ordovícico de la Sierra de Mojotoro. Tesis profesional (inédita), Universidad Nacional de Salta. 1-97.
- Salas, M.J. y Vaccari, N.E., 2012. New insights into the early diversification of the ostracoda: Tremadocian ostracods from the Cordillera Oriental, Argentina. *Acta Palaeontologica Polonica* 57(1): 175–190.
- Salfity, J.A. y Marquillas, R.A., 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: J. Salfity (Ed.), *Cretaceous Tectonics of the Andes*, Vieweg+Teubner Verlag, Earth Evolution Sciences. 266–315.
- Sánchez, M. y Salfity, J., 1999. La cuenca cámbrica del Grupo Mesón en el Noroeste Argentino: desarrollo estratigráfico y paleogeográfico. *Acta Geológica Hispánica* 34(3): 123–139.
- Sánchez, T.M. y Vaccari, N.E., 2003. Ucumariidae new family (Bivalvia, Anomalodesmata) and other bivalves from the Early Ordovician (Tremadocian) of northwestern Argentina. *Ameghiniana* 40(3): 415–424.
- Savazzi, E., 1986. Burrowing sculptures and life habits in Paleozoic lingulacean brachiopods. *Paleobiology* 12(1): 46–63.

- Scasso, R.A. y Castro, L.N., 1999. Cenozoic phosphatic deposits in North Patagonia, Argentina: Phosphogenesis, sequence-stratigraphy and paleoceanography. *Journal of South American Earth Sciences* 12(5): 471–487.
- Schäfer, A. y Teyssen, T., 1987. Size, shape and orientation of grains in sands and sandstones—image analysis applied to rock thin-sections. *Sedimentary Geology* 52(3-4): 251–271.
- Schiller, E., Haring, E., Daubl, B., Gaub, L., Szeiler, S. y Sattmann, H., 2014. Ethanol concentration and sample preservation considering diverse storage parameters: a survey of invertebrate wet collections of the Natural History Museum Vienna. *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien. Serie B für Botanik und Zoologie* : 41–68.
- Schindelin, J., Arganda-Carreras, I., Frise, E., Kaynig, V., Longair, M., Pietzsch, T., Preibisch, S., Rueden, C., Saalfeld, S., Schmid, B., Tinevez, J.Y., White, D.J., Hartenstein, V., Eliceiri, K., Tomancak, P. y Cardona, A., 2012. Fiji: an open-source platform for biological-image analysis, tomo 9.
- Schmahl, W.W., Griesshaber, E., Merkel, C., Kelm, K., Deuschle, J., Neuser, R.D., Göetz, A.J., Sehrbrock, A. y Mader, W., 2008. Hierarchical fibre composite structure and micromechanical properties of phosphatic and calcitic brachiopod shell biomaterials — an overview. *Mineralogical Magazine* 72(2): 541–562.
- Schneider, C.A., Rasband, W.S. y Eliceiri, K.W., 2012. NIH Image to ImageJ: 25 years of image analysis, tomo 9.
- Sempere, T., 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. En: A. Tankard, R. Suárez Soruco y H. Welsink (Eds.), *Petroleum Basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, tomo 62. AAPG Memoir, 207–230.
- Serra, F., Balseiro, D., Vaucher, R. y Waisfeld, B.G., 2021. Structure of trilobite communities along a delta-marine gradient (Lower Ordovician; Northwestern Argentina). *Palaaios* 36(2): 39–52.
- Slingerland, R., 1984. Role of hydraulic sorting in the origin of fluvial placers. *Journal of Sedimentary Research* 54(1): 137–150.

- Slingerland, R.L., 1977. The effects of entrainment on the hydraulic equivalence relationships of light and heavy minerals in sands. *Journal of Sedimentary Research* 47(2): 753–770.
- Smith, D.A. y Cheung, K.F., 2003. Settling characteristics of calcareous sand. *Journal of Hydraulic Engineering* 129(6): 479–483.
- Smith, D.A. y Cheung, K.F., 2004. Initiation of motion of calcareous sand. *Journal of Hydraulic Engineering* 130(5): 467–472.
- Smith, D.A. y Cheung, K.F., 2005. Transport rate of calcareous sand in unidirectional flow. *Sedimentology* 52(5): 1009–1020.
- Stark, N., Hay, A.E., Cheel, R. y Lake, C.B., 2014. The impact of particle shape on the angle of internal friction and the implications for sediment dynamics at a steep, mixed sand-gravel beach. *Earth Surface Dynamics* 2(2): 469–480.
- Straub, K.M., Paola, C., Mohrig, D., Wolinsky, M.A. y George, T., 2009. Compensational stacking of channelized sedimentary deposits. *Journal of Sedimentary Research* 79(9): 673–688.
- Straub, K.M. y Pyles, D.R., 2012. Quantifying the hierarchical organization of compensation in submarine fans using surface statistics. *Journal of Sedimentary Research* 82(11): 889–898.
- Stringham, G., Simons, D. y Guy, H., 1969. The behavior of large particles falling in quiescent liquids, tomo 562-C. US Geological Survey, Reston, VA. C1-C36.
- Sureda, J., Gallisky, M., Argañaraz, P. y Daroca, J., 1986. Aspectos metalogénicos del Noroeste Argentino (Provincias de Salta y Jujuy). *Capricornio* 1(1): 39–95.
- Thomas, R.E., Schindfessel, L., McLelland, S.J., Creëlle, S. y De Mulder, T., 2017. Bias in mean velocities and noise in variances and covariances measured using a multistatic acoustic profiler: the Nortek Vectrino Profiler. *Measurement Science and Technology* 28(7): 075302.
- Tomašových, A. y Rothfus, T.A., 2005. Differential taphonomy of modern brachiopods (San Juan Islands, Washington State): Effect of intrinsic factors on damage and community-level abundance. *Lethaia* 38(3): 271–292.

- Tomkins, M.R., Nielsen, P. y Hughes, M.G., 2003. Selective entrainment of sediment graded by size and density under waves. *Journal of Sedimentary Research* 73(6): 906–911.
- Toro, B.A., Arcerito, F.R., Muñoz, D.F., Waisfeld, B.G. y De La Puente, G.S., 2015. Graptolite-trilobite biostratigraphy in the Santa Victoria area, Northwestern Argentina. A key for regional and worldwide correlation of the Lower Ordovician (Tremadocian—Floian).
- Trappe, J., 1998. Phanerozoic phosphorite depositional systems: a dynamic model for a sedimentary resource system. Springer Verlag, Berlin. 1-316.
- Traykovski, P., Geyer, W.R., Irish, J.D. y Lynch, J.F., 2000. The role of wave-induced density-driven fluid mud flows for cross-shelf transport on the Eel River continental shelf. *Continental Shelf Research* 20(16): 2113–2140.
- Trewin, N.H. y Welsh, W., 1976. Formation and composition of a graded estuarine shell bed. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 19(3): 219–230.
- Tuijnder, A.P. y Ribberink, J.S., 2012. Experimental observation and modelling of roughness variation due to supply-limited sediment transport in uni-directional flow. *Journal of Hydraulic Research* 50(5): 506–520.
- Turner, J., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 41(2): 165–196.
- U.S. Waterways Experimental Station, 1935. Study of river-bed material and their use with special reference to the Lower Mississippi River. Paper 17 of the U.S. Waterways Experiment Station. Vicksburg, Mississippi. 1-161.
- Vah, M., Jarno, A., Le Bot, S., Ferret, Y. y Marin, F., 2020. Bedload transport and bedforms migration under sand supply limitation. *Environmental Fluid Mechanics* 20(4): 1031–1052.
- Van Rijn, L.C., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua Publications, Amsterdam. 1-690.
- Vaucher, R., Vaccari, N.E., Balseiro, D., Muñoz, D.F., Dillinger, A., Waisfeld, B.G. y Buatois, L.A., 2020. Tectonic controls on late Cambrian-Early Ordovician deposition in Cordillera oriental (Northwest Argentina). *International Journal of Earth Sciences* 109(6): 1897–1920.

- Vinopal, R.J. y Coogan, A.H., 1978. Effect of particle shape on the packing of carbonate sands and gravels. *Journal of Sedimentary Research* 48(1): 7–24.
- Voepel, H., Leyland, J., Hodge, R.A., Ahmed, S. y Sear, D., 2019. Development of a vector-based 3D grain entrainment model with application to X-ray computed tomography scanned riverbed sediment. *Earth Surface Processes and Landforms* 44(15): 3057–3077.
- Wadell, H., 1932. Volume, Shape, and Roundness of Rock Particles. *The Journal of Geology* 40(5): 443–451.
- Wadell, H., 1935. Volume, Shape, and Roundness of Quartz Particles. *The Journal of Geology* 43(3): 250–280.
- Waisfeld, B.G., Sánchez, T.M., Benedetto, J.L. y Carrera, M.G., 2003. Early Ordovician (Arenig) faunal assemblages from western Argentina: Biodiversification trends in different geodynamic and palaeogeographic settings.
- Waisfeld, B.G., Sánchez, T.M. y Carrera, M.G., 1999. Biodiversification patterns in the Early Ordovician of Argentina. *Palaios* 14(3): 198–214.
- Walker, R.G. y Plint, G.A., 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. En: R.G. Walker y N.P. James (Eds.), *Facies models: Response to sea level change*, Geological Association of Canada, Ontario. 219–238.
- Weill, P., Mouazé, D. y Tessier, B., 2013. Internal architecture and evolution of bioclastic beach ridges in a megatidal chenier plain: Field data and wave flume experiment. *Sedimentology* 60(5): 1213–1230.
- Weill, P., Mouazé, D., Tessier, B. y Brun-Cottan, J.C., 2010. Hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers. *Earth Surface Processes and Landforms* 35(14): 1642–1654.
- Wheatcroft, R.A. y Borgeld, J.C., 2000. Oceanic flood deposits on the northern California shelf: large-scale distribution and small-scale physical properties. *Continental Shelf Research* 20(16): 2163–2190.
- White, S.J., 1970. Plane bed thresholds of fine grained sediments. *Nature* 228(5267): 152–153.

- Williams, A. y Cusack, M., 1996. Lingulid shell mediation in clay formation. *Lethaia* 29(4): 349–360.
- Williams, A., Cusack, M. y MacKay, S., 1994. Collagenous chitinophosphatic shell of the brachiopod *Lingula*. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences* 346(1316): 223–266.
- Willmarth, W.W., Hawk, N.E. y Harvey, R.L., 1964. Steady and Unsteady Motions and Wakes of Freely Falling Disks. *Physics of Fluids* 7(2): 197–208.
- Wilson, R.D. y Schieber, J., 2014. Muddy Prodeltaic Hyperpycnites In the Lower Genesee Group of Central New York, USA: Implications For Mud Transport In Epicontinental Seas. *Journal of Sedimentary Research* 84(10): 866–874.
- Worcester, W., 1969. On *Lingula reevei*. Tesis de maestría (inédita), University of Hawaii. 1-49.
- Wright, L.D., Friedrichs, C.T., Kim, S.C. y Scully, M.E., 2001. Effects of ambient currents and waves on gravity-driven sediment transport on continental shelves. *Marine Geology* 175(1-4): 25–45.
- Yager, E.M., Schmeeckle, M.W. y Badoux, A., 2018. Resistance is not futile: grain resistance controls on observed critical shields stress variations. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 123(12): 3308–3322.
- Yagishita, K., Arakawa, S. y Taira, A., 1992. Grain fabric of hummocky and swaley cross-stratification. *Sedimentary Geology* 78(3-4): 181–189.
- Yokokawa, M. y Masuda, F., 1990. An experimental study on the relationship between grain fabric and flow types. *Bulletin of the Environmental Research Center, University of Tsukuba* 14(2): 91–98.
- Yokokawa, M. y Masuda, F., 1991. Grain fabric of hummocky cross-stratification. *The Journal of the Geological Society of Japan* 97(11): 909–916.
- Yokokawa, M., Masuda, F. y Endo, N., 1995a. Sand particle movement on migrating combined-flow ripples. *Journal of Sedimentary Research A: Sedimentary Petrology & Processes* (A65(1)): 40–44.
- Yokokawa, M., Masuda, F. y Endo, N., 1995b. Sand particle movement on migrating combined-flow ripples. *Journal of Sedimentary Research* 65(1a): 40–44.

- Zabini, C., Bosetti, E.P. y Holz, M., 2010. Taphonomy and taphofacies analysis of lingulid brachiopods from Devonian sequences of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292(1-2): 44–56.
- Zabini, C., Holz, M., Bosetti, E.P., Matsumura, W.M.K. y Horodyski, R.S., 2012a. Sequence stratigraphy and taphonomic signatures of marine invertebrates: A Devonian (Pragian/Eifelian) example of the Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 33(1): 8–20.
- Zabini, C., Schiffbauer, J.D., Xiao, S. y Kowalewski, M., 2012b. Biomineralization, taphonomy, and diagenesis of Paleozoic lingulide brachiopod shells preserved in sili-cified mudstone concretions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 326-328: 118–127.
- Zavala, C., 2020. Hyperpycnal (over density) flows and deposits. *Journal of Palaeogeography* 9(1): 1–21.
- Zeballo, F.J. y Albanesi, G.L., 2013. New conodont species and biostratigraphy of the Santa Rosita Formation (upper Furongian-Tremadocian) in the Tilcara Range, Cordillera Oriental of Jujuy, Argentina. *Geological Journal* 48(2-3): 170–193.
- Zhong, H., Chen, S. y Lee, C., 2011. Experimental study of freely falling thin disks: Transition from planar zigzag to spiral. *Physics of Fluids* 23(1): 011702.
- Zimmermann, U., 2005. Provenance studies of very low- to low-grade metasedimentary rocks of the Puncoviscana complex, northwest Argentina. *Geological Society Special Publication* 246: 381–416.

A. Influencia de la densidad sobre los parámetros morfométricos e hidrodinámicos

Se realizó un análisis de sensibilidad para evaluar la influencia de δ_s sobre los parámetros morfométricos (D_n , FFC) e hidrodinámicos (Re_{D_n} , C_d) utilizados en este estudio. En este caso se realizó un análisis de sensibilidad local del tipo *one-at-a-time* (OAT, «uno a la vez»). Esta metodología permite estimar qué parámetros ejercen la mayor influencia sobre un modelo que involucra múltiples variables independientes ($Y = f(X_1, \dots, X_n)$) al examinar el efecto generado por la variación de uno solo de sus parámetros, manteniendo las demás variables fijas en un valor de referencia. Se utilizó el índice de sensibilidad (IS) definido por Hoffman y Gardner (1983), que estima la diferencia porcentual en los valores mínimos y máximos de la variable dependiente ($f(X_i)_{min}$ y $f(X_i)_{max}$) generados por la evaluación de la variable independiente en todo su rango experimental:

$$IS = 1 - \frac{f(X_i)_{min}}{f(X_i)_{max}}$$

El IS presenta la ventaja de que al probar el modelo en todo el rango esperado de sus parámetros, y no en un rango pequeño en torno al valor de referencia, se evalúa la influencia relativa de los parámetros en las condiciones reales del estudio (Hoffman y Gardner, 1983). Este índice resulta práctico por la sencillez de su aplicación, siendo sus resultados comparables a los obtenidos por otros análisis de sensibilidad local de mayor complejidad estadística o de cálculo (Hamby, 1994, 1995). Un valor de IS cercano a 1 indica que la variable independiente X_i tiene un fuerte peso sobre el resultado de la variable dependiente Y ; por el contrario un valor menor a 0.01 indica insensibilidad. Este índice se ve afectado tanto por el tipo de relación entre la variable independiente y la variable dependiente, como por la amplitud del rango de valores que toma la variable

independiente en las condiciones estudiadas.

Se utilizaron las siguientes ecuaciones para calcular el IS:

$$D_n = \sqrt[3]{\frac{6m}{\pi \delta_s}}$$

$$FF_C = \left(\frac{D_n}{D_p}\right)^3 = \left(\frac{\sqrt[3]{\frac{6m}{\pi \delta_s}}}{\sqrt{\frac{4A_p}{\pi}}}\right)^3$$

$$Re_{D_n} = \frac{w_s * D_n}{\nu} = \frac{w_s * \sqrt[3]{\frac{6m}{\pi \delta_s}}}{\nu}$$

$$Cd_{D_n} = \frac{4 * g * \left(\frac{\delta_s - \delta_f}{\delta_f}\right) * D_n}{3 * w_s^2} = \frac{4 * g * \left(\frac{\delta_s - \delta_f}{\delta_f}\right) * \sqrt[3]{\frac{6m}{\pi \delta_s}}}{3 * w_s^2}$$

$$Cd_{MA} = \frac{2 * g * \left(\frac{\delta_s - \delta_f}{\delta_s * \delta_f}\right) * \frac{m}{A_p}}{w_s^2}$$

Para determinar los valores de referencia y los valores mínimos y máximos de las variables independientes, se utilizaron los datos obtenidos experimentalmente durante el presente estudio de velocidad de caída (ver Anexo B). En la Tabla A.1 se muestran la media aritmética de cada serie de datos, que se tomó como valor de referencia, y los rangos experimentales. Para el rango de δ_s se tomaron los valores mínimos y máximos de δ_s medidos en todos los tipos de fragmentos de conchillas de *Lingula anatina* (1040 y 1734 kg/m³), cumpliendo con la condición del IS de evaluar la variable independiente en todo el rango experimental. La cota mínima del rango total (1040 kg/m³) está acotada en forma realista, ya que resulta próxima a la densidad del agua y de ser menor la densidad real de las partículas estas deberían flotar al estar inmersas en ella; sin embargo esto no se observó en ningún caso. La cota máxima (1734 kg/m³) podría eventualmente ser superada en partículas correspondientes al sector más interno y engrosado de las conchillas con un grado de mineralización anómalamente alto; sin embargo, se considera

adecuada en la mayoría de los casos.

Cuadro A.1.: Rangos de parámetros utilizados para el análisis de sensibilidad.

	Media	Rango
Densidad (kg/m^3)	1406	1040–1734
Masa (g)	0.054	0.001–0.441
Área (mm^2)	74.3	2.9–476.0
Velocidad de caída (cm/s)	5.05	1.89–8.73
Viscosidad cinemática (cm^2/s)	0.011	0.0108–0.0114

En la Tabla A.2 se muestran los resultados del análisis de sensibilidad. En general se observa que los parámetros con mayores rangos de variación (masa, área, velocidad de caída) suelen presentar los mayores IS. El parámetro δ_s , cuyo rango de variación es más acotado, presenta bajo IS con respecto a D_n y Re_{D_n} ($IS = 0.157$); IS medio con respecto a FFC ($IS = 0.400$); y un alto IS con respecto a Cd_{D_n} y Cd_{MA} ($IS = 0.909$ – 0.935). De este análisis se infiere que la incertidumbre en δ_s no generará un error asociado significativo sobre el diámetro nominal y el número de Reynolds. El efecto sobre FFC es más pronunciado, sin embargo dicho parámetro se utiliza en el presente estudio únicamente para separar a las partículas en poblaciones de acuerdo a su forma y analizar en forma cualitativa su comportamiento, sin ser utilizado en el cálculo de otros parámetros morfométricos o hidrodinámicos. Por ello, una mayor incertidumbre en este parámetro asociada a la incertidumbre en δ_s podría aumentar la dispersión dentro de las poblaciones clasificadas por FFC pero no modificaría significativamente el análisis realizado. Finalmente, el cálculo del Coeficiente de arrastre será afectado significativamente por la incertidumbre en δ_s , por lo que será importante considerar y analizar su impacto durante el análisis correspondiente.

Cuadro A.2.: Índices de sensibilidad (Hoffman y Gardner, 1983).

	Densidad (kg/m ³)	Masa (g)	Área (mm ²)	Velocidad de caída (cm/s)
Diámetro nominal - Dn (mm)	0.157	0.869	—	—
Número de Reynolds - Re _{Dn}	0.157	0.869	—	0.783
Factor de forma de Corey - FFC	0.400	0.998	1.000	—
Coeficiente de arrastre Dn - Cd _{Dn}	0.935	0.869	—	0.953
Coeficiente de arrastre $\frac{m}{A_p}$ - Cd _{MA}	0.909	0.998	0.993	0.953

B. Velocidad de sedimentación: parámetros morfométricos e hidrodinámicos

Tabla B.1 Propiedades físicas, dimensiones y parámetros morfométricos de las partículas.

δ - densidad, M - masa, Ap - área máxima proyectada, Dp - Diámetro proyectado, Dn - Diámetro nominal, Dsv - Diámetro de tamiz (calculado), FFC - Factor de forma Corey, M/Ap - razón entre la masa y el área máxima proyectada

Índice	Población	Tipo de partícula	δ (g/cm3)	M (g)	Ap (cm2)	Dp (mm)	Dn (mm)	Dsv (mm)	FFC	M/Ap (g/cm2)
1	Japón	Umbón	1.185	0.083	1.431	13.498	5.108	11.703	0.054	0.058
2	Japón	Central	1.33	0.141	1.747	14.913	5.876	12.929	0.061	0.081
3	Japón	Antero-central	1.185	0.083	1.386	13.284	5.11	11.517	0.057	0.06
4	Japón	Central	1.33	0.05	0.772	9.912	4.145	8.593	0.073	0.064
5	Japón	Central	1.33	0.079	1.009	11.335	4.845	9.827	0.078	0.078
6	Japón	Antero-central	1.185	0.068	1.067	11.656	4.793	10.106	0.07	0.064
7	Japón	Central	1.33	0.1	1.709	14.753	5.242	12.791	0.045	0.059
8	Japón	Umbón	1.185	0.102	1.534	13.976	5.483	12.117	0.06	0.067
9	Japón	Central	1.33	0.125	1.522	13.921	5.638	12.069	0.066	0.082
10	Japón	Umbón	1.185	0.078	1.241	12.568	5.009	10.897	0.063	0.063
11	Japón	Umbón	1.185	0.043	0.948	10.987	4.104	9.526	0.052	0.045
12	Japón	Anterior	1.04	0.054	1.248	12.608	4.634	10.931	0.05	0.043
13	Japón	Anterior	1.04	0.059	1.244	12.584	4.767	10.91	0.054	0.047
14	Japón	Anterior	1.04	0.039	1.352	13.119	4.153	11.374	0.032	0.029
15	Japón	Margen	1.04	0.024	0.572	8.531	3.518	7.396	0.07	0.041
16	Japón	Anterior	1.04	0.03	0.738	9.692	3.809	8.403	0.061	0.041
17	Japón	Margen	1.04	0.018	0.498	7.966	3.209	6.906	0.065	0.036
18	Japón	Umbón	1.185	0.027	0.595	8.702	3.5	7.544	0.065	0.045
19	Japón	Umbón	1.185	0.01	0.248	5.614	2.526	4.867	0.091	0.04
20	Japón	Umbón	1.185	0.012	0.323	6.412	2.684	5.559	0.073	0.037
21	Japón	Umbón	1.185	0.018	0.391	7.052	3.056	6.114	0.081	0.045
22	Japón	Central	1.33	0.026	0.455	7.613	3.351	6.6	0.085	0.058
23	Japón	Central	1.33	0.015	0.346	6.633	2.757	5.751	0.072	0.042
24	Japón	Central	1.33	0.014	0.24	5.529	2.719	4.794	0.119	0.058
25	Japón	Central	1.33	0.013	0.21	5.171	2.673	4.483	0.138	0.063
26	Japón	Central	1.33	0.025	0.29	6.08	3.316	5.271	0.162	0.087
27	Japón	Anterior	1.04	0.013	0.315	6.328	2.865	5.487	0.093	0.041
28	Japón	Margen	1.04	0.01	0.256	5.708	2.647	4.949	0.1	0.039
29	Japón	Margen	1.04	0.004	0.124	3.969	1.911	3.441	0.112	0.031
30	Japón	Anterior	1.04	0.004	0.194	4.966	1.928	4.306	0.058	0.02
31	Japón	Anterior	1.04	0.005	0.181	4.799	2.108	4.161	0.085	0.028
32	Japón	Anterior	1.04	0.008	0.185	4.848	2.439	4.203	0.127	0.043
33	Japón	Anterior	1.04	0.007	0.237	5.497	2.285	4.766	0.072	0.027
34	Japón	Anterior	1.04	0.006	0.204	5.099	2.262	4.421	0.087	0.031
35	Japón	Anterior	1.04	0.006	0.145	4.3	2.175	3.728	0.129	0.039
36	Japón	Anterior	1.04	0.003	0.102	3.603	1.786	3.124	0.122	0.03
37	Japón	Anterior	1.04	0.004	0.141	4.241	1.859	3.677	0.084	0.025
38	Japón	Anterior	1.04	0.002	0.08	3.2	1.593	2.774	0.123	0.027
39	Japón	Anterior	1.04	0.002	0.063	2.83	1.517	2.454	0.154	0.03
40	Japón	Anterior	1.04	0.002	0.06	2.767	1.49	2.399	0.156	0.03
41	Japón	Anterior	1.04	0.001	0.055	2.651	1.225	2.299	0.099	0.018
42	Japón	Anterior	1.04	0.002	0.063	2.839	1.568	2.461	0.169	0.033
43	Japón	Anterior	1.04	0.002	0.066	2.898	1.49	2.513	0.136	0.027
44	Japón	Antero-central	1.185	0.008	0.127	4.021	2.295	3.486	0.186	0.059
45	Japón	Antero-central	1.185	0.007	0.146	4.313	2.221	3.739	0.137	0.047
46	Japón	Antero-central	1.185	0.007	0.145	4.296	2.232	3.724	0.14	0.048
47	Japón	Antero-central	1.185	0.01	0.194	4.966	2.526	4.306	0.132	0.052
48	Japón	Antero-central	1.185	0.003	0.111	3.754	1.633	3.255	0.082	0.024
49	Japón	Antero-central	1.185	0.004	0.1	3.569	1.921	3.094	0.156	0.044
50	Japón	Antero-central	1.185	0.006	0.129	4.053	2.082	3.514	0.136	0.043
51	Japón	Antero-central	1.185	0.005	0.101	3.592	1.978	3.114	0.167	0.047
52	Japón	Antero-central	1.185	0.004	0.115	3.831	1.83	3.322	0.109	0.033
53	Japón	Antero-central	1.185	0.004	0.114	3.81	1.83	3.303	0.111	0.033
54	Japón	Antero-central	1.185	0.002	0.07	2.995	1.371	2.597	0.096	0.023
55	Japón	Antero-central	1.185	0.001	0.039	2.224	1.172	1.928	0.147	0.026
56	Japón	Central	1.33	0.031	0.423	7.341	3.544	6.364	0.113	0.073
57	Japón	Central	1.33	0.031	0.325	6.429	3.544	5.574	0.168	0.096
58	Japón	Central	1.33	0.019	0.281	5.986	3.026	5.19	0.129	0.069

Tabla B.1 Propiedades físicas, dimensiones y parámetros morfométricos de las partículas.

δ - densidad, M - masa, Ap - área máxima proyectada, Dp - Diámetro proyectado, Dn - Diámetro nominal, Dsv - Diámetro de tamiz (calculado), FFC - Factor de forma Corey, M/Ap - razón entre la masa y el área máxima proyectada

Índice	Población	Tipo de partícula	δ (g/cm3)	M (g)	Ap (cm2)	Dp (mm)	Dn (mm)	Dsv (mm)	FFC	M/Ap (g/cm2)
59	Japón	Central	1.33	0.01	0.177	4.751	2.455	4.119	0.138	0.058
60	Japón	Central	1.33	0.006	0.123	3.956	2.027	3.43	0.135	0.047
61	Japón	Central	1.33	0.006	0.124	3.968	2.015	3.44	0.131	0.046
62	Japón	Central	1.33	0.008	0.141	4.232	2.256	3.669	0.152	0.057
63	Japón	Central	1.33	0.012	0.187	4.873	2.59	4.225	0.15	0.065
64	Tailandia	Central	1.734	0.4	4.607	24.218	7.607	20.997	0.031	0.087
65	Tailandia	Central	1.734	0.371	4.075	22.779	7.422	19.749	0.035	0.091
66	Tailandia	Central	1.734	0.441	4.76	24.617	7.859	21.343	0.033	0.093
67	Tailandia	Central	1.734	0.406	3.961	22.458	7.644	19.471	0.039	0.102
68	Tailandia	Central	1.734	0.355	3.123	19.94	7.313	17.288	0.049	0.114
69	Tailandia	Central	1.734	0.328	3.106	19.886	7.123	17.241	0.046	0.106
70	Tailandia	Central	1.734	0.294	2.832	18.987	6.865	16.462	0.047	0.104
71	Tailandia	Central	1.734	0.356	2.553	18.03	7.321	15.632	0.067	0.14
72	Tailandia	Central	1.734	0.229	2.233	16.863	6.316	14.62	0.053	0.102
73	Tailandia	Central	1.734	0.168	1.559	14.09	5.702	12.216	0.066	0.108
74	Tailandia	Central	1.734	0.157	1.533	13.97	5.571	12.112	0.063	0.102
75	Tailandia	Central	1.734	0.15	1.311	12.919	5.492	11.201	0.077	0.115
76	Tailandia	Central	1.734	0.09	1.116	11.921	4.63	10.336	0.059	0.081
77	Tailandia	Central	1.734	0.16	1.257	12.649	5.608	10.967	0.087	0.127
78	Tailandia	Central	1.734	0.139	1.292	12.828	5.348	11.122	0.072	0.107
79	Tailandia	Central	1.734	0.122	1.06	11.619	5.126	10.074	0.086	0.115
80	Tailandia	Central	1.734	0.09	1.136	12.025	4.621	10.425	0.057	0.079
81	Tailandia	Central	1.734	0.083	0.762	9.853	4.51	8.542	0.096	0.109
82	Tailandia	Central	1.734	0.069	0.757	9.815	4.228	8.509	0.08	0.091
83	Tailandia	Central	1.734	0.081	0.673	9.256	4.476	8.025	0.113	0.121
84	Tailandia	Central	1.734	0.066	0.672	9.251	4.173	8.021	0.092	0.098
85	Tailandia	Central	1.734	0.055	0.518	8.122	3.93	7.042	0.113	0.106
86	Tailandia	Central	1.734	0.039	0.6	8.74	3.493	7.577	0.064	0.065
87	Tailandia	Anterior	1.369	0.048	1.323	12.981	4.066	11.255	0.031	0.036
88	Tailandia	Anterior	1.369	0.052	1.08	11.728	4.168	10.168	0.045	0.048
89	Tailandia	Anterior	1.369	0.086	1.563	14.107	4.924	12.23	0.043	0.055
90	Tailandia	Anterior	1.369	0.031	0.753	9.789	3.495	8.487	0.046	0.041
91	Tailandia	Anterior	1.369	0.024	0.519	8.126	3.228	7.045	0.063	0.046
92	Tailandia	Anterior	1.369	0.021	0.561	8.454	3.097	7.33	0.049	0.038
93	Tailandia	Central	1.734	0.109	1.177	12.24	4.938	10.612	0.066	0.093
94	Tailandia	Central	1.734	0.149	1.42	13.448	5.471	11.66	0.067	0.105
95	Tailandia	Central	1.734	0.155	1.271	12.719	5.551	11.027	0.083	0.122
96	Tailandia	Central	1.734	0.066	0.704	9.469	4.163	8.21	0.085	0.093
97	Tailandia	Central	1.734	0.096	0.863	10.482	4.729	9.088	0.092	0.111
98	Tailandia	Central	1.734	0.049	0.553	8.39	3.774	7.274	0.091	0.088
99	Tailandia	Central	1.734	0.041	0.426	7.363	3.564	6.384	0.113	0.097
100	Tailandia	Central	1.734	0.068	0.641	9.035	4.209	7.834	0.101	0.106
101	Tailandia	Central	1.734	0.04	0.495	7.937	3.544	6.882	0.089	0.082
102	Tailandia	Central	1.734	0.051	0.55	8.37	3.817	7.257	0.095	0.092
103	Tailandia	Central	1.734	0.028	0.295	6.126	3.117	5.312	0.132	0.093
104	Tailandia	Central	1.734	0.037	0.337	6.555	3.444	5.683	0.145	0.11
105	Tailandia	Central	1.734	0.059	0.495	7.937	4.018	6.881	0.13	0.119
106	Tailandia	Central	1.734	0.038	0.468	7.72	3.484	6.693	0.092	0.082
107	Tailandia	Central	1.734	0.024	0.224	5.337	2.979	4.627	0.174	0.107
108	Tailandia	Central	1.734	0.022	0.207	5.131	2.885	4.448	0.178	0.105
109	Tailandia	Central	1.734	0.01	0.171	4.67	2.217	4.049	0.107	0.058
110	Tailandia	Anterior	1.369	0.021	0.633	8.977	3.058	7.783	0.04	0.032
111	Tailandia	Anterior	1.369	0.018	0.547	8.346	2.917	7.236	0.043	0.033
112	Tailandia	Anterior	1.369	0.012	0.388	7.028	2.558	6.094	0.048	0.031
113	Tailandia	Anterior	1.369	0.017	0.423	7.342	2.895	6.365	0.061	0.041
114	Tailandia	Anterior	1.369	0.019	0.394	7.084	2.955	6.142	0.073	0.047
115	Tailandia	Anterior	1.369	0.013	0.324	6.425	2.647	5.571	0.07	0.041
116	Tailandia	Anterior	1.369	0.008	0.302	6.196	2.225	5.372	0.046	0.026

Tabla B.1 Propiedades físicas, dimensiones y parámetros morfométricos de las partículas.

δ - densidad, M - masa, Ap - área máxima proyectada, Dp - Diámetro proyectado, Dn - Diámetro nominal, Dsv - Diámetro de tamiz (calculado), FFC - Factor de forma Corey, M/Ap - razón entre la masa y el área máxima proyectada

Índice	Población	Tipo de partícula	δ (g/cm3)	M (g)	Ap (cm2)	Dp (mm)	Dn (mm)	Dsv (mm)	FFC	M/Ap (g/cm2)
117	Tailandia	Anterior	1.369	0.015	0.343	6.607	2.756	5.728	0.073	0.044
118	Tailandia	Anterior	1.369	0.011	0.274	5.91	2.507	5.124	0.076	0.041
119	Tailandia	Anterior	1.369	0.009	0.257	5.715	2.358	4.955	0.07	0.037
120	Tailandia	Anterior	1.369	0.011	0.256	5.71	2.462	4.95	0.08	0.042
121	Tailandia	Anterior	1.369	0.009	0.286	6.031	2.316	5.229	0.057	0.031
122	Tailandia	Anterior	1.369	0.007	0.137	4.178	2.117	3.623	0.13	0.05
123	Tailandia	Anterior	1.369	0.002	0.086	3.313	1.496	2.873	0.092	0.028
124	Tailandia	Anterior	1.369	0.005	0.128	4.037	1.845	3.5	0.095	0.035
125	Tailandia	Central	1.734	0.003	0.07	2.99	1.522	2.592	0.132	0.046
126	Tailandia	Central	1.734	0.005	0.102	3.604	1.801	3.125	0.125	0.052
127	Tailandia	Central	1.734	0.01	0.124	3.966	2.195	3.438	0.17	0.078
128	Tailandia	Central	1.734	0.008	0.114	3.814	2.074	3.306	0.161	0.071
129	Tailandia	Central	1.734	0.002	0.08	3.199	1.343	2.773	0.074	0.027
130	Tailandia	Anterior	1.369	0.004	0.226	5.359	1.583	4.646	0.026	0.016
131	Tailandia	Anterior	1.369	0.005	0.274	5.909	1.96	5.123	0.037	0.02
132	Tailandia	Anterior	1.369	0.002	0.096	3.501	1.334	3.036	0.055	0.018
133	Tailandia	Anterior	1.369	0.003	0.132	4.099	1.629	3.554	0.063	0.023
134	Tailandia	Anterior	1.369	0.009	0.189	4.907	2.35	4.254	0.11	0.049
135	Tailandia	Anterior	1.369	0.002	0.098	3.539	1.496	3.068	0.076	0.024
136	Tailandia	Anterior	1.369	0.003	0.11	3.747	1.556	3.249	0.072	0.024
137	Tailandia	Anterior	1.369	0.006	0.139	4.203	1.996	3.644	0.107	0.041

Tabla B.2. Trayectoria de caída y parámetros hidrodinámicos de las partículas.

Ws - velocidad de sedimentación, Deq - Diámetro equivalente, Re Dn - Número de Reynolds de partícula calculado con el diámetro nominal, Cd Dn - coeficiente de arrastre calculado con el diámetro nominal, Cd M/Ap - coeficiente de arrastre calculado con la razón entre la masa y el área máxima proyectada, Cd δm - coeficientes de arrastre calculados con la densidad media del conjunto de las partículas

Índice	Población	Tipo de partícula	Trayectoria	Ws (cm/s)	Deq (mm)	Re Dn	Cd Dn	Cd M/Ap	Cd Dn, δm	Cd M/Ap, δm
1	Japón	Umbón	Compleja	5.54	0.38	252.445	4.023	0.576	7.612	0.957
2	Japón	Central	Oscilatoria irregular	4.79	0.337	251.089	11.043	1.715	11.713	1.792
3	Japón	Antero-central	Oscilatoria irregular	3.98	0.291	181.433	7.798	1.154	14.754	1.916
4	Japón	Central	Compleja	5.32	0.367	196.721	6.315	1.105	6.698	1.154
5	Japón	Central	Oscilatoria irregular	6.03	0.408	260.617	5.746	1.05	6.094	1.097
6	Japón	Antero-central	Helicoidal	4.41	0.316	188.539	5.957	1.007	11.27	1.672
7	Japón	Central	Compleja	4.78	0.336	223.515	9.893	1.249	10.492	1.305
8	Japón	Umbón	Compleja	4.91	0.344	240.176	5.498	0.846	10.402	1.406
9	Japón	Central	Compleja	5.96	0.404	299.752	6.844	1.123	7.259	1.173
10	Japón	Umbón	Oscilatoria regular	4.91	0.344	219.416	5.023	0.798	9.503	1.325
11	Japón	Umbón	Oscilatoria regular	4.14	0.3	151.58	5.789	0.808	10.952	1.341
12	Japón	Anterior	Compleja	3.55	0.267	146.761	1.922	0.26	16.818	1.751
13	Japón	Anterior	Compleja	3.63	0.272	154.374	1.891	0.271	16.546	1.829
14	Japón	Anterior	Compleja	2.65	0.216	98.171	3.091	0.31	27.045	2.088
15	Japón	Margen	Compleja	4.26	0.307	133.673	1.013	0.172	8.864	1.161
16	Japón	Anterior	Compleja	3.97	0.291	134.906	1.263	0.195	11.053	1.315
17	Japón	Margen	Compleja	3.47	0.263	99.343	1.393	0.226	12.19	1.524
18	Japón	Umbón	Helicoidal	3.99	0.292	124.572	5.314	0.86	10.054	1.428
19	Japón	Umbón	Compleja	3.79	0.281	85.401	4.251	0.861	8.042	1.429
20	Japón	Umbón	Helicoidal	8.39	0.546	200.899	0.922	0.162	1.744	0.268
21	Japón	Umbón	Compleja	3.83	0.283	104.395	5.035	0.945	9.526	1.57
22	Japón	Central	Compleja	4.46	0.318	133.315	7.264	1.407	7.704	1.471
23	Japón	Central	Helicoidal	4.35	0.312	107	6.283	1.086	6.664	1.135
24	Japón	Central	Compleja	5.07	0.353	122.978	4.561	1.103	4.838	1.153
25	Japón	Central	Recta	5.58	0.382	133.054	3.702	0.989	3.926	1.034
26	Japón	Central	Compleja	6.68	0.445	197.62	3.205	0.953	3.399	0.996
27	Japón	Anterior	Oscilatoria regular	4.5	0.321	114.992	0.739	0.151	6.469	1.021
28	Japón	Margen	Compleja	4.77	0.336	112.636	0.608	0.131	5.321	0.881
29	Japón	Margen	Recta	3.74	0.278	63.755	0.714	0.166	6.248	1.116
30	Japón	Anterior	Helicoidal	2.31	0.197	39.721	1.888	0.284	16.52	1.917
31	Japón	Anterior	Compleja	2.81	0.226	52.838	1.395	0.269	12.209	1.814
32	Japón	Anterior	Giratoria	3.42	0.26	74.408	1.09	0.276	9.536	1.86
33	Japón	Anterior	Recta	3.13	0.244	63.812	1.219	0.211	10.669	1.421
34	Japón	Anterior	Recta	3.8	0.281	76.668	0.819	0.161	7.163	1.086
35	Japón	Anterior	Giratoria	3.41	0.259	66.151	0.977	0.25	8.553	1.685
36	Japón	Anterior	Recta	3.24	0.25	51.608	0.889	0.218	7.779	1.472
37	Japón	Anterior	Giratoria	1.89	0.172	31.347	2.72	0.523	23.804	3.525
38	Japón	Anterior	Helicoidal	2.32	0.197	32.962	1.547	0.383	13.533	2.583
39	Japón	Anterior	Helicoidal	3.61	0.271	48.844	0.608	0.175	5.323	1.178
40	Japón	Anterior	Helicoidal	2.97	0.235	39.467	0.883	0.256	7.723	1.725
41	Japón	Anterior	Helicoidal	2.01	0.179	21.957	1.584	0.338	13.862	2.278
42	Japón	Anterior	Giratoria	3.07	0.24	42.947	0.87	0.265	7.609	1.789
43	Japón	Anterior	Giratoria	2.65	0.216	35.214	1.109	0.293	9.701	1.974
44	Japón	Antero-central	Compleja	5.72	0.39	117.104	1.696	0.552	3.208	0.917
45	Japón	Antero-central	Compleja	4.94	0.346	97.886	2.2	0.584	4.163	0.969
46	Japón	Antero-central	Helicoidal	6.25	0.42	124.447	1.381	0.373	2.613	0.619
47	Japón	Antero-central	Helicoidal	6.47	0.433	145.79	1.459	0.377	2.76	0.627
48	Japón	Antero-central	Helicoidal	3.68	0.275	53.595	2.914	0.551	5.513	0.915
49	Japón	Antero-central	Helicoidal	3.52	0.266	60.328	3.748	1.086	7.091	1.804
50	Japón	Antero-central	Giratoria	3.65	0.273	67.792	3.778	0.997	7.147	1.655
51	Japón	Antero-central	Helicoidal	5.64	0.385	99.506	1.503	0.456	2.843	0.757
52	Japón	Antero-central	Giratoria	3.57	0.268	58.266	3.47	0.791	6.565	1.314
53	Japón	Antero-central	Recta	3.15	0.245	51.412	4.457	1.028	8.433	1.707
54	Japón	Antero-central	Helicoidal	2.1	0.185	25.689	7.517	1.576	14.221	2.617
55	Japón	Antero-central	Recta	2.4	0.202	25.102	4.92	1.368	9.309	2.272
56	Japón	Central	Compleja	5.22	0.361	165.032	5.608	1.307	5.948	1.366
57	Japón	Central	Compleja	7.01	0.464	221.624	3.11	0.945	3.298	0.988
58	Japón	Central	Compleja	5.4	0.372	145.777	4.475	1.144	4.746	1.195
59	Japón	Central	Oscilatoria regular	5.92	0.401	129.632	3.02	0.806	3.203	0.843
60	Japón	Central	Recta	5.87	0.398	106.143	2.537	0.666	2.69	0.696

Tabla B.2. Trayectoria de caída y parámetros hidrodinámicos de las partículas.

Ws - velocidad de sedimentación, Deq - Diámetro equivalente, Re Dn - Número de Reynolds de partícula calculado con el diámetro nominal, Cd Dn - coeficiente de arrastre calculado con el diámetro nominal, Cd M/Ap - coeficiente de arrastre calculado con la razón entre la masa y el área máxima proyectada, Cd δm - coeficientes de arrastre calculados con la densidad media del conjunto de las partículas

Índice	Población	Tipo de partícula	Trayectoria	Ws (cm/s)	Deq (mm)	Re Dn	Cd Dn	Cd M/Ap	Cd Dn, δm	Cd M/Ap, δm
61	Japón	Central	Helicoidal	5.1	0.355	91.687	3.341	0.862	3.544	0.9
62	Japón	Central	Helicoidal	5.02	0.35	101.044	3.861	1.097	4.095	1.147
63	Japón	Central	Helicoidal	6.59	0.44	152.262	2.572	0.726	2.728	0.759
64	Tailandia	Central	Compleja	6.96	0.461	484.44	15.073	1.487	8.419	1.021
65	Tailandia	Central	Compleja	6.53	0.436	443.703	16.691	1.772	9.323	1.217
66	Tailandia	Central	Compleja	6.23	0.419	448.395	19.403	1.977	10.838	1.358
67	Tailandia	Central	Compleja	6.55	0.438	458.514	17.074	1.978	9.537	1.359
68	Tailandia	Central	Compleja	6.8	0.452	455.504	15.15	2.038	8.463	1.4
69	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	6.38	0.428	415.825	16.797	2.155	9.383	1.48
70	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	6.63	0.442	416.421	14.993	1.96	8.375	1.346
71	Tailandia	Central	Compleja	7.05	0.466	472.269	14.141	2.332	7.899	1.602
72	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	6.16	0.415	356.279	15.956	2.239	8.913	1.538
73	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	6.27	0.421	327.331	13.905	2.277	7.767	1.564
74	Tailandia	Central	Compleja	7.02	0.465	357.999	10.844	1.725	6.057	1.185
75	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	6.35	0.426	319.456	13.046	2.358	7.287	1.62
76	Tailandia	Central	Compleja	6.41	0.429	271.608	10.812	1.631	6.039	1.12
77	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	5.95	0.403	305.658	15.169	2.981	8.473	2.048
78	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	5.62	0.384	275.202	16.235	2.822	9.069	1.939
79	Tailandia	Central	Compleja	7.03	0.465	329.868	9.949	1.937	5.558	1.33
80	Tailandia	Central	Compleja	6.04	0.408	255.399	12.16	1.796	6.792	1.234
81	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	5.82	0.396	240.362	12.763	2.675	7.129	1.837
82	Tailandia	Central	Compleja	6.61	0.441	255.874	9.275	1.721	5.181	1.182
83	Tailandia	Central	Compleja	7.26	0.479	297.314	8.152	1.906	4.553	1.309
84	Tailandia	Central	Compleja	6.62	0.442	252.872	9.137	1.86	5.104	1.277
85	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	6.29	0.423	226.382	9.517	2.228	5.316	1.531
86	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	5.48	0.376	175.343	11.143	1.78	6.224	1.223
87	Tailandia	Anterior	Helicoidal	2.67	0.217	99.243	27.585	2.707	30.65	2.92
88	Tailandia	Anterior	Compleja	3.3	0.253	125.811	18.482	2.334	20.536	2.518
89	Tailandia	Anterior	Helicoidal	3.07	0.24	138.29	25.23	3.075	28.033	3.317
90	Tailandia	Anterior	Helicoidal	3.8	0.281	121.52	11.68	1.489	12.978	1.606
91	Tailandia	Anterior	Helicoidal	4.37	0.313	129.168	8.142	1.285	9.047	1.386
92	Tailandia	Anterior	Compleja	3.32	0.254	94.195	13.532	1.816	15.035	1.959
93	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	6.2	0.417	277.283	12.328	2.006	6.886	1.378
94	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	6.88	0.457	340.91	11.095	1.836	6.198	1.262
95	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	6.41	0.43	322.449	12.953	2.467	7.235	1.695
96	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	8.34	0.543	314.394	5.747	1.111	3.21	0.763
97	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	7.36	0.485	315.197	8.38	1.705	4.681	1.171
98	Tailandia	Central	Compleja	7.27	0.48	248.706	6.842	1.384	3.822	0.951
99	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	7.3	0.481	235.652	6.418	1.504	3.585	1.033
100	Tailandia	Central	Compleja	7.73	0.507	294.668	6.761	1.467	3.777	1.008
101	Tailandia	Central	Oscilatoria regular	6.94	0.46	222.703	7.064	1.408	3.946	0.967
102	Tailandia	Central	Compleja	6.96	0.461	240.661	7.561	1.573	4.224	1.08
103	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	6.86	0.456	193.748	6.353	1.645	3.549	1.13
104	Tailandia	Central	Compleja	7.66	0.503	239.192	5.623	1.553	3.141	1.067
105	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	7.17	0.474	260.939	7.501	1.923	4.19	1.321
106	Tailandia	Central	Oscilatoria irregular	7.73	0.507	243.907	5.597	1.14	3.127	0.783
107	Tailandia	Central	Compleja	7.18	0.474	193.757	5.544	1.727	3.097	1.186
108	Tailandia	Central	Helicoidal	8.08	0.528	211.177	4.239	1.34	2.368	0.921
109	Tailandia	Central	Helicoidal	6.76	0.45	135.905	4.648	1.048	2.596	0.72
110	Tailandia	Anterior	Compleja	4.22	0.305	117.037	8.264	0.959	9.182	1.035
111	Tailandia	Anterior	Helicoidal	3.27	0.252	86.544	13.123	1.604	14.581	1.73
112	Tailandia	Anterior	Oscilatoria regular	3.32	0.255	77.064	11.157	1.478	12.397	1.595
113	Tailandia	Anterior	Recta	4.3	0.31	112.92	7.535	1.172	8.373	1.264
114	Tailandia	Anterior	Oscilatoria regular	4.8	0.338	128.623	6.175	1.075	6.861	1.159
115	Tailandia	Anterior	Helicoidal	4.64	0.328	111.191	5.94	1.008	6.6	1.088
116	Tailandia	Anterior	Compleja	3.53	0.266	71.256	8.592	1.108	9.546	1.196
117	Tailandia	Anterior	Compleja	3.39	0.258	84.527	11.593	2.017	12.881	2.176
118	Tailandia	Anterior	Helicoidal	4.58	0.325	104.124	5.755	1.036	6.395	1.118
119	Tailandia	Anterior	Helicoidal	4.14	0.301	88.475	6.631	1.129	7.368	1.218
120	Tailandia	Anterior	Oscilatoria irregular	3.97	0.291	88.469	7.549	1.404	8.388	1.514

Tabla B.2. Trayectoria de caída y parámetros hidrodinámicos de las partículas.

Ws - velocidad de sedimentación, Deq - Diámetro equivalente, Re Dn - Número de Reynolds de partícula calculado con el diámetro nominal, Cd Dn - coeficiente de arrastre calculado con el diámetro nominal, Cd M/Ap - coeficiente de arrastre calculado con la razón entre la masa y el área máxima proyectada, Cd δm - coeficientes de arrastre calculados con la densidad media del conjunto de las partículas

Índice	Población	Tipo de partícula	Trayectoria	Ws (cm/s)	Deq (mm)	Re Dn	Cd Dn	Cd M/Ap	Cd Dn, δm	Cd M/Ap, δm
121	Tailandia	Anterior	Helicoidal	3.35	0.256	70.374	9.923	1.463	11.026	1.578
122	Tailandia	Anterior	Helicoidal	4.93	0.345	94.497	4.205	1.079	4.672	1.164
123	Tailandia	Anterior	Helicoidal	4.76	0.335	64.46	3.189	0.65	3.544	0.701
124	Tailandia	Anterior	Helicoidal	4.26	0.307	71.262	4.893	1.022	5.437	1.102
125	Tailandia	Central	Helicoidal	8.73	0.567	120.362	1.916	0.496	1.07	0.341
126	Tailandia	Central	Compleja	6.97	0.462	113.722	3.554	0.887	1.985	0.609
127	Tailandia	Central	Compleja	8.06	0.526	160.256	3.242	0.993	1.811	0.682
128	Tailandia	Central	Compleja	8.04	0.525	151.104	3.076	0.91	1.718	0.625
129	Tailandia	Central	Helicoidal	7.32	0.482	89.079	2.404	0.424	1.343	0.291
130	Tailandia	Anterior	Compleja	5.27	0.364	75.51	2.753	0.304	3.058	0.328
131	Tailandia	Anterior	Helicoidal	3.36	0.256	59.633	8.385	0.923	9.317	0.996
132	Tailandia	Anterior	Helicoidal	3.63	0.272	43.831	4.886	0.709	5.429	0.765
133	Tailandia	Anterior	Giratoria	3.36	0.256	49.548	6.973	1.101	7.747	1.188
134	Tailandia	Anterior	Recta	3.37	0.257	71.782	9.967	2.286	11.074	2.466
135	Tailandia	Anterior	Recta	3.21	0.248	43.57	6.981	1.248	7.757	1.346
136	Tailandia	Anterior	Helicoidal	4.24	0.306	59.794	4.17	0.719	4.633	0.776
137	Tailandia	Anterior	Oscilatoria irregular	5.12	0.356	92.683	3.664	0.826	4.071	0.891

C. Velocidad crítica de transporte: parámetros hidrodinámicos

Tabla C.1. Velocidad crítica de transporte, parámetros hidrodinámicos.

Dsv	U (cm/s)	u*c (cm/s)	u*c m (cm/s)	τ_c (dina/cm ²)	Mn	Rep	θ
5.15	35.2	4.04	4.32	18.66	0.919	192.6	0.090
	36.7	3.83					
	36.7	4.61					
	35.2	3.84					
	33.9	4.62					
	34.0	4.19					
	33.9	5.12					
3.58	35.5	3.61	3.76	14.14	0.897	116.6	0.098
	31.3	3.71					
	34.1	4.55					
	31.5	4.1					
	31.6	3.23					
	31.6	3.48					
	34.4	3.65					
2.25	29.0	2.54	2.67	7.13	0.650	52.0	0.079
	27.9	2.38					
	28.2	2.72					
	29.1	2.84					
	26.8	2.72					
	25.6	2.86					
	24.2	2.62					
1.3	24.8	1.87	1.88	3.53	-----	21.2	0.068
	23.9	1.99					
	22.8	1.56					
	23.4	2.08					
0.65	16.4	1.01	1.06	1.12	-----	6.0	0.043
	20.0	1.24					
	20.2	0.997					
	19.9	0.951					
	19.1	1.1					

Dsv - Diámetro de tamiz, U - velocidad media de corriente, u*c - velocidad crítica de transporte, u*c m - media aritmética de las velocidades críticas de transporte de cada diámetro de tamiz, τ_c - esfuerzo cortante crítico, Mn - número de movilidad, Rep - número Reynolds de partícula, θ - parámetro de Shields.

D. Microfacies: mediciones sobre composición, textura y fábrica

Tabla D1. Microfacies de la Quebrada del Arenal. Detalle de las mediciones sobre composición, textura y fábrica realizadas en las distintas muestras en orden estratigráfico.

Fábrica: CS - clasto sostén, F - flotante. **Diámetro:** AMF - arena muy fina. **Selección:** mS - moderadamente seleccionado, BS - bien seleccionado, MBS - muy bien seleccionado. **Estructura:** M - masiva, MO - microondulítica, G - gradación normal. **Empaquetamiento:** D - denso, S - suelto, Di - disperso. **Orientación:** OU - oblicua unimodal, OB - oblicua bimodal, OC - oblicua compuesta, P - polimodal, C - concordante.

Muestra	A1		A2		A3			A4		A5	
Microfacies	C1	AMFc1	AMFc1	Ca	C1	AMFc1	AMF	AMFc1	AMF	Ca	Ca
Componentes	85	85	85	50	90	85	85	90	90	50	50
	5	5	15	50	10	15	15	10	10	50	50
	10	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	CS	CS	CS	F	CS	CS	CS	CS	CS	F	F
Silicoclastos	22.9	49.7	62.4	72.1	37.6	65	91.9	69.7	84.3	73.9	75.6
	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF	AMF
Selección	BS-MBS		BS		BS-MBS			MBS		BS-MBS	
Bioclastos fosfáticos	70.5	44.3	31	17.5	60.2	31.7	6.8	27	15.3	15.5	13.4
	0.1-1.3-5.9	0.2-1.6-5.8	0.3-1.6-3.9	0.5-1.6-3.1	0.2-1.1-3.3	0.2-1.3-3.9	0.2-0.6-2.9	0.2-1.0-3.6	0.2-0.6-3.5	0.2-0.7-2.9	0.2-1.0-3.3
	20-100-400	40-100-330	40-100-180	30-100-300	30-80-190	30-90-250	10-40-140	20-60-280	10-40-120	10-40-190	20-60-160
	0.03-0.11-0.3	0.02-0.08-0.3	0.02-0.07-0.2	0.02-0.10-0.5	0.02-0.08-0.3	0.02-0.08-0.4	0.01-0.08-0.3	0.01-0.08-0.3	0.02-0.07-0.3	0.02-0.07-0.2	0.02-0.06-0.2
Selección	mS		mS		mS			mS	BS	BS	BS
Bioclastos fosfáticos equidimensionales	1.6	1.8	1.7	0.4	1.1	0.8	0.4	1.9	0.4	0.5	0.5
	290	230	160	230	320	170	240	200	300	220	320
Intraclastos fosfáticos	3.3	2.5	3.5	0.9	1.1	1.7	0	1.4	0	0	2
	610	560	610	360	1200	400	-	250	-	-	400
Bioclastos carbonáticos	1.7	1.7	1.4	9.1	0	0.8	0.9	0	0	10.1	8.5
	3.6	0.6	2.8	2.2	-	0.9	2.8	-	-	1.6	1
Fábrica	M	MO	MO	MO, M	M	MO	MO, G	MO, G	MO, G	MO, M	MO, M
	D	D-S	D-S	S	D	S-D	Di-S	S-D	Di-S	S-Di	S-Di
	OU	OU, OB	C	P	OB	C	OC	OB	OB	P	P

Tabla D2. Microfacies del Alto de la Sierra. Detalle de las mediciones sobre composición, textura y fábrica realizadas en las distintas muestras en orden estratigráfico.

Fábrica: CS - clasto sostén, F - flotante. **Diámetro:** AM - arena media, AF - arena fina, AMF - arena muy fina, LG - limo grueso. **Selección:** MS - mal seleccionado, mS - moderadamente seleccionado, BS - bien seleccionado, MBS - muy bien seleccionado. **Estructura:** M - masiva, MO - microondulítica. **Empaquetamiento:** D - denso, S - suelto. **Orientación:** OU - oblicua unimodal, OB - oblicua bimodal, OC - oblicua compuesta.

Muestra	V1	V2	V3		V4		V5			
Microfacies	AMc-I	C-I	C2	AMc1	C2	AMc1	LG	AMFc2	AMc2	C2
Componentes	80	80	85	85	85	90	90	90	90	85
	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
	10	10	5	5	5	0	0	0	0	5
	CS	CS	CS	CS	CS	CS	CS	CS	CS	CS
Silicoclastos										
%	39.8	32.5	24.5	43.9	31.6	43.5	99.5	71.3	67.8	28.2
Diámetro (clase)	AM	AM	AF	AM	AM	AM	LG	AMF	AM	AF
Selección	mS	mS	MS	mS	MS	mS	mS	MS	MS	MS
Bioclastos fosfáticos										
%	43.2	47.6	74.5	51.4	68.4	51.1	<0.5	27.3	25.1	71.8
Largo (mm)	0.5-1.3-3.9	0.4-1.4-5.5	0.3-1.7-6.5	0.2-1.3-5.0	0.4-1.5-4.4	0.3-1.1-3.8	-	0.3-1.4-3.0	0.3-1.0-3.0	0.2-1.9-6.3
Espesor (µm)	80-300-500	50-260-590	60-200-560	60-170-500	60-190-410	60-190-470	-	30-150-360	50-170-350	30-200-560
FFC	0.04-0.23-0.8	0.03-0.20-0.7	0.04-0.14-0.6	0.03-0.15-0.5	0.03-0.14-0.4	0.06-0.18-0.7	-	0.04-0.13-0.5	0.04-0.18-0.6	0.03-0.13-0.8
Selección	BS	mS	MS	mS	mS	BS	-	mS	mS	MS
Bioclastos fosfáticos equidimensionales										
%	6.8	2.2	1	3.5	0	4.9	0	1.4	6.7	0
Diámetro (µm)	360	470	410	410	-	430	-	450	340	-
Intraclastos fosfáticos										
%	10.2	17.7	0	1.2	0	0.5	0	0	0.4	0
Diámetro (µm)	1400	1600	-	560	-	340	-	-	1000	-
Fábrica										
Estructura	M	M	M	MO	MO	MO	-	MO	MO	M
Empaquetamiento	S-D	D-S	D	S-D	D-S	S-D	-	S-D	S-D	D
Orientación	OU	OU	OB	OC	OC	OB	-	OU	OC	OB

